

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

Maria Angélica Fonseca Sampaio

**PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E EVOLUÇÃO CRUSTAL DO COMPLEXO
GRANÍTICO ESPERANÇA, TERRENO ALTO PAJEÚ, DOMÍNIO DA ZONA
TRANSVERSAL, PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE BRASILEIRO.**

Tese de Doutorado
2005

MARIA ANGÉLICA FONSECA SAMPAIO
Geóloga, Universidade Federal de Pernambuco, 1994
Mestra, Universidade Federal de Pernambuco, 2000

**PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E EVOLUÇÃO CRUSTAL DO COMPLEXO
GRANÍTICO ESPERANÇA, TERRENO ALTO PAJEÚ, DOMÍNIO DA ZONA
TRANSVERSAL, PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE BRASILEIRO.**

Tese que apresenta à Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pela Prof^ª. Dr^ª. Ignez de Pinho Guimarães, como preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Doutor em Geociências, área de concentração Petrologia, Litogeoquímica e Evolução Crustal.

RECIFE, PE
2005

S192p**Sampaio, Maria Angélica Fonseca.**

Petrologia, Geoquímica e Evolução Crustal do Complexo Granítico Esperança, Terreno Alto Pajeú, do Domínio da Zona Transversal, Província Borborema, Nordeste Brasileiro/
Maria Angélica Fonseca Sampaio. - Recife: O Autor, 2005.
258 folhas, il., graf., tabs.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco.
CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2005.

Inclui referências bibliográficas.



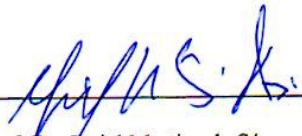
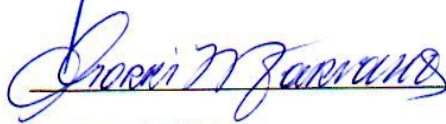

1. Geociências. 2. Petrologia. 3. Granitóides – Nordeste Brasileiro. 4. Evolução Crustal. I. Título.

551 CDD (22. ed.)**BCTG/2009-185**

PETROLOGIA, GEOQUÍMICA E EVOLUÇÃO CRUSTAL DO COMPLEXO
GRANÍTICO ESPERANÇA, TERRENO ALTO PAJEÚ, DOMÍNIO DA ZONA
TRANSVERSAL, PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE BRASILEIRO.

MARIA ANGÉLICA FONSECA SAMPAIO

APROVADA:

	25/02/2005
Prof. Dra. Ignez de Pinho Guimarães	data
	25/02/2005
Prof. Dr. Adejardo Francisco da Silva Filho	data
	25/02/2005
Prof. Dr. Jaziel Martins de Sá	data
	25/02/2005
Prof. Dr. Gorki Mariano	data
	25/02/2005
Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi	data

FORÇA

Se eu pudesse deixar algum presente para você,
deixaria aceso o sentimento
de amor à vida dos seres humanos.
A consciência de aprender
tudo o que nos foi ensinado pelos tempos afora.
Lembraria os erros que foram cometidos
para que não mais se repetissem.
A capacidade de escolher novos rumos.
Deixaria para você, se pudesse, o respeito
àquilo que é indispensável:
além do pão, o trabalho;
além do trabalho, a ação.
E, quando tudo mais faltasse, um segredo:
o de buscar no interior de si mesmo
a resposta e a força
para encontrar a saída.

Mahatma Gandhi.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a DEUS por esta vitória.

Aos meus queridos pais, JARBAS (*in Memoriam*) e ANGÉLICA, queridos irmãos RONALDO, ELISABETE e SÍLVIA, queridos cunhados UTE, GUSTAVO e ADÍLSON, queridos sobrinhos VANESSA e IGOR, agradeço de todo o coração pelo carinho e apoio que sempre me proporcionaram, e pelo incentivo nas horas difíceis.

Aos meus amados marido LUIS CHRISTIAN e filho LEONARDO, vocês são a luz da minha vida e a força que me ajuda a seguir sempre em frente. Agradeço a DEUS por vocês existirem e estarem ao meu lado. A LUIS CHRISTIAN também como colega geólogo, pela colaboração total em todas as fases desta TESE: discussões, idéias e apoio na finalização.

Ao CNPq pelo suporte financeiro (Processo Nº 141597/2000-3); à UFPE e particularmente ao DGEO, nas pessoas de seus funcionários e professores, pela colaboração e boa vontade durante meus longos anos de aprendizado acadêmico; à CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL, empresa pública na qual trabalho e que proporcionou as condições para a finalização desta TESE, nas pessoas do Superintendente da SUREG-RE Sr. JOSÉ WILSON TEMÓTEO e Gerentes Sr. JOSÉ PESSOA VEIGA JR. (GERIDE) e Sr. Roberto Biondi (GERAFI).

À orientadora desta TESE, Prof^a Dr^a IGNEZ DE PINHO GUIMARÃES, pelos ensinamentos e paciência; aos professores da Banca Examinadora, Prof. Dr. ADEJARDO FRANCISCO DA SILVA FILHO, Prof. Dr. GORKI MARIANO, Prof. Dr. VALDECIR DE ASSIS JANASI e Prof. Dr. JAZIEL MARTINS DE SÁ, pelas correções e sugestões apresentadas que em muito contribuíram para a elevação da qualidade desta TESE.

Agradecimento especial ao Prof. Dr. EDILTON JOSÉ DOS SANTOS; co-orientador informal da TESE nos primeiros anos, e cujas teorias e visão geológica acerca da Província Borborema foram fundamentais no desenvolvimento desta TESE.

Agradecimento especial aos colegas e amigos da Pós-Graduação em Geociências DWIGHT RODRIGUES, HERMANÍLTON AZEVEDO GOMES, MARIA CLÉLIA DE ARAGÃO BARRETO, EVENILDO BEZERRA DE MELO, FRANCISCO DE OLIVEIRA BORGES (Chico) e JOSÉ DINIZ MADRUGA FILHO, vocês são para mim exemplos de vida, coragem e determinação. Tenho muito orgulho de ter sido colega e amiga de vocês, que muito me ensinaram em todos os aspectos, mas acima de tudo pelo exemplo. Obrigada a todos, queridos amigos.

Agradecimento especial ao Geólogo Dr. JUDSON DA CUNHA E SILVA, por seu permanente incentivo para a finalização desta TESE. Meus sinceros agradecimentos.

Às colegas da Turma de Doutorado em Petrologia da UFPE (Ano de Entrada 2000), MARIA de FÁTIMA LYRA de BRITO; LILIANA SAYURI OSAKO e SILVANA DIENE de BARROS por dividirem comigo esta época tão especial de nossas vidas, e cujos exemplos

cotidianos de trabalho, persistência e seriedade muito me ensinaram a evoluir como estudante e profissional das Geociências.

Agradecimento especial ao Geólogos-Sêniores e Amigos da CPRM, que aportaram valiosas contribuições ao desenvolvimento desta TESE, com o vasto conhecimento geológico e experiência de vida de que são portadores: Dr. HÉLTON HÉLERI FALCÃO TORRES, VANILDO ALMEIDA MENDES, LUIZ ALBERTO ANGELIM, MARINHO ALVES (*in Memoriam*) e ESPEDITA GONÇALVES DE TORRES.

Aos professores de Geologia da UFPE, Maurício Rangel da Silva, Alcides Sial, Valderez Ferreira, Sérgio Pacheco, Edmilson Lima, Ricardo Pessoa, Derleide Pessoa, Margareth Alheiros, Jaime Gusmão, Jorge Cardoso (*in Memoriam*), Arão Horowitz (*in Memoriam*), Albany Gouveia, Cláudio de Castro, Edilton Feitosa, Virgínio Henrique Neumann, Hartmut Beurlen, Marcelo Reis, Evenildo Bezerra de Melo. A todos vocês, meus sinceros agradecimentos.

Aos funcionários do Departamento de Geologia e da Biblioteca do CTG, pelo bom atendimento em todos os momentos, agradeço de coração.

Aos amigos e colegas da CPRM, companheiros de dia-a-dia, Jorge Fortunato de Miranda, Alan Dionísio de Barros, Dorgival Lima, Almir Gomes Freire, Almir Alexandre, Dalvanise Bezerril, Sandra Helena de Mendonça, Hortência de Assis, Miriam Xavier, Verônica Magalhães, Jardo Caetano dos Santos (*in Memoriam*), Ivo Pessato Paiva, Antônia de Oliveira (Tonha), Mercília Barros, Cláudio Scheid, Roberto Vieira, Ana Paula Rangel, Francisco Batista, Robson de Carlo, Genner Alves, Saulo Moreira, Ambrósio Dantas, Armando Arruda, Franklin de Moraes, Breno Beltrão, Brivaldo Franco, Janaína França, Wanessa Marques, Josenildo dos Santos e em especial à minha querida IRMÃ CÍCERA. Agradeço a todos pelo companheirismo e amizade.

Ao povo das cidades de Esperança, Pocinhos, Montadas, Areal, Remígio, Puxinanã, São Sebastião de Lagoa de Roça e Alagoa Nova, área de trabalho desta TESE, meus sinceros agradecimentos.

APRESENTAÇÃO

A presente Tese tem por objetivo cumprir exigências curriculares necessárias à obtenção do título de Doutor em Geociências, pela Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco.

Esta Tese está vinculada ao Plano de Pesquisa “Petrogênese dos Granitóides do Terreno Pajeú-Paraíba: área Itambé (PE)- Guarabira (PB)- Taperoá (PB)”, coordenado pela Professora Doutora Ignez de Pinho Guimarães, e contou com o apoio financeiro do CNPq, sob o processo nº 141597/2000-3, com bolsa de estudos vigente entre 01/08/2000 a 28/02/2003.

A Tese tratará da petrologia, geoquímica, química mineral, análise isotópica e geocronologia do Complexo Granítico Esperança, PB, situado no Terreno Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, Província Borborema, Nordeste Brasileiro.

RESUMO

O Complexo Granítico Esperança (CGE) situa-se no Terreno Alto Pajeú (TAP), Domínio da Zona Transversal (DZT) da Província Borborema (PB), na porção centro-norte do Estado da Paraíba. Aflora em uma área de cerca de 500 Km², encaixado em rochas Mesoproterozóicas alongadas no sentido SW-NE, limitadas a norte pelo Lineamento Patos transcorrente de cinemática dextral e a sul pela Zona de Cisalhamento Puxinanã-São Sebastião de Lagoa de Roça. Estas intrusões exibem petrografia, geoquímica, química mineral e isotópica distintas, sugerindo fontes distintas para pelo menos uma delas (Plúton Areial) e as demais intrusões (Puxinanã, Remígio, Pocinhos e Serrote da Cobra).

São granitos metaluminosos a fracamente peraluminosos, cálcio-alcalinos de alto-K (Puxinanã, Remígio e Serrote da Cobra) a shoshoníticos (Areial), caracterizados geoquimicamente por elevados teores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7\%$) e razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$. Exibem coexistência e mistura parcial ou incompleta de magmas máficos e félsicos, com porções dos plútons apresentando hibridização em variados graus de combinações, com exceção de Pocinhos. Petrograficamente são biotita sienogranitos a monzogranitos associados a granodioritos, exibindo enclaves ou diques sin-plutônicos máficos (Areial, Puxinanã e Remígio), biotita tonalitos associados a diques tardi-plutônicos máficos (Serrote da Cobra) e biotita sienogranitos não-associados a enclaves ou diques máficos (Pocinhos). Estes plútons mostram características de granitos sin a tardi-orogênicos tipo I, menos o Plúton Pocinhos que possui características de granitos tipo A.

Nas intrusões do CGE ocorrem as seguintes fases minerais: plagioclásio (oligoclásio a andesina), feldspato potássico (microclina pertítica), biotita (siderofilita a anita), anfibólio cálcico (edenita a ferro-edenita, com um fácies mostrando composições na série magnésio-hornblenda a ferro-hornblenda no Plúton Areial), titanita e epidoto (com teor de pistacita variando de 0,25 a 0,24 para o Plúton Serrote da Cobra, e 0,28 a 0,31 para o Plúton Areial).

Dados de química mineral, geotermometria e geobarometria mostraram condições de cristalização com temperaturas moderadas a altas (774 a 780° C) e pressões moderadas (5.6 e 6.0 Kbar) para o Plúton Areial do CGE. Geocronologia pelo método U/Pb em zircão forneceu idade de 581.3 ± 7 Ma para o Plúton Puxinanã.

Os dados isotópicos mostraram para o Plúton Areal valores fortemente negativos de ϵNd iniciais (-15.08 a -16.53) e idades modelo T_{DM} Paleoproterozóicas (1.8 a 2.1 Ga), e para os demais plútons valores menos negativos de ϵNd iniciais (-7.19 a -3.46) e idades modelo T_{DM} mistas de material Paleoproterozóico e Neoproterozóico (Brasiliano) ou Mesoproterozóico (Cariris Velhos), variando de 1.34 a 1.59 Ga.

Os diagramas petrogenéticos de Patiño-Douce (1995) sugerem que os granitóides constituintes do CGE foram todos gerados a partir de fusões de rochas cálcio-alcálicas, possivelmente envolvendo fusão de rochas da crosta inferior, por ação do calor transmitido por magmas mantélicos alojados por *underplating*, seguido de assimilação das rochas encaixantes e armazenamento dos magmas híbridos em bolsões magmáticos, formados por mistura em profundidade de magmas mantélicos e crustais. Subsequente homogeneização química e isotópica dos magmas híbridos gerou as características cálcio-alcálicas das intrusões do CGE. Estes processos de mistura de magma em profundidade seriam responsáveis pela evolução das intrusões constituintes do CGE, exceto pelo plúton tipo A Pocinhos, originado *a posteriori* por fusão desidratada de um protólito granitóide cálcio-alcálico portador de hornblenda e biotita, a baixas profundidades (inferiores a 15 Km), em condições de pressão ≤ 4 kbar.

Palavras-Chave: *Granitóides Brasilianos. Mistura de magma. Domínio da Zona Transversal. Província Borborema.*

ABSTRACT

The Esperança Granitic Complex (EGC) is located at the Alto Pajeú Terrane (APT), which is part of the Transversal Zone Domain (TZD) of the Borborema Province (BP), in the central-northern sector of the Paraíba State. It covers an area of about 500 Km², intrusive into Cariris Velhos Mesoproterozoic rocks ("Rachinha" type orthogneisses), close to the north limit of TAP with the Paleoproterozoic rocks of the São José do Campestre Terrane (SJCT), Rio Grande do Norte Domain (RGND).

It constitutes a group of elongated Neoproterozoic granitic intrusions in the sense SW-NE, limited to north for transcurrent Patos Lineament of dextral kinematics and to south for the Area of Puxinanã-São Sebastião de Lagoa da Roça shear zone. These intrusions exhibit petrography, geochemistry, mineral chemistry and isotopical data remarkably different, suggesting different sources for at least one of them (Areal Pluton) and the other intrusions (Puxinanã, Remigio, Pocinhos and Serrote da Cobra).

They are metaluminous granites to weakly peraluminous, calcium-alkaline of high-K (Puxinanã, Remigio and Serrote da Cobra) to shoshonites (Areal), geochemically characterized by high contents of alkalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7\%$) and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ rates. They exhibit coexistence and it partially mixes or incomplete of mafics and felsics magmas, with portions of the plutons presenting hybridization in varied degrees of combinations. Petrographically are biotite sienogranites to monzogranites associated to granodiorites, exhibiting mafic sin-plutonic enclaves or dikes (Areal, Puxinanã and Remigio), biotite tonalites associated to mafic late-tectonic dikes (Serrote da Cobra) and biotite sienogranites without mafic enclaves or dikes associated (Pocinhos). These plutons show characteristics of granites sin to late-orogenics I-type, less the Pocinhos pluton that show the characteristics of the A-type granites.

In the intrusions of EGC they happen the following mineral phases: plagioclase (oligoclase to andesine), potassic feldspate (perthite microcline), biotite (siderofilita to anite), amphibole calcic (edenite to iron-edenite, with a facies showing compositions in the series magnesium-hornblende the iron-hornblende in the Areal Pluton), titanite and epidote (with pistacite contents varying from 0,25 to 0,24 to Serrote da Cobra Pluton, and 0,28 to 0,31 for Areal Pluton).

Data of mineral chemistry, geothermometry and geobarometry showed crystallization conditions with moderate to high temperatures (774 to 780° C) and moderate pressures (5.6 and 6.0 Kbar) for Areal Pluton of EGC. Geochronology for the U/Pb in zircon method supplied age of 581.3±7 Ma for Puxinanã Pluton.

Isotopic data showed for Areal Pluton values strongly negative of initial Nd (-15.08 to -16.53) and Paleoproterozoic model TDM ages (1.8 to 2.1 Ga), and for the other plutons values less negatives of initial Nd (-7.19 to -3.46) and mixed model TDM ages of Paleoproterozoic and Neoproterozoic (Brasiliano) or Mesoproterozoic (Old Cariris) material, varying from 1.34 to 1.59 Ga.

Petrogenetic diagrams of Patiño-Douce (1995) suggest that the granitoids constituent of EGC was all generated starting from melting of calcium-alkaline rocks, possibly involving melting of inferior crust rocks, for action of the heat transmitted by mantelic magmas emplaced by underplating, following by assimilation of the wall rocks and storage of the hybrid magmas in magmatic stocks, formed by mixture in depth of mantelic and crustal magmas. Subsequent chemical and isotopical homogenization of the hybrid magmas generated the calcium-alkaline characteristics of the intrusions of EGC. These processes of magma mixture in depth would be responsible for the evolution of the constituent intrusions of EGC, except for the A-type Pocinhos Pluton, originated later by dehydrated melting of calcium-alkaline granitoid protholit with hornblende and biotite bearing, to low depths (inferior to 15 Km), in pressure conditions ≤ 4 kbar.

Key words: *Brasilian Granitoids. Magma Mixing. Transversal Zone Domain. Borborema Province.*

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS

APRESENTAÇÃO

RESUMO

ABSTRACT

	Pág. Nº
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1 Considerações Gerais	1
1.2 Localização da Área de Estudo	1
1.3 Metodologia Utilizada	1
CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL	6
2.1 Província Borborema	6
2.2 Domínio da Zona Transversal	22
2.2.1 Terreno Alto Pajeú	23
2.3 Domínio Rio Grande Do Norte	25
2.3.1 Terreno São José do Campestre	26
CAPÍTULO 3 - PLUTONISMO GRANÍTICO BRASILIANO NO DOMÍNIO DA ZONA TRANSVERSAL	27
3.1 Histórico	27
3.2 Dados Isotópicos e Geocronológicos Recentes	29
CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA LOCAL DO COMPLEXO GRANÍTICO ESPERANÇA	38
4.1 Introdução	38
Mapa Geológico do Complexo Granítico Esperança	39
4.2 Plúton Remígio	41
4.2.1 Aspectos de Campo	41
4.2.2 Petrografia	44
4.3 Plúton Aerial	51
4.3.1 Aspectos de Campo	51
4.3.2 Petrografia	52
4.4 Plúton Puxinanã	59
4.4.1 Aspectos de Campo	59
4.4.2 Petrografia	61
4.5 Plúton Pocinhos	69
4.5.1 Aspectos de Campo	69
4.5.2 Petrografia	74
4.6 Plúton Serrote da Cobra	77
4.6.1 Aspectos de Campo	77

4.6.2	Petrografia	82
4.7	Encaixantes Cariris Velhos	84
4.8	Considerações sobre as Feições de Campo	86
4.9	Considerações Estruturais e de Alojamento	90
CAPÍTULO 5 - QUÍMICA MINERAL		93
5.1	Introdução	93
5.2	Biotitas	93
5.3	Feldspatos	101
5.3.1	K-feldspatos	101
5.3.2	Plagioclásios	102
5.4	Anfibólios	105
5.5	Epidotos	111
5.6	Titanitas	112
5.7	Geotermobarometria	113
5.8	Geotermometria pelo método dos teores de Zr em rocha total	115
TABELAS DE QUÍMICA MINERAL		117
CAPÍTULO 6 - GEOQUÍMICA		133
6.1	Considerações Iniciais	133
6.2	Classificação do CGE dentro das Séries Magmáticas	134
6.3	Diagramas de Variação Harker para Elementos Maiores	141
6.4	Diagramas de Elementos Traços	144
6.5	Diagramas de Elementos Terras Raras	154
6.6	Spiderdiagramas	161
6.7	Diagramas Discriminantes de Ambientes Tectônicos	166
TABELAS DE LITOGEOQUÍMICA		173
CAPÍTULO 7 - DADOS ISOTÓPICOS E DISCUSSÕES PETROGENÉTICAS		180
7.1	Geocronologia	180
7.2	Geoquímica Isotópica	182
7.3	Implicações dos Dados Isotópicos para o Modelo dos Terrenos Tectono-Estratigráficos	187
7.4	Discussão sobre os Dados Isotópicos e os EMM	188
7.5	Tipologia dos Plútons.	190
7.6	Discussões Petrogenéticas	192
CAPÍTULO 8 - DISCUSSÕES SOBRE O TRANSPORTE E ALOJAMENTO DOS MAGMAS GRANÍTICOS DO COMPLEXO GRANÍTICO ESPERANÇA-PB		199
8.1	Diapirismo e a Ascensão do Plúton Pocinhos	199
8.2	Baloneamento e o Alojamento do Plúton Pocinhos	201
8.3	<i>Stoping</i> e a Ascensão e Alojamento do Plúton Remígio	204

8.4	Propagação por Diques e a Ascensão dos Plútons Aerial, Puxinanã e Serrote da Cobra	207
	CAPÍTULO 9 - CONCLUSÕES	211
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	214

ÍNDICE DE FIGURAS:

		Pág. Nº
FIGURA 1.1	Mapa de Localização do Complexo Granítico Esperança, PB.	03
FIGURA 2.1	Subdivisão da Província Borborema em Maciços Medianos, Lineamentos e Sistemas de Dobramentos, segundo Brito Neves (1975).	10
FIGURA 2.2	Subdivisão da Província Borborema em Terrenos Tectônico-Estratigráficos, segundo Santos (1996).	11
FIGURA 2.3	Compartimentação da Província Borborema em Domínios e Terrenos e Terrenos Tectônico-Estratigráficos, segundo Santos (1998).	12
FIGURA 2.4	Subdivisão da Província Borborema, segundo Van Schmus et al. (1995).	16
FIGURA 2.5	Subdivisão da Província Borborema em Domínios e Terrenos, segundo Brito Neves et al. (2000).	17
FIGURA 2.6	Subdivisão da Província Borborema em Subprovíncias e Terrenos, segundo Santos (2001).	18
FIGURA 3.1	Distribuição dos Granitos Neoproterozóicos (Brasilianos) no Domínio da Zona Transversal, no Estado da Paraíba (Santos et al., 2002).	34
FIGURA 3.2	Características Geoquímicas e Isotópicas dos Granitóides Brasileiros do Domínio da Zona Transversal, segundo Santos & Medeiros (1999). Super-Suítes I, II e III.	35
FIGURA 4.1	Mapa Geológico do Complexo Granítico Esperança.	39
FIGURA 4.2	Classificação Modal segundo Diagrama de Streckeisen (1976), para os Granitóides constituintes do Complexo Granítico Esperança, PB.	41
FIGURA 4.3	Diagrama Esquemático mostrando interações entre Magmas Contrastantes versus Estágios Reológicos dos Magmas.	89
FIGURA 5.1	Diagrama classificatório Al^{IV} versus $Fe/(Fe+Mg)$ para as biotitas das intrusões constituintes do Complexo Granítico Esperança, PB.	94
FIGURA 5.2	Diagrama $FeO-MgO-Al_2O_3$ (Abdel-Rahman, 1994) para classificação de suítes magmáticas a partir da química das biotitas , para as rochas das intrusões constituintes do Complexo	95

Granítico Esperança, PB.

FIGURA 5.3	Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}$ (Abdel-Rahman, 1994) para classificação de suítes magmáticas a partir da química das biotitas , para as rochas das intrusões constituintes do Complexo Granítico Esperança, PB.	96
FIGURA 5.4	Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ (Abdel-Rahman, 1994) para classificação de suítes magmáticas a partir da química das biotitas , para as rochas das intrusões constituintes do Complexo Granítico Esperança, PB.	97
FIGURA 5.5	Diagrama MgO-FeO (Abdel-Rahman, 1994) para classificação de suítes magmáticas a partir da química das biotitas , para as rochas das intrusões constituintes do Complexo Granítico Esperança, PB.	98
FIGURA 5.6	Diagrama $\text{Al}^{\text{T}}\text{-Mg}$ (Nachit et al., 1985) para classificação de suítes magmáticas a partir da química das biotitas , para as rochas das intrusões constituintes do Complexo Granítico Esperança, PB.	99
FIGURA 5.7	Diagrama Ab-An-Or , classificando os K-Feldspatos do Complexo Granítico Esperança, PB.	102
FIGURA 5.8	Diagrama Ab-An-Or , classificando os Plagioclásios do Complexo Granítico Esperança, PB.	104
FIGURA 5.9	Diagrama classificatório para os quatros grupos primários de anfibólios (cálcicos, sódicos, cálcio-sódicos e portadores de Fe-Mg-Mn-Li) para os anfibólios do Plúton Areal do Complexo Granítico Esperança, PB.	106
FIGURA 5.10	Diagrama classificatório para anfibólios cálcicos , para os anfibólios do Plúton Areal do Complexo Granítico Esperança, PB.	106
FIGURA 5.11	Diagrama classificatório para anfibólios cálcicos , para os anfibólios do Plúton Areal do Complexo Granítico Esperança, PB.	107
FIGURA 5.12	Diagrama classificatório para os quatros grupos primários de anfibólios (cálcicos, sódicos, cálcio-sódicos e portadores de Fe-Mg-Mn-Li) para os anfibólios do Plúton Remígio do Complexo Granítico Esperança, PB.	107
FIGURA 5.13	Diagrama classificatório para anfibólios cálcicos , para os anfibólios do Plúton Remígio do Complexo Granítico Esperança, PB.	108
FIGURA 5.14	Diagrama classificatório para os quatros grupos primários de anfibólios (cálcicos, sódicos, cálcio-sódicos e portadores de Fe-	108

	Mg-Mn-Li) para os anfibólios do Plúton Puxinanã do Complexo Granítico Esperança, PB.	
FIGURA 5.15	Diagrama classificatório para anfibólios cálcicos , para os anfibólios do Plúton Puxinanã do Complexo Granítico Esperança, PB.	109
FIGURA 5.16	Diagrama classificatório para os quatros grupos primários de anfibólios (cálcicos, sódicos, cálcio-sódicos e portadores de Fe-Mg-Mn-Li) para os anfibólios do Plúton Pocinhos do Complexo Granítico Esperança, PB.	110
FIGURA 5.17	Diagrama classificatório para anfibólios cálcicos , para os anfibólios do Plúton Pocinhos do Complexo Granítico Esperança, PB.	110
FIGURA 6.1a	Diagrama A/NK versus A/CNK com os campos de Maniar & Piccoli (1989), baseado no Índice de Shand (1927), para as rochas do Complexo Granítico Esperança, para os Plútons Remígio, Areial e Puxinanã.	134
FIGURA 6.1b	Diagrama A/NK versus A/CNK com os campos de Maniar & Piccoli (1989), baseado no Índice de Shand (1927), para as rochas do Complexo Granítico Esperança, para os Plútons Pocinhos e Serrote da Cobra.	135
FIGURA 6.2	Diagrama TAS com os campos de Irvine & Baragar (1971) para as rochas do Complexo Granítico Esperança.	136
FIGURA 6.3	Diagrama AFM com os campos de Irvine & Baragar (1971) para as rochas do Complexo Granítico Esperança.	137
FIGURA 6.4	Diagrama binário SiO₂ vs K₂O com os campos de Pecerillo & Taylor (1976) para as rochas do Complexo Granítico Esperança, separando as rochas das séries: 1 : Série Ultrapotássica; 2 : Série Shoshonítica; 3 : Série K-cálcioalcalina; 4 : Série Cálcioalcalina; 5 : Série Toleítica.	138
FIGURA 6.5	Projeção dos índices de Fe# = [FeO^t / (FeO^t+MgO)] versus SiO₂ para os granitóides do Complexo Esperança, com os campos das séries magnesianas e ferrosas (Frost et al., 2001) e os campos dos granitóides anorogênicos, pós-orogênicos e orogênicos (Maniar & Picoli, 1989), comparando com os dados de outros plútons graníticos do Terreno Alto Pajeú (TAP).	139
FIGURA 6.6	Diagramas de variação química tipo Harker , mostrando a variação dos elementos maiores versus SiO₂ , para as rochas do Complexo Granítico Esperança.	141
FIGURA 6.7	Diagramas de variação química tipo Harker , mostrando a	146

	variação dos elementos incompatíveis LIL (Rb, Sr, Th e Ba) versus SiO₂ , para as rochas do Complexo Granítico Esperança.	
FIGURA 6.8	Diagrama de variação química tipo Harker , mostrando a variação dos elementos incompatíveis HFS (Ta, Nb, Zr, Y, Hf e Sc) versus SiO₂ , para as rochas do Complexo Granítico Esperança.	148
FIGURA 6.9	Diagrama de variação química tipo Harker , mostrando a variação do elemento Urânio versus SiO₂ , para as rochas do Complexo Granítico Esperança.	150
FIGURA 6.10	Diagrama Rb/Sr vs Rb/Ba , mostrando o fracionamento das fases K-feldspato e Plagioclásio , para as rochas do Complexo Granítico Esperança.	151
FIGURA 6.11	Diagrama Sr vs Eu/Eu* , mostrando o fracionamento das fases K-feldspato e Plagioclásio , para as rochas do Complexo Granítico Esperança.	152
FIGURA 6.12	Diagrama Hf/Ta vs Ce/Yb mostrando o fracionamento de Zircão e Alanita , para as rochas do Complexo Granítico Esperança.	152
FIGURA 6.13	Diagrama Sc vs Ta , mostrando o fracionamento de Anfibólio para as rochas do Complexo Granítico Esperança.	153
FIGURA 6.14	Diagramas de variação química tipo Harker , mostrando a variação dos elementos terras raras versus SiO₂ , para as rochas do Complexo Granítico Esperança.	157
FIGURA 6.15a	Diagrama de variação dos elementos terras raras , normalizados para o condrito de Sun (1982) , para as rochas do Plúton Puxinanã, constituinte do Complexo Granítico Esperança.	159
FIGURA 6.15b	Diagrama de variação dos elementos terras raras , normalizados para o condrito de Sun (1982) , para as rochas do Plúton Pocinhos, constituinte do Complexo Granítico Esperança.	159
FIGURA 6.15c	Diagrama de variação dos elementos terras raras , normalizados para o condrito de Sun (1982) , para as rochas do Plúton Remígio, constituinte do Complexo Granítico Esperança.	160
FIGURA 6.15d	Diagrama de variação dos elementos terras raras , normalizados para o condrito de Sun (1982) , para as rochas do Plúton Aerial, constituinte do Complexo Granítico Esperança.	160
FIGURA 6.15e	Diagrama de variação dos elementos terras raras , normalizados para o condrito de Sun (1982) , para as rochas do Plúton Serrote da Cobra, constituinte do Complexo Granítico Esperança.	161

FIGURA 6.16 a	Diagrama multielementar (spiderdiagrama), normalizado para o manto primitivo (Wood, 1979) , para as rochas do Plúton Puxinanã constituinte do Complexo Granítico Esperança.	163
FIGURA 6.16b	Diagrama multielementar (spiderdiagrama), normalizado para o manto primitivo (Wood, 1979) , para as rochas do Plúton Areial, constituinte do Complexo Granítico Esperança.	164
FIGURA 6.16c	Diagrama multielementar (spiderdiagrama), normalizado para o manto primitivo (Wood, 1979) , para as rochas do Plúton Remígio, constituinte do Complexo Granítico Esperança.	164
FIGURA 6.16d	Diagrama multielementar (spiderdiagrama), normalizado para o manto primitivo (Wood, 1979) , para as rochas do Plúton Pocinhos, constituinte do Complexo Granítico Esperança.	165
FIGURA 6.16e	Diagrama multielementar (spiderdiagrama), normalizado para o manto primitivo (Wood, 1979) , para as rochas do Plúton Serrote da Cobra, constituinte do Complexo Granítico Esperança.	165
FIGURA 6.17a	Diagrama discriminante Rb versus Y+Nb , para granitos, para as rochas do Complexo Granítico Esperança (Pearce et al, 1984).	167
FIGURA 6.17/b1	Diagrama discriminante Nb versus Y , para granitos, para as rochas do Complexo Granítico Esperança (Pearce et al, 1984), Plútons Areial, Remígio e Puxinanã.	169
FIGURA 6.17/b2	Diagrama discriminante Nb versus Y , para granitos, para as rochas do Complexo Granítico Esperança (Pearce et al, 1984), Plútons Pocinhos e Serrote da Cobra.	169
FIGURA 6.18a	Diagrama discriminante para granitos para as rochas do Complexo Granítico Esperança tipo R1 vs R2 (De La Roche et al., 1980; com os campos propostos por Batchelor & Bowden, 1985), Plútons Remígio, Areial e Puxinanã.	170
FIGURA 6.18b	Diagrama discriminante para granitos para as rochas do Complexo Granítico Esperança tipo R1 vs R2 (De La Roche et al., 1980; com os campos propostos por Batchelor & Bowden, 1985), Plútons Pocinhos e Serrote da Cobra.	170
FIGURA 6.19 a	Diagrama discriminante para granitos (FeO^*/MgO) versus ($Zr+Nb+Ce+Y$) para as rochas do Complexo Granítico Esperança (Whalen et al., 1987). FG: Granitos tipo I ou tipo S altamente fracionados. OGT: Granitos tipo I ou tipo S normais. Tipo A: Alcalinos/Anorogênicos. Plútons Remígio, Areial e Puxinanã.	171
FIGURA 6.19b	Diagrama discriminante para granitos (K_2O+Na_2O)/CaO versus ($Zr+Nb+Ce+Y$) para as rochas do Complexo Granítico Esperança (Whalen et al., 1987). FG: Granitos tipo I ou tipo S altamente	171

- fracionados. **OGT:** Granitos tipo I ou tipo S normais. **Tipo A:** Alcalinos/Anorogênicos. Plútons Remígio, Areial e Puxinanã.
- FIGURA 6.19c** Diagrama discriminante para granitos (FeO^*/MgO) versus ($\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$) para as rochas do Complexo Granítico Esperança (Whalen et al., 1987). **FG:** Granitos tipo I ou tipo S altamente fracionados. **OGT:** Granitos tipo I ou tipo S normais. **Tipo A:** Alcalinos/Anorogênicos. Plútons Pocinhos e Serrote da Cobra.. 172
- FIGURA 6.19d** Diagrama discriminante para granitos $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ versus ($\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$) para as rochas do Complexo Granítico Esperança (Whalen et al., 1987). **FG:** Granitos tipo I ou tipo S altamente fracionados. **OGT:** Granitos tipo I ou tipo S normais. **Tipo A:** Alcalinos/Anorogênicos. Plútons Pocinhos e Serrote da Cobra. 172
- FIGURA 7.1** Diagrama concórdia para uma amostra do Plúton Puxinanã do Complexo Granítico Esperança (PB). 181
- FIGURA 7.2** Diagrama ϵ_{Sr} inicial versus SiO_2 para os granitóides do Plúton Areial do Complexo Granítico Esperança (PB). 184
- FIGURA 7.3** Diagrama ϵ_{Nd} inicial versus SiO_2 para os granitóides do Plúton Areial do Complexo Granítico Esperança (PB). 185
- FIGURA 7.4** Diagrama discriminante para granitos tipo I e tipo S, utilizando os valores de ϵ_{Sr} inicial vs ϵ_{Nd} inicial, para os granitóides do Complexo Granítico Esperança. 186
- FIGURA 7.5** Diagrama ϵ_{Nd} versus T (Ga) (De Paolo, 1988) para os granitóides do Complexo Granítico Esperança, PB. 192
- FIGURA 7.6** Diagrama Petrogenético de Patiño-Douce (1995) onde os polígonos representam magmas cálcio-alcalinos, biotíticos e anfibolíticos gerados em experimentos de fusão parcial anidra em dois protólitos híbridos constituídos por 50% de Al-olivina-toleiítos e 50% de uma rocha metamórfica (metapelito com Al e biotita gnaiss sem-Al), a pressões variadas (5, 7, 10, 12 e 15 Kbar). 194
- FIGURA 7.7** Diagrama petrogenético de Patiño-Douce (1995) onde os polígonos representam magmas cálcioalcalinos, biotíticos e anfibolíticos gerados em experimentos de fusão parcial anidra em dois protólitos híbridos constituídos por 50% de Al-olivina-toleiítos e 50% de uma rocha metamórfica (metapelito com Al e biotita gnaiss sem-Al), a pressões variadas (5, 7, 10, 12 e 15 Kbar). 195

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS:

		Pág. Nº
FOTOGRAFIAS 01, 02 e 03	Aspecto brechóide do Plúton Remígio, englobando porções angulosas de tamanhos variados de outros plútons e das encaixantes. A rocha hospedeira é um sienogranito cinza claro equigranular fino. Afloramento ESP 156 , Pedreira do Jenipapo.	45
FOTOGRAFIA 04	Enclaves de anfíbolito, inseridos no Plúton Remígio. Afloramento ESP 156 , Pedreira do Jenipapo.	46
FOTOGRAFIA 05	Dois pulsos pegmatíticos cortando os granitóides do Plúton Areial: um exibe contatos sinuosos com a hospedeira e segue a direção da foliação magmática da mesma, englobando porções da rocha hospedeira em forma de “gotas”. Outro mais tardio mostra contatos retilíneos com a hospedeira e corta os diques pegmatíticos mais antigos. Afloramento ESP-08 .	54
FOTOGRAFIAS 06 e 07	Feições de campo dos Biotita Sienogranitos a Monzogranitos do Plúton Areial sugestivas de mistura e/ou coexistência de magma, tais como: interdigitação de magmas composicionalmente diferentes (FOTOGRAFIA 06) e presença de enclaves máficos, mostrando bordas crenuladas e lobadas (FOTOGRAFIA 07), além de porções híbridas, intermediárias (canto superior esquerdo da FOTOGRAFIA 07). Afloramento ESP- 08 (Pedreira no centro da cidade de Esperança-PB).	55
FOTOGRAFIAS 08 e 09	Feições de campo dos Biotita Sienogranitos a Monzogranitos do Plúton Areial, mostrando enclaves de magma máfico e intermediário (híbrido) sob a forma de bolhas (<i>blobs</i>), formando uma trilha com direção 42° Az. Observam-se acima do martelo usado como escala, porções híbridas na rocha, possivelmente resultantes de processos de mistura dos magmas félsicos e máficos. Veios tardios de pegmatitos e aplitos são frequentes. Afloramento ESP-148 .	56
FOTOGRAFIAS 10 e 11	Fácies félsico dominante do Plúton Puxinanã, de textura inequigranular porfirítica grossa, contendo enclaves do fácies máfico equigranular fino, com e sem fenocristais de K-feldspatos capturados do magma félsico. Afloramento ESP-71 , Serra da Raposa (no mapa, Serra do Engenho Velho, próxima à BRITEX).	60
FOTOGRAFIA 12	Fácies máfico equigranular fino do Plúton Puxinanã, no contato sul da intrusão, exibindo fenocristais de K-feldspatos	

	capturados do fácies félsico inequigranular porfirítico grosso, deformados e orientados segundo a direção da foliação principal 60° Az. A foliação mergulha para sudeste (150°Az). Afloramento ESP-144 (São Sebastião de Lagoa de Roça-PB).	61
FOTOGRAFIAS 13 e 14	Plúton Puxinanã exibindo feições de mistura e coexistência de magmas contrastantes: contato interdigitado do fácies félsico inequigranular porfirítico grosso com o fácies máfico equigranular fino (FOTOGRAFIA 13). Detalhe mostrando os fenocristais de K-feldspato eudrais do fácies félsico alinhados segundo uma foliação principal. FOTOGRAFIA 14. Afloramento ESP- 16 (São Sebastião de Lagoa de Roça).	62
FOTOGRAFIAS 15 e 16	Dique granítico equigranular fino tardio na sucessão de pulsos constituintes do Plúton Puxinanã. O magma granítico fino corta o fácies máfico com fenocristais de K-feldspato capturados do fácies félsico, mais antigos (FOTOGRAFIA 15), chegando a englobar porções dos mesmos (FOTOGRAFIA 16). Afloramento ESP- 18 .	63
FOTOGRAFIA 17	Discreta foliação magmática, dada pelo alinhamento dos minerais máficos (principalmente biotitas), paralelamente às bordas do plúton. Neste local a foliação tem direção 52°Az. Plúton Pocinhos, Afloramento ESP-135 .	71
FOTOGRAFIA 18	Contato do Plúton Pocinhos com as Encaixantes Cariris Velhos. As encaixantes exibem processos de fusão parcial próximo ao plúton e padrões estruturais polifásicos (dobramentos e redobramentos). Afloramento ESP-136 , Morro da Capela.	72
FOTOGRAFIA 19	Contato do Plúton Pocinhos com as Encaixantes Cariris Velhos. Os contatos sinuosos e as foliações concordantes nas bordas do contato plúton-encaixantes sugere zona de amolecimento termal em redor do plúton (estado plástico das encaixantes durante a intrusão do plúton). Afloramento ESP-136 , Morro da Capela.	72
FOTOGRAFIA 20	Enclave máfico subcircular (bolha magmática) com fenocristais de K-feldspato capturados da hospedeira. Plúton Pocinhos, afloramento ESP-136 , Morro da Capela.	73
FOTOGRAFIA 21	Enclave máfico sem fenocristais de K-feldspato capturados da hospedeira, estirado segundo a direção da foliação magmática. Plúton Pocinhos, afloramento ESP-136 , Morro da Capela.	73
FOTOGRAFIAS 22 e 23	Afloramento-tipo do Plúton Pocinhos: biotita sienogranito leucocrático (10%-20% de máficos), textura inequigranular média a grossa, raros enclaves máficos. Na foto inferior	76

observa-se xenólito máfico. Afloramento **ESP-75**, centro de Pocinhos .

- FOTOGRAFIAS 24 e 25** Aspectos de campo do Plúton Serrote da Cobra: biotita tonalito branco acinzentado, textura inequigranular a suavemente porfirítica, grossa a média. Na foto superior (afloramento **ESP-79**) observam-se duas gerações de diques pegmatíticos zonados. Na FOTOGRAFIA 25, detalhe dos fenocristais de plagioclásio destacando-se na matriz cristalina inequigranular. 78
- FOTOGRAFIAS 26 e 27** Plúton Serrote da Cobra exibindo textura cumulática (FOTOGRAFIA 26) e xenólitos do Plúton Pocinhos (FOTOGRAFIA 27). Afloramento **ESP-98**. 79
- FOTOGRAFIA 28** Plúton Serrote da Cobra exibindo suave foliação magmática. Afloramento **ESP-100**. 80
- FOTOGRAFIA 29** Plúton Serrote da Cobra exibindo feições de coexistência de magma nas bordas do plúton. O dique máfico contínuo corre paralelo às bordas da hospedeira félsica, havendo pouca interação entre os magmas (sugerindo ser tardi-plutônico). Afloramento **ESP-74**. 81
- FOTOGRAFIA 30** Detalhe do dique máfico tardi-plutônico cortando o Plúton Serrote da Cobra, mostrando a pouca interação entre os magmas, com pequena assimilação de plagioclásios da hospedeira pelo magma máfico. Afloramento **ESP-74**. 81
- FOTOGRAFIA 31** Fácies micáceo do ortognaisse “Rachinha” Cariris Velhos, cortado em placas, para sua utilização em revestimento. Ponto de venda na BR-230, próximo ao **ESP- 131**. 85
- FOTOGRAFIA 32** Fácies augên porfirítico do ortognaisse “Rachinha” Cariris Velhos, atravessado por dique sinplutônico de material máfico a intermediário, paralelo à foliação principal C. Afloramento **ESP- 132**, Pedreira de Zezinho. 85
- FOTOGRAFIA 33** Aspecto intemperizado das Encaixantes Cariris Velhos, observado numa faixa contínua entre os Plútons Areial e Puxinanã. Afloramento **ESP-146**. 86

ÍNDICE DE FOTOMICROGRAFIAS:

		Pág. Nº
FOTOMICROGRAFIA 01	Seção delgada dos biotita monzogranitos (Fácies A) do Plúton Remígio constituinte do Complexo Granítico Esperança, exibindo contato entre fenocristal de microclina pertítica e plagioclásios da matriz, portadores de textura mirmequítica. AFLORAMENTO ESP 25B , mostrando nicóis cruzados e objetiva de aumento 4X.	48
FOTOMICROGRAFIA 02	Seção delgada do dique granítico hololeucocrático tardio que corta o Plúton Remígio (Fácies D), mostrando a grande quantidade de K-feldspato (Microclina) característica desta rocha. AFLORAMENTO ESP 25D mostrando nicóis cruzados e objetiva de aumento 4X.	48
FOTOMICROGRAFIAS 03 e 04	Seção delgada de enclave intermediário a máfico granodiorítico equigranular fino (Fácies E) do Plúton Remígio mostrando composição mineralógica com grande proporção de plagioclásio e minerais máficos (anfíbólio e biotita). Os máficos exibem discreta orientação configurando foliação magmática. AFLORAMENTO ESP 25E , (03, nicóis paralelos; 04, nicóis cruzados) e as duas seções utilizando objetiva de aumento 4X.	49
FOTOMICROGRAFIA 05	Seção delgada do fácies híbrido Biotita Granodiorito do Plúton Areial, mostrando alinhamento dos minerais máficos (biotita, anfíbólio e titanita) segundo uma direção preferencial (foliação tectônica). AFLORAMENTO ESP 03B (Cidade de Esperança-PB) mostrando nicóis cruzados e objetiva de aumento 4X.	53
FOTOMICROGRAFIA 06	Seção delgada do fácies félsico Biotita Sienogranito a Monzogranito do Plúton Areial, mostrando textura em mosaico equigranular e equidimensional, quase isotrópica. AFLORAMENTO ESP 31 (Cidade de Montadas-PB) mostrando nicóis cruzados e objetiva de aumento 4X.	53
FOTOMICROGRAFIA 07	Seção delgada do fácies híbrido Biotita Granodiorito do Plúton Areial, mostrando cristal euédrico a subédrico de epidoto magmático com núcleo de	54

alanita, incluso em cristal de biotita e exibindo franja de dissolução. Na borda inferior da biotita, outro cristal de epidoto. **AFLORAMENTO ESP 08B** (Cidade de Esperança-PB), Nicóis cruzados, objetiva de aumento 10 X.

**FOTOMICROGRAFIAS
08 e 09**

Seções delgadas dos Biotita Monzogranitos (fácies inequigranular porfíritico grosso) do Plúton Puxinanã, mostrando cristais de feldspato e quartzo estirados, deformados, orientados segundo a foliação magmática/tectônica (FOTOMICROGRAFIA 08) e bordejados pelas fases minerais máficas biotita, anfibólio e titanita (FOTOMICROGRAFIA 09), as quais acompanham o desenho dos olhos de feldspato, e, na parte superior da FOTOMICROGRAFIA 09, seguem a direção da foliação magmática/tectônica. **AFLORAMENTOS ESP 01** (FOTOMICROGRAFIA 08), Nicóis cruzados e **ESP 28** (FOTOMICROGRAFIA 09), Nicóis paralelos. As duas seções utilizando objetiva de aumento 4X.

66

**FOTOMICROGRAFIAS
10 e 11**

Seções delgadas do fácies híbrido do Plúton Puxinanã, de composição Biotita Granodiorito e textura equigranular a porfíritica fina a média. Observamos a presença das fases minerais máficas Biotita, Anfibólio e Titanita, seguindo duas direções preferenciais (foliações “C” e “S”). (FOTOMICROGRAFIA 10) e um detalhe da fase mineral Titanita, euédrica, mostrando bordas fragmentadas e corroídas pela reação entre os magmas contrastantes (FOTOMICROGRAFIA 11). As duas seções: **AFLORAMENTO ESP-16** (Fotomicrografia 10, nicóis paralelos, aumento 4X; Fotomicrografia 11, nicóis paralelos; aumento 10X).

67

ÍNDICE DE TABELAS:

	Pág. Nº
TABELA 4.1	
Tabela Petrográfica mostrando a mineralogia e a composição modal das amostras do Plúton Remígio , destacando os valores QAP reais e recalculados para 100%, projetados no Diagrama de Streckeisen (1976) da Figura 4.2, bem como os Índices de Cor (IC).	50

TABELA 4.2	Tabela Petrográfica mostrando a mineralogia e a composição modal das amostras do Plúton Areial , destacando os valores QAP reais e recalculados para 100%, projetados no Diagrama de Streckeisen (1976) da Figura 4.2, bem como os Índices de Cor (IC).	57
TABELA 4.3	Tabela Petrográfica mostrando a mineralogia e a composição modal das amostras do Plúton Puxinanã , destacando os valores QAP reais e recalculados para 100%, projetados no Diagrama de Streckeisen (1976) da Figura 4.2, bem como os Índices de Cor (IC)	68
TABELA 4.4	Tabela Petrográfica mostrando a mineralogia e a composição modal das amostras do Plúton Pocinhos , destacando os valores QAP reais e recalculados para 100%, projetados no Diagrama de Streckeisen (1976) da Figura 4.2, bem como os Índices de Cor (IC).	75
TABELA 4.5	Tabela Petrográfica mostrando a mineralogia e a composição modal das amostras do Plúton Serrote da Cobra , destacando os valores QAP reais e recalculados para 100%, projetados no Diagrama de Streckeisen (1976) da Figura 4.2, bem como os Índices de Cor (IC).	83
TABELA 5.1	Análises químicas das biotitas dos Plútons Puxinanã e Remígio do Complexo Esperança (PB).	117
TABELA 5.1 (Continuação)	Análises químicas das biotitas dos Plútons Areial e Serrote da Cobra do Complexo Esperança (PB).	118
TABELA 5.1 (Continuação)	Análises químicas das biotitas do Plúton Pocinhos do Complexo Esperança (PB).	119
TABELA 5.2	Análises químicas de K-feldspatos dos Plútons Areial e Puxinanã do Complexo Esperança (PB).	120
TABELA 5.3	Análises químicas de plagioclásios do Plúton Areial do Complexo Esperança (PB).	121
TABELA 5.3 (Continuação)	Análises químicas de plagioclásios do Plúton Remígio do Complexo Esperança (PB).	122
TABELA 5.3 (Continuação)	Análises químicas de plagioclásios do Plúton Pocinhos do Complexo Esperança (PB).	123
TABELA 5.3 (Continuação)	Análises químicas de plagioclásios do Plúton Puxinanã do Complexo Esperança (PB).	124
TABELA 5.3	Análises químicas de plagioclásios do Plúton Serrote da Cobra	127

(Continuação)	do Complexo Esperança (PB).	
TABELA 5.4	Análises químicas de anfíbólios do Plúton Areal do Complexo Esperança (PB).	128
TABELA 5.4 (Continuação)	Análises químicas de anfíbólios dos Plútons Remígio e Pocinhos do Complexo Esperança (PB).	129
TABELA 5.4 (Continuação)	Análises químicas de anfíbólios do Plúton Puxinanã do Complexo Esperança (PB).	130
TABELA 5.5	Análises químicas de epidotos do Plúton Areal do Complexo Esperança (PB).	132
TABELA 5.5 (Continuação)	Análises químicas de epidotos do Plúton Serrote da Cobra do Complexo Esperança (PB).	132
TABELA 5.6	Análises químicas de titanitas do Plúton Remígio do Complexo Esperança (PB).	132
TABELA 5.7	Estimativas geotermobarométricas para os granodioritos do Plúton Areal do Complexo Granítico Esperança, PB.	115
TABELA 5.8	Estimativas geotermobarométricas para os Plútons Puxinanã, Pocinhos, Areal e Remígio do Complexo Granítico Esperança (PB), utilizando o Método dos teores de Zr em rocha total (Watson, 1987).	116
TABELA 6.1	Análises químicas de rocha total para elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras do Plúton Puxinanã do Complexo Granítico Esperança, PB.	173
TABELA 6.2	Análises químicas de rocha total para elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras do Plúton Areal do Complexo Granítico Esperança, PB.	175
TABELA 6.3	Análises químicas de rocha total para elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras do Plúton Pocinhos do Complexo Granítico Esperança, PB.	178
TABELA 6.4	Análises químicas de rocha total para elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras do Plúton Serrote da Cobra do Complexo Granítico Esperança, PB.	178
TABELA 6.5	Análises químicas de rocha total para elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras do Plúton Remígio do Complexo Granítico Esperança, PB.	179
TABELA 7.1	Dados geocronológicos de três frações magnéticas multicristalinas de zircão da amostra ESP-01 (Biotita	180

Monzogranito porfirítico grosso) do Plúton Puxinanã, constituinte do Complexo Granítico Esperança-PB, utilizados para construir o Diagrama Concórdia da Figura 7.1.

TABELA 7.2	Análises isotópicas obtidas pelo Método Rb-Sr para os granitóides do Complexo Granítico Esperança (PB). Simbologia: (A) = Plúton Areial; (P) = Plúton Puxinanã; (R) = Plúton Remígio; (SC) = Plúton Serrote da Cobra.	183
TABELA 7.3	Análises isotópicas obtidas pelo Método Sm-Nd para os granitóides do Complexo Granítico Esperança (PB). Simbologia: (A) Plúton Areial; (P) Plúton Puxinanã; (R) = Plúton Remígio; (SC) = Plúton Serrote da Cobra; (PO) = Plúton Pocinhos. *= Dados de Archanjo & Fetter (2003).	183
TABELA 7.4	Dados geoquímicos comparativos entre os Granitos tipo A descritos na literatura e os granitóides constituintes do Plúton Pocinhos.	191

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

O presente documento constitui a Tese de Doutorado da doutoranda Maria Angélica Fonseca Sampaio, apresentada em cumprimento de exigências curriculares do Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFPE.

O objetivo deste trabalho é contribuir com os estudos relacionados à granitogênese Brasileira no Domínio da Zona Transversal da Província Borborema, e seu significado quanto à evolução geotectônica deste trato litosférico.

Foi escolhido como objeto de estudo o Complexo Granítico Esperança, situado no Estado da Paraíba, Nordeste do Brasil. O Complexo Granítico Esperança (CGE) possui cerca de 500 Km² de área aflorante, constituindo um conjunto de intrusões graníticas Neoproterozóicas alongadas no sentido sudoeste/nordeste. Geotectonicamente, trata-se de um dos complexos graníticos Brasileiros sin a tardi-tectônicos existentes no Domínio da Zona Transversal, estando inserido no Terreno Alto Pajeú.

Com a finalidade de caracterizar o CGE, foram analisados dados petrográficos, litogeoquímicos, de química mineral, isotópicos, geocronológicos e estruturais, além de se fazer um mapeamento geológico em escala de semi-detalhe (1/100.000).

1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O Complexo Granítico Esperança (CGE) localiza-se no Estado da Paraíba, a norte de Campina Grande (Figura 1.1), abrangendo os municípios de Pocinhos, Montadas, Areal, Esperança, Remígio, Puxinanã, São Sebastião de Lagoa de Roça e Alagoa Nova.

Na escala 1/100.000, este complexo plutônico situa-se na junção de quatro folhas plani-altimétricas: Folha Picuí (MI-1132), Solânea (MI-1133), Boqueirão (antiga Folha Soledade) (MI-1211) e Campina Grande (MI-1212; SB.25-Y-C-I); a área pesquisada está dentro das coordenadas geográficas 6°50' e 7°12' de latitude sul, e 35°43' e 36°14' de longitude oeste de Greenwich.

METODOLOGIA UTILIZADA

A metodologia empregada no presente trabalho envolveu estudos de revisão bibliográfica da geologia regional e local, a elaboração de um esboço geológico

fundamentado em fotointerpretação e trabalhos de campo, estudos petrográficos, litogeoquímicos, de química mineral, isotópicos e geocronológicos, realizados nas seguintes etapas:

(1) Revisão bibliográfica: Foi realizado um levantamento bibliográfico preliminar, a fim de situar a área em estudo dentro do contexto geológico regional. Para tal, foi utilizado em escala regional o Mapa Geológico do Estado da Paraíba, na escala 1/500.000 (Santos et al., 2002). Em seguida foi feito o levantamento de diversos textos relacionados aos modelos de evolução geotectônica da Província Borborema, e a seguir textos relacionados à granitogênese no Domínio da Zona Transversal, onde está situado o Complexo Granítico Esperança. Por fim, foram pesquisadas Teses de Doutorado realizadas em complexos graníticos existentes nas cercanias da área estudada, a fim de comparar os dados obtidos e as interpretações sugeridas pelos respectivos autores das citadas Teses com os dados obtidos e as interpretações sugeridas nesta Tese.

(2) Elaboração do Esboço Geológico: Foram utilizadas como base cartográfica as folhas plani-altimétricas na escala 1/100.000 Picuí (MI-1132), Solânea (MI-1133), Boqueirão (antiga Folha Soledade) (MI-1211) e Campina Grande (MI-1212; SB.25-Y-C-I); e também consultados uma Carta Imagem de Radar e um Fotomosaico da área de Campina Grande, ambos registradas no número 1132 e ambos na escala 1/250.000.

Em seguida, foram fotointerpretadas as fotografias aéreas que recobrem a área do Complexo Granítico Esperança, realizadas pela Empresa Cruzeiro do Sul S.A., na escala 1/70.000, disponibilizadas pela CPRM-Recife. Estas fotografias aéreas localizam-se na junção entre três fotomosaicos, disponíveis na escala 1/250.000: SB-25 S/T e SB-25 M/N (recobertos pelos vôos PC-C7-09/D7 e LASA 40) e SB-24 X (recoberto pelo vôo PC-D7-07/D7 e PC-D7-03/C7).

Um problema a ser citado é que a maior parte da área estudada situa-se dentro da quadrícula SB-25 S/T, a qual apresenta uma lacuna em seu recobrimento aerofotográfico (por se tratar de uma área permanentemente coberta por nuvens), o que impossibilitou uma fotointerpretação completa da área pesquisada.

Da quadrícula SB-25 S/T foram utilizadas as seguintes faixas de fotografias aéreas: faixas 845 a 851, 841 a 835 e 966 a 971; da quadrícula SB-25 M/N foram utilizadas as faixas 158 a 162 e 140 a 136; e da quadrícula SB-24 X as faixas 963 a 962 e 870 a 872.

Foi então elaborado um mapa-base com informações geológicas e estruturais, o qual foi posteriormente modificado por trabalhos de campo e de gabinete. O mapa geológico-rascunho obtido na escala 1/70.000, com os principais traços estruturais e os contatos

geológicos inferidos, foi ajustado para a escala 1/100.000 e sobreposto à base cartográfica das folhas plani-altimétricas 1/100.000.

Trabalhos de campo subseqüentes modificaram o traçado dos contatos geológicos fotointerpretados. O esboço geológico atual foi inicialmente executado na escala 1/100.000. Posteriormente, este esboço foi digitalizado no programa gráfico COREL DRAW 11, onde foi reduzido para uma escala gráfica compatível com a apresentação em formato A-4.

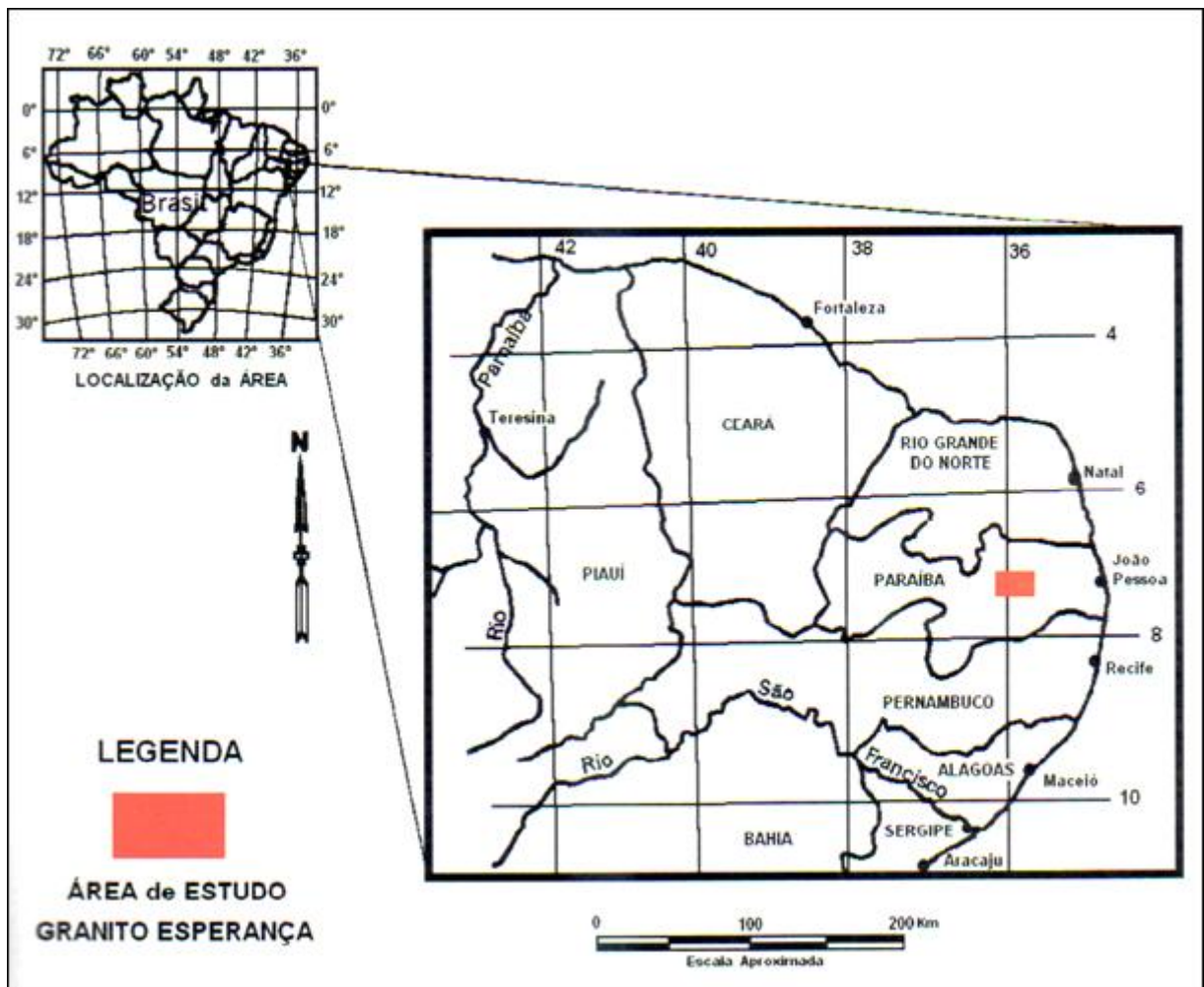


Figura 1.1 Mapa de Localização do Complexo granítico Esperança-PB.

(3) Estudos de Campo: Foram realizadas no total cinco etapas de campo, cada qual de quatro dias úteis, sendo executados 157 pontos de afloramento. A primeira etapa (etapa de reconhecimento) cobriu os pontos ESP-01 até ESP-15, a segunda etapa concentrou-se na porção central do CGE (ESP-16 até ESP-35), a terceira etapa recobriu a porção leste e uma pequena área a sul da porção oeste do CGE (ESP-36 até ESP-65). A quarta etapa recobriu a porção oeste do CGE e os contatos com as encaixantes (ESP-66 até ESP-130). A quinta etapa fez um recobrimento geral de todo o CGE, revisitando áreas duvidosas e os contatos entre os

plútons e destes com as encaixantes (ESP-131 até ESP-157). O trabalho de campo consistiu da tomada de dados estruturais e dados geológicos descritivos e fotografias das rochas encontradas nos afloramentos estudados, e da coleta de amostras para estudos de gabinete. Os estudos de campo mostraram que o Granito Esperança estava composto por diversos litotipos petrograficamente distintos, o que foi posteriormente confirmado pelos dados de química mineral, litogeoquímicos e isotópicos, constituindo não um batólito como se pensou de início e sim um complexo granítico composto por distintas intrusões.

(4) Estudos de Gabinete: Para os estudos petrográficos, litogeoquímicos, de química mineral, isotópicos e geocronológicos foram coletadas amostras de diversos afloramentos distribuídos ao longo do Complexo Granítico Esperança, a fim de obter uma representatividade adequada.

Para os estudos petrográficos foram realizadas 43 seções delgadas, retiradas de amostras representativas dos principais afloramentos estudados, abrangendo os diversos litotipos petrograficamente distintos constituintes do Complexo Granítico Esperança (CGE), as quais foram estudadas pelo método ortoscópico (luz plano-paralela), em microscópio óptico com luz polarizada e analisada, e pelo método conoscópico (luz convergente), fotografadas e submetidas à classificação modal pelo método de contagem de pontos. Este método foi executado colocando as lâminas fixas em um charriot acoplado à platina de um microscópio petrográfico, avançando 1mm na horizontal por 1 mm na vertical, recobrando um campo retangular de 3,0 cm na horizontal por 2,0 cm na vertical, totalizando 600 pontos por lâmina.

Foram projetadas no diagrama de Streckeisen 43 amostras, representativas das distintas intrusões constituintes do CGE, para fins de classificação petrográfica.

Para os estudos de química mineral, foram selecionadas 13 lâminas especialmente preparadas: sem lamínula, submetidas a polimento manual em três etapas, com lixa metalográfica marca Arotec de 600 mesh de granulação e com discos de polimento com pano auto-adesivo para uso com pasta de diamante de 1 μ m e de ¼ μ m de granulação, polidas em um aparelho marca Prazis APL-4 com duas rotações, baixa rotação (125 rpm) e alta rotação (250 rpm). Estas lâminas foram estudadas por microsonda eletrônica em três etapas, na UnB e na USP, pelas pesquisadoras Cícera Neisy de Almeida, Ignez de Pinho Guimarães e Liliana Osako. Os resultados obtidos foram tratados nos programas petrológicos MINPET 2.02 e NEWAMPHCALC, os quais permitiram a utilização de gráficos e diagramas classificatórios.

Para os estudos de litogeoquímica, foram preparadas 37 amostras no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Geologia da UFPE, da seguinte forma:

inicialmente foram moídas as amostras no britador (moinho de mandíbula) marca EOD, fabricado por Primelétrica Ltda; e a seguir as amostras assim fragmentadas foram quarteadas e pulverizadas no moinho de disco marca Retsch (shatter box) em duas sessões de 30 segundos, até atingir a granulação de 1400 mesh. A seguir, foram enviadas cerca de 10 gramas de cada amostra, para análises de litogeoquímica no Acme Analytical Laboratories, em Vancouver (Canadá), pelo método ICP-ES com fusão por LiBO_2 .

Para os estudos de química isotópica, foram analisadas 08 amostras para o método Rb-Sr e 08 amostras para o método Sm-Nd.

As análises Rb/Sr foram realizadas no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, pelo Professor Márcio Pimentel (seis análises) e no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará pelo Professor Moacir Macambira (três análises, sendo uma repetida de uma amostra já enviada à Universidade de Brasília-UnB).

As análises Sm-Nd foram realizadas na Universidade do Kansas (EUA), pelos pesquisadores da DGEO-UFPE Ignez de Pinho Guimarães e Adejardo Francisco da Silva Filho (cinco análises), dois dados foram utilizados da literatura (Archanjo & Fetter, 2003) e uma última análise foi efetuada na UnB pelo Professor Márcio Pimentel.

Para os estudos de geocronologia, foi realizada uma análise pelo método U-Pb em zircão na Universidade do Kansas (EUA), pela pesquisadora Ignez de Pinho Guimarães, usando a metodologia descrita por Van Schmus et al. (1995); e uma análise foi referida da literatura (Archanjo & Fetter, 2003).

(5) Integração dos Dados Obtidos e Conclusões Preliminares: Os dados encontrados foram interpretados à luz de bibliografias pertinentes aos temas, e integrados na tentativa de construir um arcabouço consistente com o modelo geotectônico adotado para a área pesquisada.

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.1 PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema constitui uma das dez províncias estruturais brasileiras definidas por Almeida et al. (1977), e representa uma entidade geotectônica Brasileira situada entre os crátons de São Luiz ao norte e São Francisco ao sul, estando recoberta pela Bacia do Parnaíba a oeste e pela Bacia Costeira a leste. Estende-se por cerca de 400.000 km² e apresenta uma complexa história geológica, a qual foi interpretada e reinterpretada diversas vezes, conforme a evolução dos conhecimentos pelos diversos grupos de pesquisadores dedicados a este mister.

Diversos modelos de compartimentação tectônica foram propostos para a Província Borborema, à medida que se acumulavam estes conhecimentos, destacando-se os modelos de Brito Neves (1975), Brito Neves (1983) e Santos & Brito Neves (1984); Jardim de Sá (1994); Van Schmus et al. (1994, 1995, 1997); Brito Neves et al. (2000); Santos (2001); Santos et al. (2002); Neves & Mariano (1997a), Neves (2000) e Mariano et al. (2001).

Brito Neves (1975), a partir da integração dos dados bibliográficos existentes até então acerca da geologia do Pré-Cambriano do Nordeste Oriental, e utilizando critérios essencialmente descritivos (fotointerpretação e dados litológicos e estruturais), subdividiu a Província Borborema em maciços medianos, sistemas de dobramentos e lineamentos (**Figura 2.1**).

Os maciços medianos eram representados por áreas cratonizadas constituídas por rochas gnáissico-migmatíticas Paleoproterozóicas e Arqueanas, freqüentemente intrudidas por granitóides Brasileiros. Foram denominados: Maciços Pernambuco-Alagoas, Caldas Brandão-São José do Campestre, Rio Piranhas, Tróia-Tauá, Santa Quitéria, Granja e Marginal do São Francisco. Os maciços estariam separando os sistemas de dobramentos ou faixas móveis, os quais seriam constituídos por rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares Proterozóicas e estariam subdivididos em sistemas marginais (Sergipano a sul e Médio-Coreaú a norte) e sistemas interiores (Riacho do Pontal, Piancó-Alto Brígida e Seridó, considerados sistemas convencionais; e Pajeú-Paraíba, Jaguaribeano e Rio Curú-Independência, considerados sistemas vestigiais). Os lineamentos seriam representados por zonas de cisalhamento transcorrentes de expressão continental, alguns dos quais teriam

prosseguimento no continente africano (Lineamentos Sobral Pedro II, Senador Pompeu, Patos e Pernambuco).

Nesta época, o modelo de evolução vigente para a Província Borborema era monocíclico, enfatizando que a estruturação da mesma teria se dado durante o Ciclo Brasileiro.

Começaram a surgir contestações a este modelo: Jardim de Sá & Hackspacher (1980), Macedo et al. (1984) e Jardim de Sá (1984 a, 1984 b). Estes pesquisadores advogavam a hipótese policíclica, segundo a qual a deposição e a deformação das supracrustais internas teriam se dado durante o Ciclo Transamazônico-Eburneano, com retrabalhamento no Brasileiro. Conforme este modelo, apenas as faixas adjacentes aos crátons (Médio-Coreaú e Vaza-Barris) e a granitogênese espalhada pela Província Borborema é que teriam idade Neoproterozóica (Brasileiro).

Outro grupo de autores (Caby, 1984; Caby & Arthaud, 1986 e Caby et al., 1991) propuseram um modelo alternativo, baseando-se na correlação com as faixas africanas, no qual as intrusivas ditas Transamazônicas no modelo policíclico supracitado representariam um magmatismo anorogênico, ao passo que a deformação e a granitogênese das faixas dobradas da Província Borborema seriam de idade Brasileira.

Em resposta a estas considerações, Brito Neves (1983) e Santos & Brito Neves (1984), utilizando datações pelo Método Rb-Sr (na época o único método de datação disponível na região, o qual, contudo, apresenta limitações para definir com exatidão as idades das faixas de dobramentos), propuseram que estas faixas teriam idade de deposição Proterozóica indefinida, mas de deformação Brasileira. Estes autores resolveram então redefinir a Província Borborema em termos de domínios estruturais ou crustais, do seguinte modo: Brito Neves (1983) subdividiu a Província nos domínios Rio Coreaú, Sergipano, Jaguaribeano, Centro-Oriental e Central (este último subdividido nos subdomínios Seridó, Piancó-Alto Brígida e Riacho do Pontal); e Santos e Brito Neves (1984) nos domínios Médio-Coreaú, Cearense, Transnordestino ou Central, Extremo-Nordeste e Sergipano.

Utilizando datações pelo Método U-Pb em zircão, popularizado na região a partir da década de 90, Brito Neves (1991) e Brito Neves & Cordani (1991) passaram a contestar o modelo policíclico que havia se tornado a referência da época, influenciando toda a cartografia geológica que se fazia então. Segundo estes últimos trabalhos, muitos terrenos interpretados como Paleoproterozóicos demonstraram ser na realidade Mesoproterozóicos, o que levou a uma revisão geral das idéias.

Santos (1995, 1996, 1998) e Santos & Medeiros (1997, 1999), reconhecendo que os modelos de Brito Neves (1983) e Santos & Brito Neves (1984) já não se adequavam aos conhecimentos obtidos pelos diversos estudiosos da Província Borborema, e baseando-se no conceito de colagem de terrenos tectono-estratigráficos estudados por Coney et al. (1980), Jones et al. (1983, 1986), Coney (1989) e Howell (1995); propuseram a subdivisão da Província Borborema em terrenos tectono-estratigráficos distintos.

Estas idéias foram evoluindo até desaguar nos modelos de terrenos tectono-estratigráficos agrupados por domínios estruturais e geocronológicos (Santos, 2001; Santos et al., 2002 e Brito Neves et al., 2000). A evolução destas idéias deu-se da seguinte maneira: inicialmente (Santos, 1995) vislumbrou evidências de acreção e colisão na região de Floresta (PE); a seguir (Santos, 1996), acreditando ter reconhecido de forma preliminar na Província Borborema uma evolução em termos de um ciclo acrescionário envolvendo acreção, colisão e dispersão de terrenos, caracterizou a Província Borborema como um “orógeno fragmentado” (“*disrupted*”), subdividindo-a nos terrenos Médio Coreaú, Cearense, Jaguaribe, Rio Piranhas, Seridó, São José do Campestre, Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó, Pernambuco-Alagoas, Sergipano e Riacho do Pontal. Haveria ainda, nesta subdivisão, os microterrenos de afinidade oceânica Monte Orebe, Brejo Seco e Lagoa das Contendas; e os fragmentos antigos Jirau do Ponciano, Icaicara e Mulungu (**Figura 2.2**).

Integrando os dados referentes a um episódio Mesoproterozóico ocorrido na Província Borborema a sul do Lineamento Patos, entre 1.1 a 0.9 Ga (Santos, 1993), também referido por Brito Neves et al. (1995) e Van Schmus et al. (1997), denominado Cariris Velhos, com a subdivisão por terrenos proposta em 1996, Santos (1998) agrupou os terrenos tectono-estratigráficos com características tectônicas, litológicas e geofísicas comuns em cinco grandes domínios: domínios Médio Coreaú, Cearense, Rio Grande do Norte, Zona Transversal e Externo (**Figura 2.3**).

Neste contexto, foram fundamentais os trabalhos de Van Schmus et al. (1993, 1994, 1995, 1997), os quais utilizando a sistemática U-Pb em zircão e Sm-Nd, mostraram que o Lineamento Patos representava um autêntico limite isotópico para a Província Borborema, constituindo-se numa estrutura de primeira ordem: a norte do Lineamento Patos os terrenos possuíam TDMs essencialmente Paleoproterozóicos e Arqueanos, enquanto ao sul do Lineamento Patos os terrenos apresentavam TDMs Meso a Neoproterozóicos, havendo todavia resquícios de terrenos mais antigos, os quais foram interpretados como podendo ser derivados de uma antiga massa cratônica fragmentada ou terrenos exóticos trazidos por processos colisionais/transpressionais subsequentes.

Van Schmus et al. (1994) inicialmente subdividiram a Província Borborema em três domínios geotectônicos maiores: a norte do Lineamento Patos, o Maciço Caldas Brandão-Rio Piranhas, com supracrustais Paleoproterozóicas sobrejacentes; a sul do Lineamento Patos e a norte do Cráton de São Francisco, um complexo domínio de blocos do embasamento Arqueano a Paleoproterozóico alternando-se com faixas móveis de idades Meso a Neoproterozóicas; e o Cráton de São Francisco, constituído de rochas Arqueanas a Paleoproterozóicas.

Trabalhos posteriores (Van Schmus et al., 1995; Brito Neves et al., 1995 a, 1995 b; 1995 c) consideraram que o desenvolvimento geodinâmico da Província Borborema teria sido iniciado no Arqueano, seguido por superposições de diversos estágios evolutivos durante o Proterozóico. Dantas et al. (1998) registraram idades U-Pb em metatonalitos do Maciço Caldas Brandão da ordem de 3.4 a 3.1 Ga.

Brito Neves et al. (1995 b) encontraram, a partir de idades obtidas pelos métodos Rb-Sr e U-Pb, evidências no Paleoproterozóico Inferior de um importante evento tectônico (Ciclo Transamazônico), marcado por uma colagem orogênica a qual teria sido responsável pela aglutinação dos núcleos Arqueanos pré-existentes.

A formação desta possível crosta oceânica Transamazônica, na região a sul do Lineamento Patos, foi sugerida por diversos pesquisadores que encontraram, na região de Floresta (PE) e Itatuba (PB), seqüências formadas por ortognaisses intercalados por rochas máficas, incluindo relictos eclogíticos mostrando assinatura geoquímica de arco oceânico (Beurlen et al., 1992; Almeida et al., 1993) e que forneceram idades U-Pb de 2.1 Ga (Santos et al., 1994). Mais ainda: as rochas metamáficas de Itatuba produziram idades modelos Sm-Nd (TDM) entre 2.5 e 2.3 Ga (Almeida et al., 1997 a), e rochas máficas de Custódia (PE), metamorfisadas no fácies granulito, mostraram idades modelos Sm-Nd (TDM) equivalentes, em torno de 2.3 a 2.0 Ga (Melo, 1998). Estes dados indicando breve residência crustal associado a um caráter oceânico para estas rochas, sugerem a possível existência de uma crosta oceânica Transamazônica, que teria sido posteriormente submetida a processos colisionais. A possível zona de sutura desse evento compressivo seria marcada por um “*trend*” de anomalia gravimétrica positiva coincidente com relictos de rochas eclogíticas/granulíticas (Almeida et al., 1997 b).

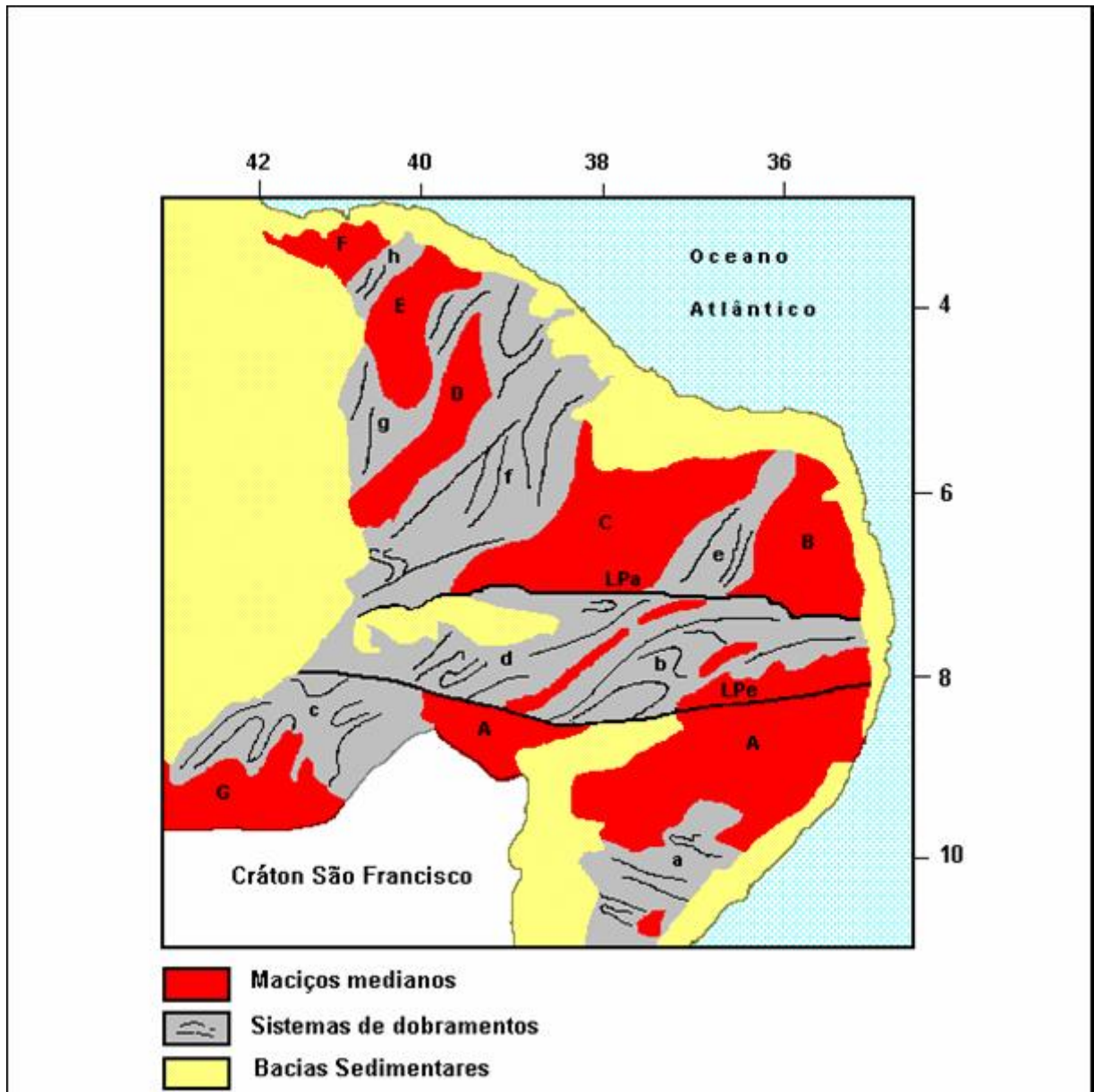


Figura 2.1: Subdivisão da Província Borborema em Maciços Medianos, Lineamentos e Sistemas de Dobramentos, segundo Brito Neves (1975).

Maciços Medianos: (A) Pernambuco-Alagoas; (B) Caldas Brandão-São José do Campestre; (C) Rio Piranhas; (D) Tauá; (E) Santa Quitéria; (F) Granja; (G) Marginal do Cráton São Francisco.

Lineamentos: (Lpa) Lineamento Patos; (Lpe) Lineamento Pernambuco.

Sistemas de Dobramentos: (a) Sergipano; (b) Pajeú-Paraíba; (c) Riacho do Pontal; (d) Piancó-Alto Brígida; (e) Seridó; (f) Jaguaribeano; (g) Rio Curú-Independência.

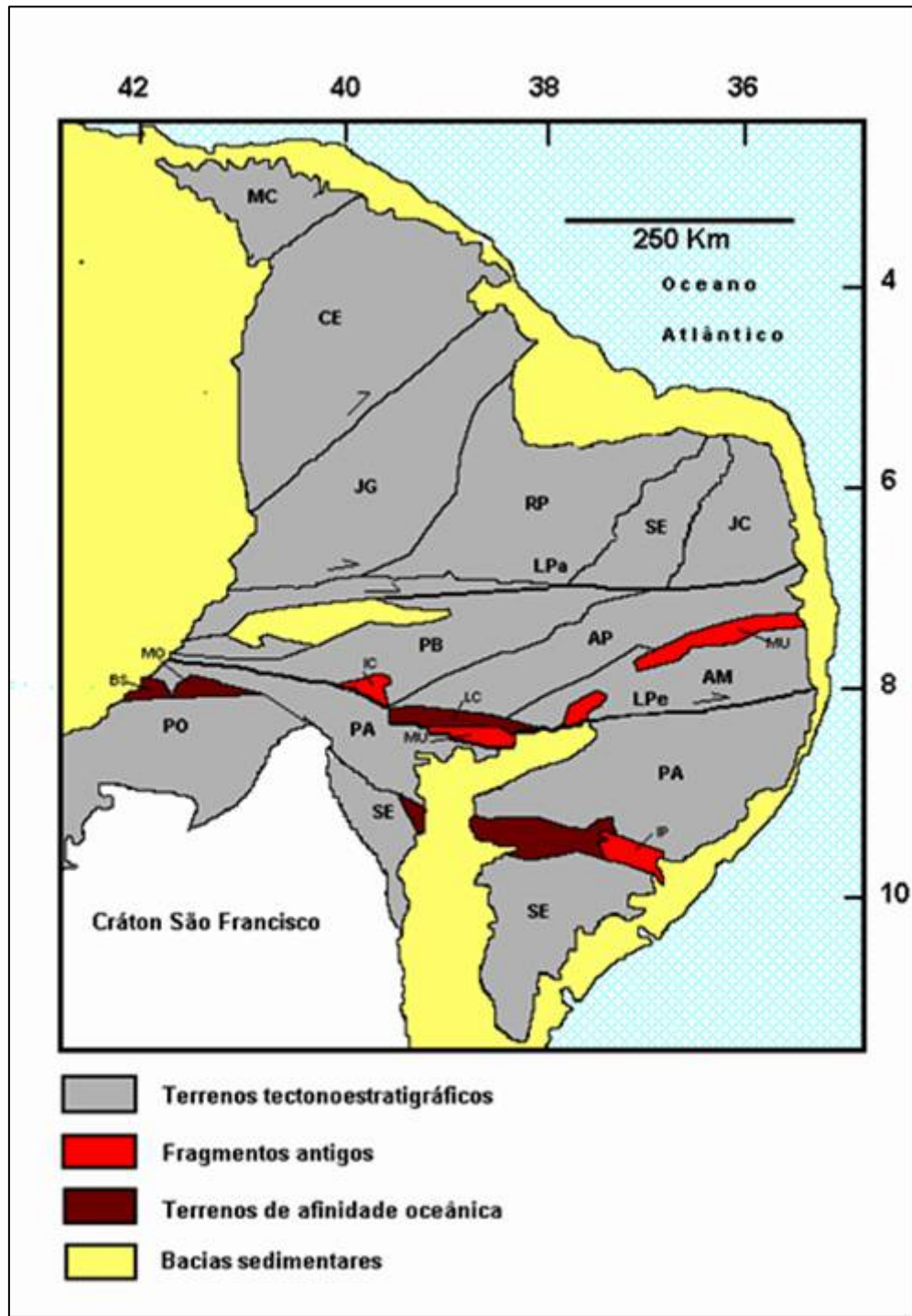


Figura 2.2: Subdivisão da Província Borborema em terrenos tectono-estratigráficos, segundo Santos (1996). MC: Médio Coreaú; CE: Cearense; JG: Jaguaribe; RP: Rio Piranhas; SE: Seridó; JC: São José do Campestre; AM: Alto Moxotó; AP: Alto Pajeú; PB: Piancó-Alto Brígida; PA: Pernambuco-Alagoas; SE: Sergipano; PO: Riacho do Pontal. Lpa: Lineamento Patos, Lpe: Lineamento Pernambuco. CSF: Cráton São Francisco. Terrenos de Afinidade Oceânica: MO: Monte Orebe; BS: Brejo Seco; LC: Lagoa das Contendas. Fragmentos Antigos: JP: Jirau do Ponciano; IC: Icaíçara; MU: Microcontinente Mulungu.

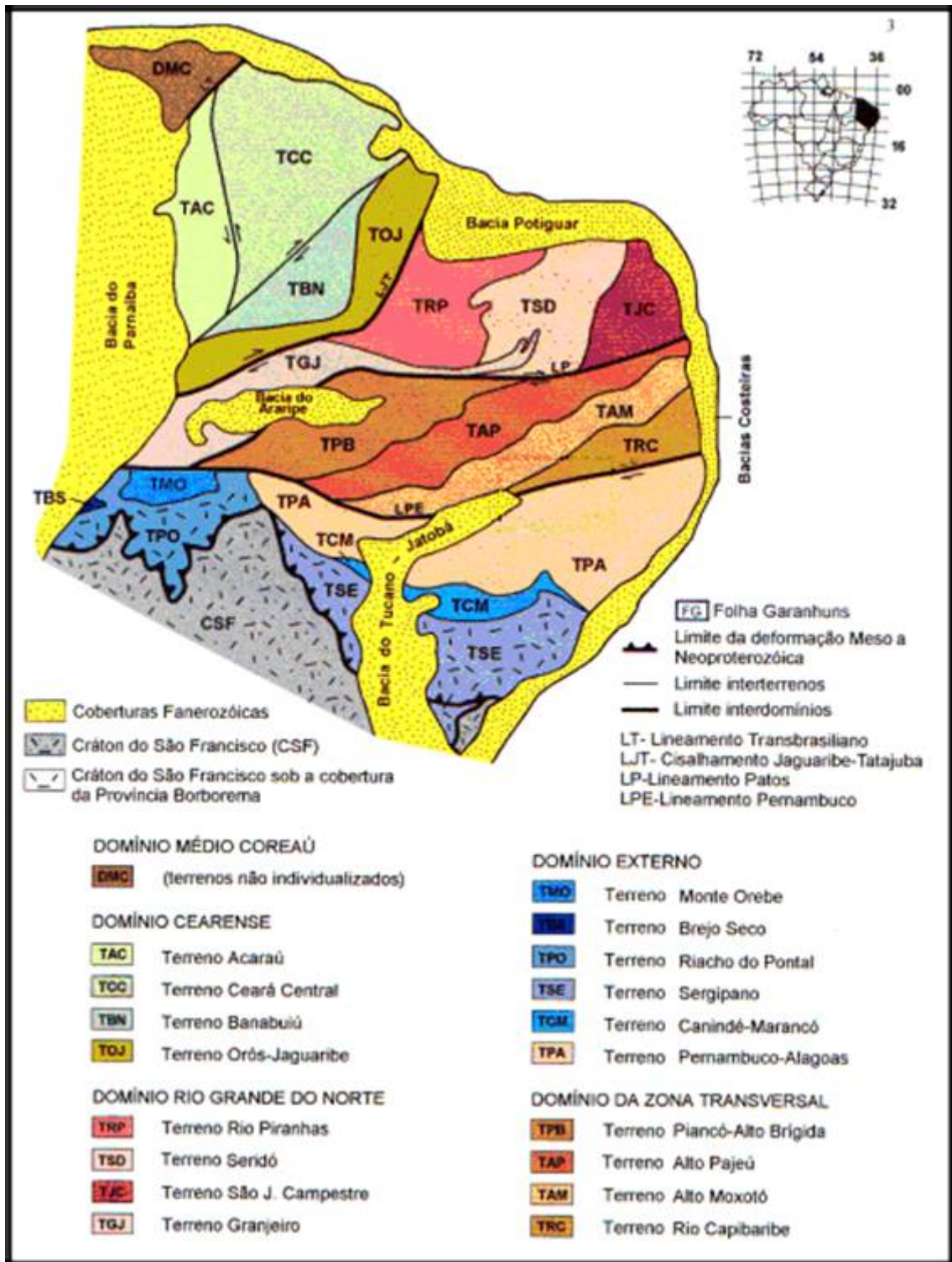


Figura 2.3 – Compartimentação da Província de Borborema em domínios e terrenos tectono-stratigráficos, segundo Santos (1998).

O Ciclo Transamazônico na Província Borborema estaria ainda documentado pelas idades modelos Sm-Nd em torno de 2.44 a 1.86 Ga encontradas em diversos granitóides Brasileiros, destacando-se os sienitos que constituem a Linha Sienitóide ou Zona Teixeira-Terra Nova, no limite da Faixa Piancó-Alto Brígida. Estes dados sugerem que durante o Transamazônico teria havido uma marcante geração de crosta na Província Borborema.

Van Schmus et al. (1995) considerou que a Província Borborema representaria a parte central de uma larga faixa orogenética Meso-Neoproterozóica formada devido à convergência e colisão dos Crátons São Luiz-Oeste da África e São Francisco-Congo-Kasai, durante a Orogênese Brasileira-Panafricana, a qual teria reunido os pedaços do protocontinente Gondwana Ocidental. Este megacinturão orogenético teria continuidade a sudoeste nas faixas do centro-oeste brasileiro (faixas Rio Preto e Brasília) e a nordeste e leste nas faixas do continente africano (faixas nigerianas, Cinturão Dahomeyano/Beniniano e Oubanguides), segundo Brito Neves & Cordani (1991). Van Schmus et al. (1995) compartimentaram a província Borborema em sete unidades: 1. Embasamento Arqueano a Paleoproterozóico, 2. Complexo Granítico Gnáissico e Migmatítico do Maciço PE-AL, 3. Cinturões dobrados metavulcânicos e metassedimentares de alto grau, 4. Porção médio grau do Cinturão Dobrado Sergipano, 5. Rochas sedimentares cratônicas de baixo grau a N do Cráton São Francisco, 6. Cobertura cratônica Paleoproterozóica a Mesopaleozóica do Cráton São Francisco, 7. Cobertura Fanerozóica não-deformada (**Figura 2.4**).

Aprofundando as interpretações acerca dos dados obtidos em 1993, 1994 e 1995, Van Schmus et al. (1997) propuseram compartimentar a Província Borborema em três domínios tectônicos principais: o Domínio Setentrional a norte do Lineamento Patos, o Domínio Central entre os Lineamentos Patos e Pernambuco, e o Domínio Meridional a sul do Lineamento Pernambuco e a norte do Cráton São Francisco.

Nesta fase, foi determinante para a evolução das idéias sobre a Província Borborema o reconhecimento, por parte dos pesquisadores da região, do evento Mesoproterozóico denominado Cariris Velhos. Brito Neves et al. (1995) e Van Schmus et al. (1997), baseando-se em levantamentos geológicos e dados geocronológicos, consideraram que o Evento Cariris Velhos teria sido o responsável pela colagem dos terrenos tectono-estratigráficos alóctones que compõem o mosaico da Província Borborema, a sul do Lineamento Patos. Este evento, ocorrido entre 1.1 e 0.9 Ga (Santos, 1993), proposto a partir de dados Rb/Sr e depois corroborado por dados U/Pb e Sm/Nd, teria gerado um proto-superterreno, o qual englobaria o Alto Tectônico Teixeira-Terra Nova, o Terreno Pernambuco-Alagoas e os cinturões de dobramentos Piancó-Alto Brígida, Pajeú-Paraíba e Riacho do Pontal. Este proto-superterreno

envolveria muitas unidades litológicas distintas: metagrauvacas, vulcânicas bimodais, plutões tonalíticos e embasamento antigo, e poderia representar um terreno de arco de margem continental desenvolvido ao longo da margem noroeste do Cráton São Francisco/Congo-Kasai (Van Schmus et al., 1997).

Em paralelo, Jardim de Sá (1994) lançou o modelo conhecido como modelo das faixas monocíclicas x policíclicas, onde advogava que a Província Borborema seria subdividida em quatro domínios: domínio das bacias sedimentares costeiras, domínio do embasamento Paleoproterozóico, domínio das faixas policíclicas (Arqueanas e Paleoproterozóicas, retrabalhadas no Brasileiro) e domínio das faixas monocíclicas (Brasilianas). Este modelo teve bastante aceitação na década de 90, até ser constatada uma incongruência que levou à invalidação do mesmo: os chamados granitóides G2 (*aügen*-gnaisses intrudidos na Faixa Seridó) ao serem datados forneceram uma idade de 2.0 Ga (Transamazônico); este autor considerou então que *aügen*-gnaisses existentes no TAP (Terreno Alto Pajeú) de composição mineralógica e aspecto petrográfico semelhantes aos G2, seriam de mesma idade Transamazônica, e extrapolou para esta faixa o conceito de faixa policíclica utilizado no Seridó. Ao serem datados, estes *aügen*-gnaisses mostraram ser de idade 1.0 Ga, ou seja, tratava-se de dois magmatismos diferentes, não podendo ser correlacionados.

Brito Neves et al. (2000) subdividiu a Província Borborema nos domínios Médio Coreaú, Ceará Central, Rio Grande do Norte, Zona Transversal, Meridional e Pernambuco-Alagoas (**Figura 2.5**).

Santos (2001) e Santos et al. (2002) mesclando dados geocronológicos (Van Schmus et al., 1993, 1994, 1995, 1997) e geofísicos (Oliveira & Santos, 1993; Oliveira & Medeiros, 2000), ao conceito de terrenos suspeitos de Coney (1989), Jones et al. (1986) e Howell (1995), compartimentou a Província Borborema em subprovíncias: Médio Coreaú, Cearense, Rio Grande do Norte, Zona Transversal e Externa ou Meridional (**Figura 2.6**). Subprovíncias e não domínios, porque segundo este autor a Província Borborema não seria um orógeno, e sim um mosaico de orógenos, cada um dos quais apresentando distintas feições litoestratigráficas, distintos regimes tectônicos dominantes, distintas assinaturas geofísicas e distintos tipos de magmatismo plutônico e vulcânico associados.

A teoria do mosaico crustal ou tectono-estratigráfica é justificada pelos seguintes argumentos: (1) o padrão não linear da Província Borborema como um todo; (2) a existência de uma expressiva rede de zonas de cisalhamento Brazilianas, denotando um vigoroso evento de dispersão transcorrente; (3) a heterogeneidade litoestratigráfica constatada tanto entre as rochas supracrustais quanto entre as plutônicas nos diferentes segmentos da Província; (4) a

heterogeneidade dos padrões geofísicos (aeromagnético, aerogamaespectrométrico e gravimétrico), exibindo contrastes de padrões petrofísicos; (5) a diversidade e não-coerência dos regimes tectônico e metamórfico existentes nos diferentes compartimentos; (6) a complexidade dos dados geocronológicos e isotópicos de Nd, sugerindo uma heterogeneidade lateral e vertical da crosta; (7) a evidência de diferentes histórias crustais pré-Brasilianas em blocos adjacentes; (8) a falta de típicas assinaturas de tectônica de placas indicativas de uma faixa marginal colisional ou acrecionária a um dos crátons adjacentes; (9) o reconhecimento de uma natureza tectônica para os limites que separam os diferentes segmentos da Província; (10) a identificação de uma sequência cronológica de colagem de terrenos na Província Borborema, a qual poderia ser chamada colagem policíclica, materializada pelos eventos diacrônicos Granja (Sideriano), Transamazônico (Riaciano/Orosiriano), Orós (Estateriano) e Cariris Velhos (Esteniano-Toniano), finalizada pelo evento regional Brasileiro (Criogeniano-Neoproterozóico III), responsável pela justaposição final dos terrenos, através de uma significativa dispersão transcorrente tardi-Brasileira. Os Lineamentos Brasileiros seriam considerados, neste modelo, limites preferenciais de dispersão final.

Santos (2001) identifica na Província Borborema (considerada aqui como um mosaico crustal), seis tipos de terrenos diferenciados: (tipo 1): terrenos pré-Estaterianos retrabalhados (Arqueanos e Paleoproterozóicos), como exemplo o Maciço de Granja, na Subprovíncia Médio Coreaú; (tipo 2): terrenos Estaterianos retrabalhados no Neoproterozóico, durante o Brasileiro, como exemplo a Faixa Orós-Jaguaribe; (tipo 3): terrenos Estenianos-Tonianos, relacionados ao Ciclo Cariris Velhos, como exemplo os Terrenos Alto Pajeú e Rio Capibaribe, na Subprovíncia da Zona Transversal; (tipo 4): terrenos graníticos-migmatíticos Estenianos Cariris Velhos, como exemplo o Terreno Pernambuco-Alagoas, no Domínio Externo; (tipo 5): terrenos compostos Cariris Velhos- Brasileiro, como exemplo os Terrenos Piancó-Alto Brígida na Subprovíncia da Zona Transversal e os Terrenos Riacho do Pontal e Canindé-Marancó, na Subprovíncia Externa ou Meridional; e (tipo 6): faixas Brasileiras, como exemplo a Faixa Seridó, na Subprovíncia Rio Grande do Norte.

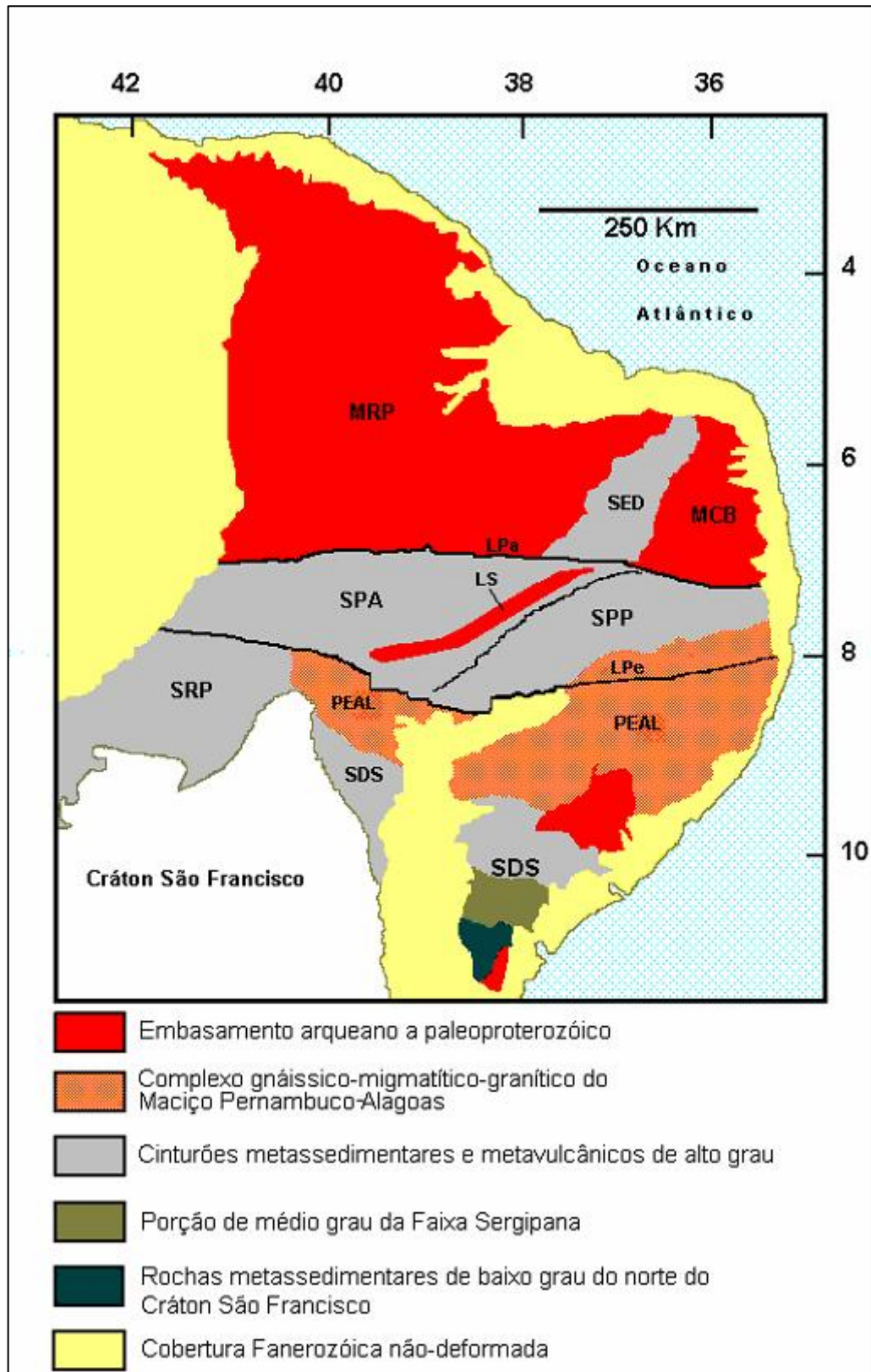


Figura 2.4: Subdivisão da Província Borborema, segundo Van Schmus et al. (1995).

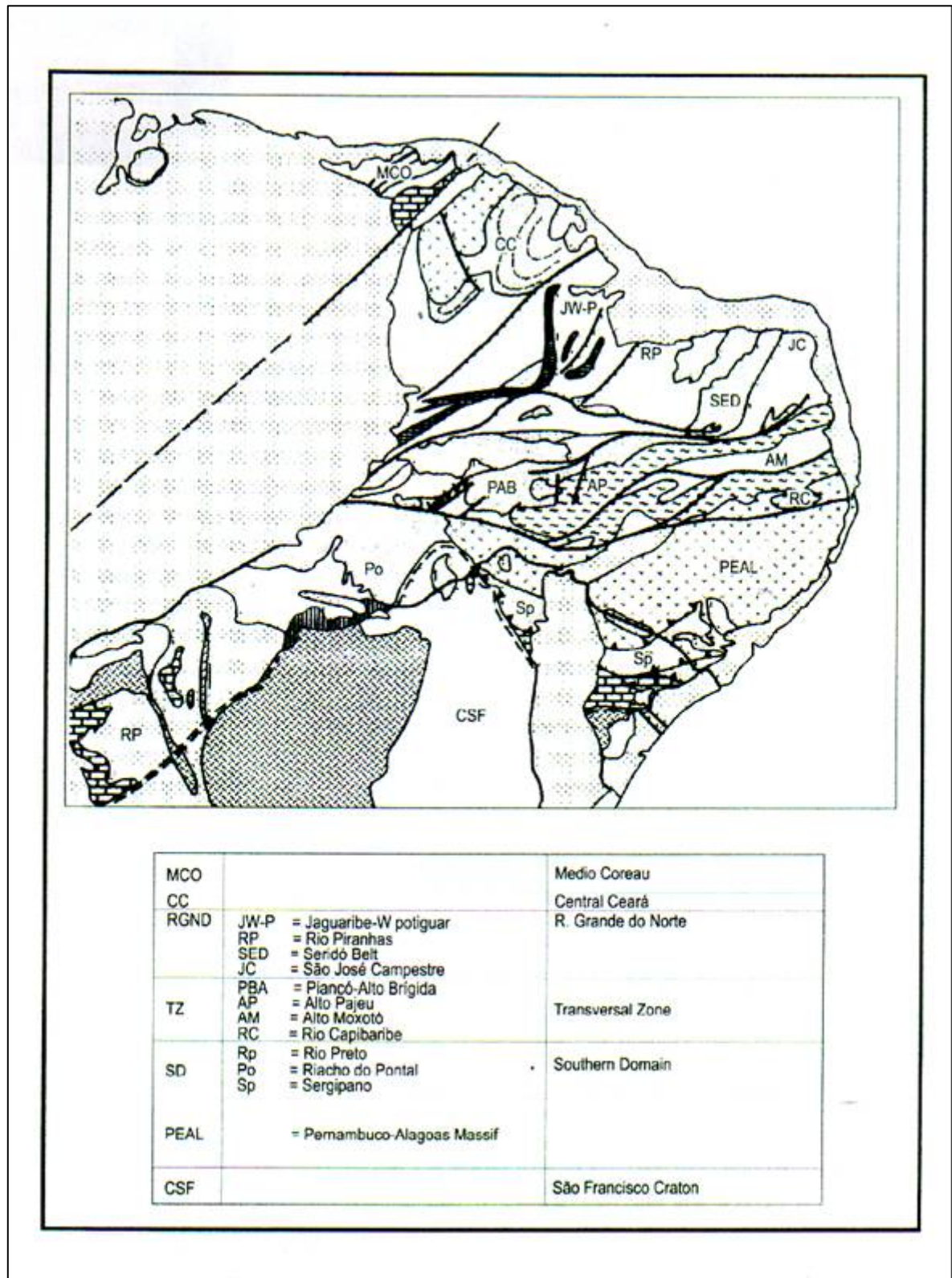


Figura 2.5 Subdivisão da Província Borborema em Domínios e Terrenos, segundo Brito Neves et al. (2000).

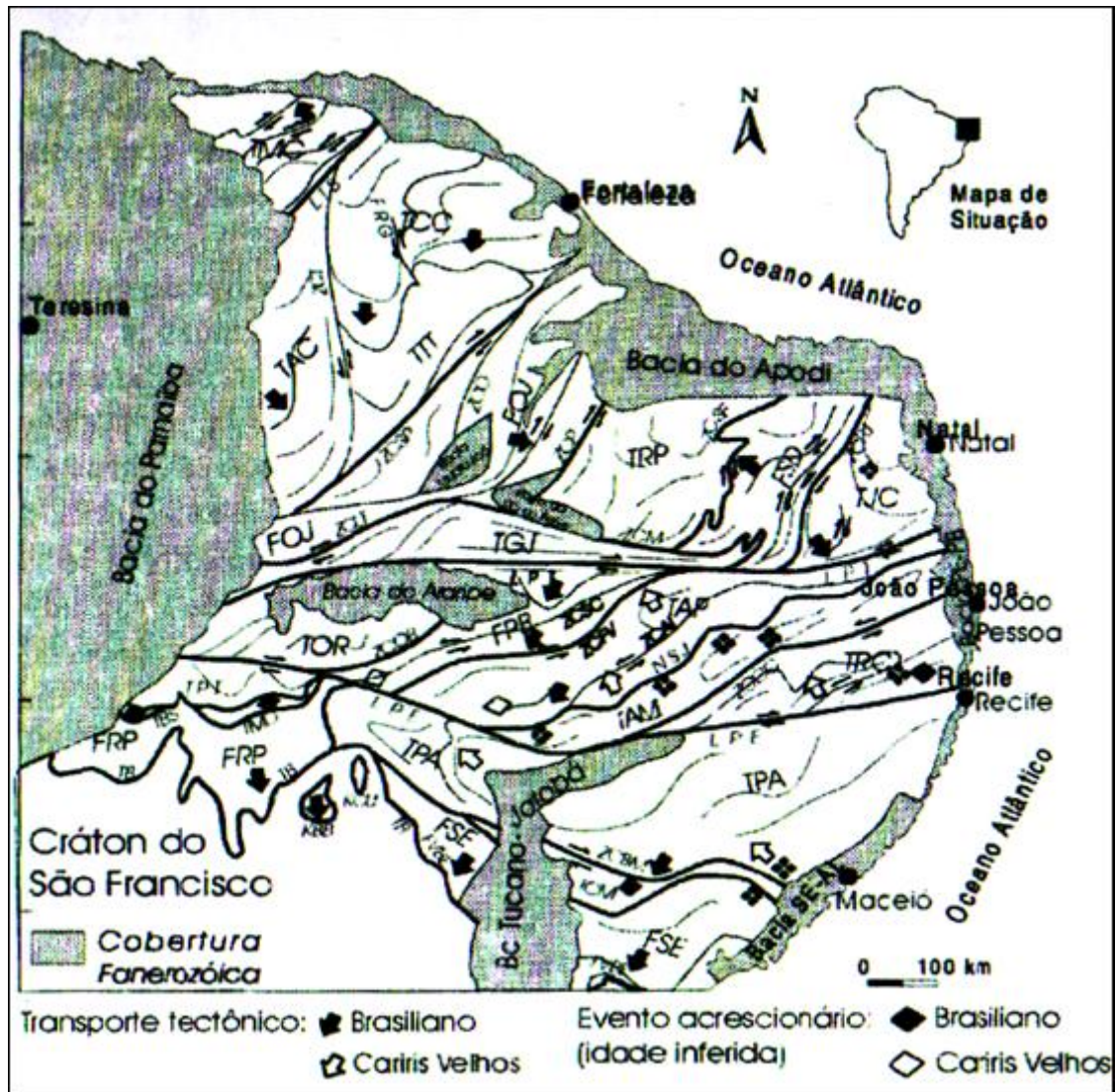


Figura 2.6 Subdivisão da Província Borborema em Subprovíncias e Terrenos, segundo Santos (2001).

NOMECLATURA DOS TERRENOS E SEUS LIMITES: Terrenos (T) e Faixas (F) (tipo de terreno entre parênteses) TMC Médio Coreaú (1,6); Subprovíncia Cearense: TCC Ceará Central (6); TAC Acaraú (1,6); TTT Tróia (1); FOJ Orós-Jaguaribe (2); Subprovíncia R.G. Norte: TRP Rio Piranhas (1); FSD Seridó (6); TJC São José do Campestre (1); TGJ Granjeiro (1); Subprovíncia Transversal; TOR Ouricuri (1); FPB Piancó-alto Brígida (5); TAP Alto Pajeú (3); TAM Alto Moxotó (1); TRC Rio Capibaribe (5); Subprovíncia Externa: TPT Paulistana (1,3); TBS Brejo Seco (6); TMO Monte Orebe (6); FRP Riacho do Pontal (6); TPA Pernambuco-Alagoas (4); TCM Canindé-Marancó (5); FSE Sergipana (6); FVBE Vaza Barris-Estância (6, *foreland*).

Lineamentos (L), Zonas de Cisalhamento (ZC), thrusts (T) e falhas (F); LTB Trans-Brasilliano; FRG Rio Groaíras; ZCT Tauá; ZCSP Senador Pompeu; ZLT Limoeiro Tatajuba; ZCP Portalegre; ZCM Malta; ZCSF São Fernando; ZCSV São Vicente; ZCPJ Picuí-João Câmara; LPT Patos; ZCOB Ouricuri-Bodocó; ZCSC Serra do Caboclo; ZCFV Fernandes Vieira; ZCSJ Serra do Jabitacá (*nappe*); ZCCC Congo-Cruzeiro do Nordeste; LPE Pernambuco; TBM *Thrust* Belo Monte; TB *Thrust* Basal; KBB *Klippe* Barra Bonita; KCU *Klippe* Curaçá.

❖ Evento Anorogênico pré-Cariris Velhos.

Conforme este modelo, as subprovíncias constituintes da Província Borborema podem ser caracterizadas, de forma sintética, da seguinte forma:

(1) a Subprovíncia Médio Coreaú, limitada pela Bacia do Parnaíba a oeste, pelas coberturas Cenozóicas costeiras a norte e pelo Lineamento Transbrasiliano (Sobral-Pedro II) a sul e leste. Neste contexto, esta Subprovíncia representa a margem Neoproterozóica do Cráton de São Luís, manifestada por uma colagem orogênica de terrenos Paleoproterozóicos e Neoproterozóicos, amalgamados à margem sudeste do cráton durante o Neoproterozóico III/Cambro-Ordoviciano. Está constituída pelo Terreno Acrescionário Granja, pela Faixa (*Rift*) Martinópole, pela Faixa (cobertura plataformal) Ubajara e pela Bacia de *pull-apart* Jaibaras.

(2) a Subprovíncia Ceará Central ou Cearense, limitada pelos Lineamentos Transbrasiliano (Sobral-Pedro II) e Senador Pompeu, representa um orógeno colisional despedaçado (*disrupted terrane*), cujos segmentos foram amalgamados por soldagem metamórfica (*thrusts* de alto grau). Esta subprovíncia está constituída pelos blocos Autóctones de Cariré (Paleoproterozóico) ao norte e Tróia-Mombaça (Arqueano a Paleoproterozóico) ao sul (também conhecido como Tróia-Pedra Branca ou Tróia-Tauá), confinando uma faixa colisional central Neoproterozóica compreendendo Alóctones contracionais com metamorfismo decrescente de norte para sul: Santa Quitéria, Itatira, Independência e os *klippes* de baixo grau Novo Oriente.

(3) a Subprovíncia Rio Grande do Norte ou Seridó, limitada pela Faixa Orós-Jaguaribe (ou pela Zona de Cisalhamento Portalegre) a norte, pelas Bacias Costeiras a leste e pelo Lineamento Patos a sul, que representa uma colagem de terrenos por dispersão transcorrente Neoproterozóica (Brasiliana). É constituída pelos terrenos Rio Piranhas (Paleoproterozóico), pela Faixa de Dobramentos Seridó (Neoproterozóico) e pelos terrenos São José do Campestre (constituído por um núcleo Paleoarqueano acrescido por faixas Mesoarqueanas, Neoarqueanas e Paleoproterozóicas) e Granjeiro (um terreno granito-greenstone Neoarqueano e uma faixa Paleoproterozóica). Esta subprovíncia destaca-se dentro da Província Borborema por se constituir numa subprovíncia não só geológica, mas também metalogenética (pegmatítica e scheelitífera).

(4) a Subprovíncia da Zona Transversal, limitada pelos Lineamentos Patos a norte e Pernambuco a sul, e pelas Bacias Costeiras a leste, constitui uma colagem de terrenos compostos Cariris Velhos e Brasilianos. Está constituída pelos terrenos Piancó-Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe, e apresenta-se como um domínio estruturado por uma tectônica transcorrente Brasiliana, porém exibindo evidências de um marcante evento

contracional, supostamente Esteniano-Toniano (Evento Rigolet da Província Grenville). O Lineamento Patos (limite norte da subprovíncia), sendo um limite não apenas estrutural mas também geofísico e isotópico, separa esta subprovíncia da porção setentrional da Província Borborema (subprovíncias Médio Coreau, Ceará Central e Rio Grande do Norte) de forma marcante.

(5) a Subprovíncia Externa ou Meridional, limitada pelo Lineamento Pernambuco a norte, pelas Bacias Costeiras a leste e pela Cráton São Francisco a sul, pode ser considerada geotectonicamente como a margem continental ativa do Cráton. Está constituída pelas Faixas Riacho do Pontal (incluindo o arco magmático Monte Orebe) e Sergipana (incluindo o arco magmático Canindé-Marancó, a Faixa Batalha-Jaramataia, o Bloco Arqueano Jirau do Ponciano e a Faixa Canudos-Vaza Barris) e pelo Maciço Pernambuco-Alagoas.

Nesta tese, optamos por adotar este modelo tectônico de compartimentação da Província Borborema em terrenos tectono-estratigráficos, agrupados em subprovíncias (Santos, 2001, 2002) ou domínios (Brito Neves, 2000), amalgamados por colagem policíclica pelos Eventos Granja, Transamazônico, Orós, Cariris Velhos e finalmente pelo Evento Regional Brasileiro, o qual é basicamente o mesmo modelo adotado desde Santos (1996, 1998) com pequenas modificações.

Um outro grupo de pesquisadores contrapõe uma série de argumentos ao Modelo de Colagem de Terrenos supracitado. Estes pesquisadores (Neves, 2000; Mariano et al., 2000, 2001) propõem que a Província Borborema não estaria segmentada em terrenos tectono-estratigráficos distintos, amalgamados pela Orogênese Brasileira, e sim seria um orógeno intracontinental. Os argumentos levantados contra a hipótese da colagem de terrenos são vários:

- (1) Algumas zonas de cisalhamento transcorrentes citadas como limites de terrenos (e.g. Lineamento Pernambuco) não representariam zonas de suturas. Estudos intensivos realizados ao longo do Lineamento Pernambuco (Neves & Mariano, 1997 b, 1998, 1999) mostraram que este lineamento não apresenta continuidade lateral e transversal em sua porção leste, indicando que não poderia ter acomodado um deslocamento significativo, implicando em que os “terrenos” por ela separados teriam se comportado como uma entidade geotectônica única, durante a Orogênese Brasileira;
- (2) A existência de um manto litosférico geoquímica e isotopicamente similar, abaixo de diversas regiões da Província Borborema consideradas como terrenos distintos (e que, portanto, deveriam ter características geoquímicas e isotópicas distintas): Neves & Mariano (1997a), Neves et al. (1998, 2000), Mariano et al. (2000, 2001). Enclaves

dioríticos procedentes de plútons graníticos cálcio-alcálicos de alto-K originários de terrenos distintos da Província Borborema foram analisados e mostraram terem sido originados de uma fonte geoquímica e isotopicamente similar, possivelmente um manto litosférico metassomatizado, com altas razões ETRL/ETRP, enriquecido em LILE e com Nd_i variando entre -6.9 e -14.8 e idades T_{DM} entre 1.6 a 2.0 Ga.

- (3) Assinaturas geoquímicas similares de granitóides existentes em lados opostos do Lineamento Pernambuco (e.g. o batólito cálcio-alcálico de alto-K de Alagoinhas (PE) e os batólitos de Brejo da Madre de Deus e Fazenda Nova) sugerem uma fonte comum para estes granitóides, sendo que as pequenas variações existentes nos padrões geoquímicos comparados (basicamente nos padrões de ETR) seriam resultado de diferentes graus de fusão, com retenção de fases ricas em ETRP (Mariano et al., 2001 a).
- (4) Evidências de que a Orogênese Brasileira teria se processado em um ambiente predominantemente intracontinental: inexistência ou não-identificação de ofiolitos, metamorfismo de alta pressão, arcos magmáticos, etc... (Neves, 2000);
- (5) Evidências de que o Evento Cariris Velhos (0.9-1.1Ga) não seria representativo de um ciclo orogênico completo, e sim de um episódio extensional intraplacas, como, por exemplo, a presença de zircões herdados da crosta Cariris Velhos no Grupo Seridó, sugerindo ausência de um grande oceano entre os domínios norte e central da Província Borborema (Van Schmus et al., 2000).

Estes argumentos seguem uma linha coerente, todavia extrapolam para toda a Província Borborema dados localizados (por exemplo, no caso do Lineamento Pernambuco, cujas inferências não podem ser extrapoladas para os Lineamentos Patos, Senador Pompeu, Transbrasiliiano). Além disto, apresentam um banco de amostras ainda pequeno. No caso dos dioritos, as amostras provêm de apenas seis batólitos: Itaporanga, Serra da Lagoinha, Acari, Caruaru-Arcoverde (Bezerros e Fazenda Nova/Serra da Japocanga), Campina Grande e Sítios Novos. Isto não significa que estes dados não sejam válidos, apenas que talvez não representem a totalidade da situação da Província Borborema. Estes batólitos graníticos foram escolhidos de forma estratégica: Acari no terreno Seridó, Itaporanga e Serra da Lagoinha ao longo do limite dos terrenos Granjeiro e Piancó-Alto Brígida, Caruaru-Arcoverde no terreno Rio Capibaribe e o Sítio Novos no terreno Sergipano; de modo a representar a maior diversidade possível de contextos geológicos. Todavia, seria necessário um maior número de dados para obter conclusões mais sólidas.

Com a continuidade das pesquisas, haverá maior quantidade de dados disponíveis e por conseguinte maior consistência nas interpretações. No momento, ambas correntes ou

modelos para a evolução da Província Borborema (colagem de terrenos tectono-estratigráficos distintos versus orógeno intracontinental) podem ser adotadas livremente por quem assim desejar, pois ambas têm argumentos contra e a favor.

No caso desta Tese, foi escolhida como hipótese de trabalho o Modelo de Colagem de Terrenos, o que não significa que o Modelo do Orógeno Intracontinental seja incorreto, trata-se de uma decisão pessoal da autora. Foi adotada a subdivisão de Santos (2001) todavia respeitando o termo Domínio proposto por Brito Neves et al. (2000) em vez de Subprovíncia, com equivalência de significado (reunião de terrenos agrupados geograficamente e com características tectônicas comuns), por considerarmos o conceito de Subprovíncia muito ousado e ainda não consensual entre a maioria dos pesquisadores da Província Borborema.

O Complexo Granítico Esperança objeto desta Tese situa-se no Domínio da Zona Transversal no limite com o Domínio Rio Grande do Norte, limitado pelo Lineamento Patos a norte e pela Zona de Cisalhamento Puxinanã/SãoSebastião de Lagoa de Roça a sul. Estes domínios serão a seguir melhor detalhados.

2.2 DOMÍNIO DA ZONA TRANSVERSAL

O Domínio da Zona Transversal (primeiramente estudado por Ebert, 1970 e Santos, 1998), também conhecido por Domínio Tectônico Central (Van Schmus et al., 1995, 1997), é a faixa compreendida entre os Lineamentos Patos e Pernambuco, a qual constitui um mosaico de terrenos tectono-estratigráficos organizados segundo uma megaestrutura em domínio (Jardim de Sá, 1994), cujos limites são zonas de cisalhamento nucleadas no Brasileiro ou geradas através do retrabalhamento de zonas de cisalhamento contracionais Cariris Velhos (Santos et al., 2002). Este mosaico de terrenos foi estabelecido a partir de dados geofísicos mostrando limites marcados por anomalias gravimétricas emparelhadas positiva-negativa (Oliveira & Santos, 1993), e por contrastes tectono-estratigráficos e modo de evolução distintos. Santos (1996) reconheceu inicialmente os terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú, depois Santos & Medeiros (1997) identificaram os terrenos Piancó-Alto Brígida (Salgueiro-Cachoeirinha) e Rio Capibaribe. Um novo terreno foi proposto a oeste do Terreno Piancó-Alto Brígida (Santos, 1998): o terreno composto denominado Terrenos Gnáissicos do Oeste.

O Terreno Piancó-Alto Brígida (TAPB) compreende a *nappe* Meso-Neoproterozóica de Piancó, a faixa turbidítica Neoproterozóica Cachoeirinha e a faixa Cariris Velhos Riacho Gravatá. O Terreno Alto Pajeú (TAP) representa um cinturão de dobramentos (“*fold-thrust belt*”) Esteniano (Cariris Velhos) constituído por supracrustais de natureza vulcanossedimentar, empilhado tectonicamente com metagranitóides crustais colisionais. O

Terreno Alto Moxotó (TAM) é um terreno metamórfico de alto grau, constituído por supracrustais metassedimentares intercaladas com complexos metaplutônicos/vulcânicos Paleo-Mesoproterozóicos e por maciços Arqueanos-Paleoproterozóicos. O Terreno Rio Capibaribe (TRC) representa uma sucessão de *nappes* cristalinas e turbidíticas possivelmente de idades Cariris Velhos, intercalados com blocos Paleoproterozóicos, retrabalhados no Brasileiro (Santos et al., 2002).

2.2.1 Terreno Alto Pajeú

Anteriormente, este Terreno constituía parte da denominada Faixa Pajeú-Paraíba (Brito Neves, 1975), a qual foi separada em duas: Terreno Alto Pajeú e Terreno Alto Moxotó (Santos, 1995, 1999).

O Terreno Alto Pajeú (TAP) é a área-tipo da Faixa Cariris Velhos (1,1-0,95 Ga) descrita por Brito Neves et al. (1995) como sendo constituída por seqüências metassedimentares e metavulcanossedimentares Mesoproterozóicas, granitóides Mesoproterozóicos e estreitas faixas Neoproterozóicas. Estas litologias foram intrudidas por um intenso plutonismo granítico Neoproterozóico. Exposições de rochas Arqueanas a Paleoproterozóicas são raras.

Seu limite com o Terreno Alto Moxotó é a *nappe* Serra do Jabitacá, a qual controla a colocação de uma extensa área de migmatitos e ortognaisses Mesoproterozóicos com protólitos Arqueanos a Paleoproterozóicos, bem como relictos de supracrustais, rochas máfico-ultramáficas de fácies granulito e retroeclogitos.

O Arqueano está representado no TAP por ortognaisses granodioríticos-graníticos migmatizados, bandados, aflorantes na região de Ouro Velho (PB), tendo sido datado pelo Método Rb-Sr fornecendo idades de cerca de 2,6 Ga. Todavia, a similaridade desta unidade com o Complexo Floresta, o qual datado pelo Método U-Pb em zircão forneceu idades de 2,15 Ga (Santos, 1995), levanta dúvidas sobre a idade Arqueana destes ortognaisses (Santos et al., 2002), razão pela qual ela está indicada na cartografia mais recente da área como sendo uma unidade Arqueana-Paleoproterozóica.

O Mesoproterozóico está representado no TAP pelo Complexo São Caetano, pelos metagranitóides Cariris Velhos e pelos ortognaisses tipo “Rachinha”. O Complexo São Caetano constitui uma seqüência metassedimentar e metavulcanoclástica, com uma componente vulcânica félsica a intermediária. Litologicamente, este Complexo exhibe uma seqüência de muscovita-biotita gnaiss, às vezes granatífero; biotita-gnaiss, muscovita-xisto, quartzito, calcário cristalino, ortoanfibolito, metatufo ácido e metavulcanoclástica.

Os protólitos destes paragneisses são possivelmente pelitos-psamitos e grauvas, mas há evidências de contribuição vulcânica e vulcanoclástica, à semelhança da Sequência Poço do Salgueiro, descrita por Santos (1995). Investigações geoquímicas sugeriram que a sequência vulcanoclástica apresenta características compatíveis com a presença de uma série cálcio-alcálica de alto K peraluminosa, o que levou o citado autor a considerá-la uma mistura de sedimentos clásticos, oriundos de arcos magmáticos maduros. Todavia, não foram encontradas nesta região evidências de um vulcanismo de arco típico. Um metatupo do Complexo São Caetano foi datado pelo Método U-Pb em zircão, e o intercepto superior do diagrama concórdia forneceu uma idade de 1.089 Ma (Cariris Velhos).

Os metagranitóides Cariris Velhos constituem basicamente leucogranitos e migmatitos de fonte crustal, gerados por fusão parcial de um protólito sedimentar ou vulcanossedimentar durante a Orogênese Cariris Velhos. Colocam-se como *sheets* intrusivos empilhados ao longo das superfícies de empurrão deste episódio colisional. Nestas rochas, observa-se uma foliação regional sob forma de bandamento gnáissico ou anatético, com separação entre minerais máficos e félsicos. Algumas vezes esta foliação define um arranjo tipo S-C, em que os feixes de micas contornam os porfiroblastos ou *augên* de feldspato sintectônicos. Santos (1995) reconheceu dois tipos de metagranitóides Cariris Velhos: os tipos Recanto e Riacho do Forno. Os metagranitóides tipo Recanto projetam-se composicionalmente no campo dos monzogranitos e apresentam estruturas tipo *augên*, enquanto os metagranitóides tipo Riacho do Forno são migmatitos exibindo estruturas tipo estromática, *schlieren* e nebulítica, e leucogranitos ricos em muscovita. Os metagranitóides Cariris Velhos corresponderiam aos leucogranitos a duas micas peraluminosos ou crustais colisionais associados a empurrões, de protólito sedimentar ou vulcanoclástico, gerados em ambiente de colisão, do tipo continente-continente ou continente-arco (Santos, 1995). Datações pelo Método U-Pb em zircão para um metagranitóide tipo Recanto produziram um diagrama concórdia fornecendo idade de intercepto superior de cerca de 1.037 Ma (Santos, 1995). Dados isotópicos Sm-Nd para estes metagranitóides indicaram valores de T_{DM} entre 1,3 e 1,6 Ga, e de Épsilon Nd entre -1,8 e +0,8. Os ortogneisses tipo “Rachinha” são metagranitóides foliados ricos em muscovita, com assinatura peraluminosa colisional, segundo Brito Neves et al. (2001).

O Evento Cariris Velhos (1,1-0,95 Ga), no âmbito do Domínio da Zona Transversal, compreendeu pelo menos duas fases de deformação (D_2 e D_2' , Santos 1999), tendo ambas atingido o fácies anfibolito alto, com alguma anatexia. Este evento caracterizou-se por gerar estruturas de baixo ângulo, registradas tanto nas supracrustais do Complexo São Caetano quanto nos metagranitóides Cariris Velhos (Recanto e Riacho do Forno). Não há dados

conclusivos sobre o transporte de massas da fase D₂, embora trabalhos de Veiga Jr e Ferreira (1990) em Afogados da Ingazeira sugeriram que este transporte poderia ser para NW; todavia o transporte de massas da fase D₂' está bem caracterizado pelos critérios cinemáticos (estruturas tipo S-C, diques graníticos rompidos, *augên* de feldspatos assimétricos; todos estes critérios indicando transporte geral de *thrusts* para SSE). A observação das paragêneses metamórficas e grau de anatexia sugerem condições de pressões em torno de 5 a 6 Kbar e temperaturas em torno de 700° C para o Evento Cariris Velhos nesta região (Santos, 1995).

2.3 DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE

O Domínio Rio Grande do Norte é constituído pelos Terrenos Rio Piranhas, Seridó, Granjeiro e São José do Campestre; sendo limitado a oeste pela Zona de Cisalhamento Portalegre e a sul pelo Lineamento Patos.

Está compartimentado em blocos de rochas Paleoproterozóicas (remanescentes de antigas faixas móveis Transamazônicas) envolvendo núcleos Arqueanos (os Terrenos São José do Campestre, Granjeiro e Rio Piranhas), separados por uma faixa de dobramentos central Neoproterozóica (o Terreno Seridó). O Evento Brasileiro imprimiu um expressivo caráter tectônico transcorrente dextral nesta região, havendo todavia registros de um evento cedo-Brasileiro com transporte tectônico para oeste-noroeste (Hackspacher & Dantas, 1997), sendo as zonas de cisalhamento transcorrentes muitas vezes antigas superfícies de empurrão.

Alguns autores consideram que os Terrenos Rio Piranhas e Seridó seriam na realidade um mesmo terreno (Jardim de Sá et al., 1997), baseando-se em critérios de inconformidade estratigráfica normais entre embasamento e cobertura, que estão preservados tanto entre as supracrustais Seridó quanto entre os complexos gnáissicos Rio Piranhas. Todavia, o limite entre estes dois terrenos (Rio Piranhas e Seridó) está bem marcado pela Zona de Cisalhamento São Vicente, de caráter contracional.

O Terreno São José do Campestre, separado do adjacente Terreno Seridó pela Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, engloba o núcleo Arqueano de Bom Jesus (RN) com idades em torno de 3,4 Ga (Dantas et al., 1998; Dantas, 1997), considerado o mais antigo fragmento de crosta Arqueana da plataforma sul-americana.

Este Domínio Rio Grande do Norte é dominado por extensos cinturões de cisalhamento, onde o principal é o feixe de cisalhamentos Patos-Malta, com mais de 55 km de largura na parte central do Estado da Paraíba, ramificando-se em um leque de zonas de cisalhamento na Faixa Seridó, o qual se estende por cerca de 70 km de largura, em um regime de *strain* mais baixo.

2.3.1 Terreno São José do Campestre

Este terreno é formado por rochas Paleoproterozóicas envolvendo o núcleo Arqueano de Bom Jesus (RN) e englobando relíquias Neoproterozóicas da Faixa Seridó (a Faixa Curimataú). Apresenta alguns segmentos Paleoproterozóicos mostrando características de orógenos acrescionários (os Complexos Serrinha-Pedro Velho e Caicó), tais como Épsilon Nd positivos e protólitos trondhjemíticos gerados em ambientes de arco de ilhas; e de orógenos colisionais (os granitóides retrabalhados do Terreno Santa Cruz), tais como caráter cálcio-alcalino e tectônica de baixo ângulo, e presença de leucogranitos milonitizados em zonas de espessamento crustal (Santos et al., 2002).

O Ciclo Brasileiro impôs um sistema de zonas de cisalhamento NE (dextrais) e NW (sinistrais), às quais se associa um componente tangencial nas rochas supracrustais.

O Complexo Serrinha-Pedro Velho é composto por três associações litológicas distintas (Dantas, 1997): biotita gnaisse granítico migmatizado; biotita hornblenda migmatito com mesossoma de ortognaisse tonalítico-granítico atravessado por diques de anfíbolito; e biotita gnaisse trondhjemítico, incluindo leucogranito, granito félsico, ortognaisse tonalítico com granada e rocha calcissilicática. Datações pelo Método U-Pb em zircão forneceram diagramas concórdia com idades de intercepto superiores variando de 2.183 ± 5 Ma a 2.187 ± 8 Ma para o ortognaisse Serrinha; e de 2.273 ± 47 Ma a 2.203 ± 4 Ma para o clinopiroxênio gnaisse e migmatito trondhjemítico Pedro Velho. As idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) dão valores em torno de 2,3 Ga, havendo todavia algumas amostras mais antigas do migmatito Pedro Velho. Em algumas amostras Pedro Velho obtiveram-se dados de Épsilon Nd positivo, sugerindo acreção de material juvenil.

O Complexo Santa Cruz compreende ortognaises desde tipos básicos até félsicos, formando uma típica suíte cálcio-alcalina de arcos magmáticos maduros, sendo geoquimicamente semelhantes aos granitóides dos Complexos São Vicente e Caicó. Este complexo ocorre em duas pequenas áreas a leste da cidade de Picuí (RN), e mostra idades U-Pb em zircão variando de 2.184 ± 16 Ma, 2.230 ± 33 Ma e 2.069 ± 22 Ma. Os dados Sm-Nd mostram idades modelo T_{DM} entre 2,5 e 2,6 Ga com valores de Épsilon Nd entre -1 e -3. Uma amostra de *augên* gnaisse forneceu uma idade modelo de 2,9 Ga. Estes dados indicam uma fonte crustal Arqueana.

CAPÍTULO 3 - PLUTONISMO GRANÍTICO BRASILIANO **NO DOMÍNIO DA ZONA TRANSVERSAL**

3.1 HISTÓRICO

O estudo do magmatismo granítico Brasileiro no Domínio da Zona Transversal iniciou com os trabalhos pioneiros de Almeida et al. (1967), os quais baseando-se em dados petrográficos e estruturais dividiram as rochas graníticas da Província Borborema (a partir de estudos que abrangiam os Estados de Pernambuco, Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará) em três grupos: os granitos sin-orogênicos, tardi-orogênicos e pós-orogênicos, com relação à Orogênese Brasileira. Os granitos sin-orogênicos foram diferenciados em dois tipos: o tipo Conceição, constituído por granodioritos e tonalitos cinzentos, de granulação média a fina, contendo xenólitos máficos (considerado o tipo mais antigo) e o tipo Itaporanga, constituído por granodioritos porfiríticos, caracterizados por conter grande proporção de fenocristais de feldspato potássico (microclina), os quais chegam a atingir dimensões de até 10 a 15 cm. Os granitos tardi-orogênicos foram diferenciados também em dois tipos: o tipo Itapetim, constituído por biotita granitos de granulação fina, ocorrentes sob a forma de diques, comumente associados a granitos tipo Itaporanga; e o tipo Catingueira, constituído por granitos, quartzo-sienitos e sienitos peralcalinos (considerado o tipo mais jovem). Os granitos pós-orogênicos foram identificados como ortoclásio-granitos, associados a rochas vulcânicas.

Sial et al. (1981 a e 1981 b), analisando dados de litogeoquímica de elementos maiores em rochas graníticas da Faixa Cachoeirinha-Salgueiro (Piancó-Alto Brígida), propôs uma classificação para as rochas graníticas da Província Borborema baseada em parâmetros químicos, reconhecendo três suítes plutônicas quimicamente distintas na região estudada: as suítes potássica, cálcio-alcálica e tonalítica-trondhjemítica sódica. Aprofundando seus estudos, a partir de análises de elementos terras raras (Sial, 1984) buscou correlacionar sua classificação química com aquela proposta por Almeida et al. (1967). Desta forma, subdividiu os granitóides estudados no chamado Espaço Cachoeirinha (atual Terreno Piancó-Alto Brígida) em quatro grupos distintos: o grupo cálcio-alcálico, representado por tonalitos a granodioritos contendo epidoto e ilmenita, seria equivalente ao tipo Conceição; o grupo cálcio-alcálico potássico seria equivalente ao tipo Itaporanga; o grupo peralcalino incluiria o

tipo Catingueira e o grupo de afinidade trondhjemítica continental, seria um novo tipo, denominado tipo Serrita (incluindo partes do Batólito de Salgueiro).

Ferreira (1986, 1991), aprofundando o estudo das rochas peralcalinas, subdividiram-nas quanto à saturação em sílica em saturadas (tipo Triunfo) e supersaturadas (tipo Catingueira). O tipo Triunfo (saturado em sílica) faria parte de um alinhamento de álcali-feldspato sienitos, o qual constituiria a denominada Linha Sienitóide, atualmente considerada como um importante limite de terrenos, dentro do novo modelo de terrenos tectono-estratigráficos. Este alinhamento incluiria o Batólito de Triunfo, os diques de Bom Nome, Casé, Livramento, Paulo, Manaira e Princesa Isabel, os enxames de diques de Salgueiro e Terra Nova e os *stocks* de Quandu e Cavalos. O tipo Catingueira (supersaturado em sílica) incluiria quartzo-álcali-feldspato sienitos a álcali-feldspato granitos, contendo fluorita e cassiterita, representados pelos enxames de diques de Catingueira, os *ring-dykes* de Macacos, Vassoura e Serrita; os *stocks* de Campo Alegre e Batinga e os batólitos de Teixeira e Solidão, além de porções marginais do batólito de Salgueiro.

Ferreira & Sial (1987) e Da Silva Filho et al. (1987), analisando a química de elementos maiores das rochas peralcalinas saturadas em sílica, consideraram que os altos teores de K_2O destas rochas ($> 13\%$) permitiam classificá-las como ultrapotássicas, e deste modo propuseram a criação da chamada Província Peralcalina Ultrapotássica do Cinturão Salgueiro-Cachoeirinha.

Da Silva Filho et al. (1993) e Guimarães & Da Silva Filho (1995) reconheceram, na Província Borborema, a presença de granitóides de afinidades shoshoníticas, dentre os quais pode-se citar como exemplos o plúton sienítico de Terra Nova (Da Silva Filho et al., 1987) e os complexos de composições sienítica e monzonítica de Bom Jardim e Toritama (Guimarães, 1989). Os citados autores consideraram que o magmatismo de caráter shoshonítico marca ambientes tectônicos transicionais entre colisionais e pós-colisionais, estando associados a limites de blocos crustais. Estes granitóides de afinidades shoshoníticas foram subdivididos em dois tipos: saturados (Toritama e Bom Jardim, Terra Nova, Quixaba e Prado) e supersaturados (Curituba, Serra do Catu, Teixeira e Solidão).

Medeiros (1995), efetuando comparações geoquímicas entre os granitóides do Domínio da Zona Transversal (baseando-se em 203 análises químicas de granitóides previamente pesquisados na região e cujas características já haviam sido definidas), observou que os granitóides cálcio-alcálicos (tipo Conceição), peralcalinos supersaturados (tipo Catingueira) e saturados (tipo Triunfo), e de afinidades trondhjemíticas (tipo Serrita) apresentam características químicas passíveis de distingui-los. Todavia, os granitóides cálcio-

alcalinos potássicos (tipo Itaporanga) e shoshoníticos (tipo Bom Jardim/Toritama), embora possam ser distinguidos dos granitóides dos demais grupos estudados, não apresentam características químicas marcantes que os diferenciem entre si. Este fato já havia sido apontado por Mariano & Sial (1993). Neste contexto, foi sugerido pelo autor que os grupos shoshonítico e cálcio-alcalino potássico fossem considerados membros de um único grupo (rochas cálcio-alcalinas de alto-K), e que fosse investigada a possibilidade destes dois grupos representarem diferentes estágios evolutivos de uma mesma série magmática, com uma fonte única. Esta hipótese, todavia, mereceria estudos adicionais que a corroborassem.

3.2 DADOS ISOTÓPICOS E GEOCRONOLÓGICOS RECENTES

Guimarães et al. (1999), utilizando dados Sm-Nd e U-Pb em zircão, dividiu os granitóides do Terreno Alto Pajeú (Domínio da Zona Transversal) em cinco grupos:

(1) **Grupo 1:** Granitóides cálcio-alcalinos (incluindo os granitóides tipo Conceição e alguns granitóides tipo Itaporanga). Este grupo mostra composições variando de hornblenda biotita granodioritos a monzogranitos, e exibe freqüentemente enclaves microgranulares máficos de composição diorítica. Foram identificados três complexos graníticos fazendo parte deste grupo: os complexos Itapetim, Timbaúba e Tabira, todos eles encaixados em rochas supracrustais (xistos, metagrauvacas) de idade Mesoproterozóica (em torno de 1,0 Ga). Estes granitóides mostram as seguintes características geoquímicas: teores de $\text{SiO}_2 < 70\%$ em peso, teores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) $> 6\%$ em peso com $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$, e assinatura de granito de arco vulcânico (VAG). Os enclaves microgranulares máficos (EMM) mostram teores de Ba, Sr e K_2O mais baixos que aqueles das rochas hospedeiras granodioríticas/monzograníticas. Os granitóides deste grupo mostram Épsilon Nd atual variando de $-9,5$ a $-11,0$; e idades modelos Sm-Nd (T_{DM}) em torno de 1,4 Ga. Considera-se que o protólito destas rochas foi originado a partir de uma mistura de crosta inferior enriquecida Paleoproterozóica com manto empobrecido, provavelmente durante o Evento Cariris Velhos (0,9-1,1 Ga). Dados U-Pb em zircão produziram idades variando de 621 ± 14 Ma (Complexo Tabira), $638 \pm 4,9$ Ma (Complexo Itapetim) e $644 \pm 4,8$ Ma (Complexo Timbaúba). Geobarômetro Al em anfibólio e geotermômetro plagioclásio-anfibólio apontaram dados de pressão de cristalização em torno de 6 Kbar e de temperatura em redor de 700°C .

(2) **Grupo 2:** Granitóides metaluminosos cálcio-alcalinos de alto-K com idades U-Pb em zircão variando de 581 Ma a 590 Ma. São granitóides tipo Itaporanga, e neste grupo estão incluídos os Complexos Fazenda Nova, Campina Grande e Esperança. Estas rochas exibem composições variando de monzogranitos porfíricos a monzonitos com grandes fenocristais

de K-feldspato e um grande número de enclaves dioríticos ricos em K. Constituem grandes intrusões variando de 250 Km² a 900 Km², encaixadas em gnaisses Transamazônicos (2,2 a 1,8 Ga). Geoquimicamente são caracterizados por elevados teores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7\%$ em peso), com $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$, e assinatura de granito de arco vulcânico (VAG). Todavia, Pearce et al. (1984) observaram que estes diagramas não são plenamente adequados para rochas porfíricas, podendo ser utilizados neste caso com ressalvas. Os enclaves dioríticos são enriquecidos em elementos LIL (principalmente Ba e Sr) com relação aos monzogranitos hospedeiros. Os granitóides deste grupo mostram Épsilon Nd atual muito baixos, variando de -24 a -19; e idades modelos Sm-Nd (T_{DM}) entre 1,8 e 2,0 Ga. Há duas hipóteses para o protólito destas rochas: poderia ser um manto enriquecido, metassomatizado durante a Orogenia Transamazônica; ou uma crosta inferior de composição máfica enriquecida, extraída do manto durante a Orogenia Transamazônica. A segunda possibilidade deixa em aberto a questão da fonte dos dioritos, pois a geração de dioritos a partir de uma crosta anfíbolítica exigiria fusão total, com temperaturas muito elevadas (esta segunda hipótese é muito pouco provável).

(3) **Grupo 3:** Granitóides de composições sienítica, quartzo-sienítica e sienogranítica mostrando afinidades shoshoníticas. Inclui os Complexos Bom Jardim, Toritama e Pajeú, constituindo rochas de composições variando de sienitos máficos a monzonitos, exibindo um grande número de enclaves máficos cogenéticos. Este grupo de rochas ocorre intrudido em gnaisses Paleoproterozóicos (2,0 Ga), e apresentam uma foliação magmática característica de baixo ângulo. Os dados isotópicos Sm-Nd são similares àqueles registrados nos granitóides do Grupo 2, e apenas uma população de zircões foi identificada: grãos de cor rosa, transparentes e eudrais, os quais produziram idades de 592 ± 6 Ma. A hipótese mais provável para o protólito destas rochas é um manto metassomatizado durante a Orogenia Transamazônica.

Dados de química mineral sugerem condições elevadas de fO_2 durante a cristalização dos granitóides dos grupos 1, 2 e 3.

(4) **Grupo 4:** Granitóides alcalinos e transicionais alcalinos-shoshoníticos, de composições monzogranítica, sienogranítica e sienítica, intrudidos em gnaisses Arqueanos a Paleoproterozóicos. Estas rochas caracterizam-se por mostrar idades de cristalização em torno de 570 Ma (o Batólito de Triunfo, por exemplo, exhibe composição sienítica ultrapotássica e mostra uma idade isocrônica Rb-Sr de 570 Ma, segundo Ferreira et al., 1997) e grande quantidade de zircões herdados. Este grupo pode ser dividido em dois subgrupos: um subgrupo 4A constituído por piroxênio leucosienogranitos a sienitos, geoquimicamente transicionais entre a série alcalina e shoshonítica (Complexo Solidão e a porção leste do

Complexo Teixeira) e outros pertencentes à série alcalina (o granitóide de Queimadas e o Batólito de Triunfo); e um subgrupo 4 B constituído por biotita sienogranitos (Complexo Serra Branca). Dados de química mineral sugerem condições intermediárias de fO_2 para estes granitóides. As biotitas das rochas deste grupo mostram (com exceção do Complexo Triunfo) enriquecimento em Fe^{+2} . Enclaves máficos são raros em ambos subgrupos.

(5) **Grupo 5:** Granitóides alcalinos metaluminosos a fracamente peraluminosos, de composição biotita sienogranito, granulação grossa a média, equigranulares a fracamente porfiríticos. Este grupo de granitóides mostra elevados teores de SiO_2 (>70% em peso), assinatura de granito intraplacas (WPG), e idades no intervalo 520 a 540 Ma. Ocorrem associados a basaltos e dacitos (Complexo Prata) ou como pequenos plútons ($\leq 50 \text{ Km}^2$) intrudindo gnaisses de 2,0 Ga ao longo da Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira (Pereiro, Serra do Velho Zuza, Serra da Engabelada e Serrote Santo Antônio).

Os granitóides dos grupos 4 e 5 mostram baixos valores de Épsilon Nd atual (< -22), sendo os menores valores (em torno de -26) registrados no Complexo Serra Branca e na porção norte do Complexo Prata, refletindo um componente Arqueano em seu protólito. As idades modelos Sm-Nd (T_{DM}) dos granitóides dos grupos 4 e 5 são $> 2,2 \text{ Ga}$. As condições de cristalização estimadas pela química mineral sugerem baixas condições de fO_2 para estes granitóides.

Os dados isotópicos, geocronológicos e a caracterização geoquímica permitiram, além da identificação destes 05 tipos de granitóides, as seguintes conclusões (Guimarães et al., 1999):

- (1) A assinatura de granito de arco vulcânico (VAG) mostrada pelos granitóides do DZT é possivelmente herdada de uma orogenia anterior, considerada ser a Orogenia Transamazônica. Isto é sugerido pelos valores das idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) de todos os grupos de granitóides (sempre em torno de 2,0 Ga), exceto para os granitóides do Grupo 1 (T_{DM} em torno de 1,4 Ga). Estes granitóides mostram também baixas concentrações de elementos LIL, indicando um protólito misto, possivelmente contendo um componente crustal Paleoproterozóico, originado em um ambiente de arco vulcânico, associado a um componente mantélico empobrecido.
- (2) Os granitóides do Grupo 1 aparentemente estão relacionados ao pico do metamorfismo regional no DZT.
- (3) Os granitóides dos grupos 2 e 3 constituem as intrusões volumetricamente dominantes, e como estes dois tipos de magmatismo foram contemporâneos, sugere-se que ambos foram provocados por uma anomalia térmica, possivelmente uma pluma mantélica

(Neves & Mariano, 1997a), embora esta questão da fonte de calor responsável por este magmatismo esteja ainda em aberto. Uma boa hipótese para o candidato a protólito dos dioritos e sienitos dos grupos 2 e 3 é um manto litosférico metassomatizado; já os granitos podem ter sido gerados por fusão parcial de uma crosta inferior máfica, extraída do manto durante a Orogenia Transamazônica ou durante os estágios iniciais da Orogenia Brasileira.

- (4) Os granitóides do Grupo 4 aparentemente marcam os estágios finais da Orogenia Brasileira no DZT.
- (5) Os granitóides do Grupo 5 (alcalinos, intraplacas, com idades entre 520-540 Ma) aparentemente marcam os estágios iniciais da abertura da Bacia do Jatobá.
- (6) A Orogenia Transamazônica (1,8-2,0 Ga) marcou um importante episódio de enriquecimento do manto sob o DZT, provavelmente ocasionado pela subducção de uma placa crustal cedo-Paleoproterozóica, gerando localmente metassomatismo no manto. O Evento Cariris Velhos (0,9-1,1 Ga), todavia, aparentemente não produziu mudanças significativas na composição do manto litosférico sob esta região. Guimarães et al. (1999) consideram que este é um dado de apoio à hipótese de que este Evento Cariris Velhos teria sido um episódio de rifteamento e não de orogênese, como proposto por Van Schmus et al. (1995). Outros argumentos nesta mesma linha de raciocínio (segundo Guimarães, 2003, comunicação oral) seriam a ausência de evidências de metamorfismo Cariris Velhos no DZT, e o fato de o Evento Cariris Velhos ser marcado no DZT por ortognaisses de assinatura de granitos tipo A, associados com magmatismo bimodal.

Todavia, o argumento da ausência de metassomatização do manto sob o DZT pode ser refutado pela suposição de a Orogênese Cariris Velhos não ter atingido o estágio de oceanização, com subducção de placa oceânica sob placa continental e conseqüentemente liberação de fluidos metassomatizantes. Poderia ter havido, segundo este ponto de vista, uma subducção tipo A (placa continental sob placa continental, após a colisão), evidenciada, por exemplo, pelas características colisionais de metagranitóides relacionados ao Cariris Velhos, tais como Recanto e Riacho do Forno (Santos et al., 2003). Estes metagranitóides mostram idades de cristalização Cariris Velhos (995-960 Ma) e, comparando-se com os novos campos e *trends* de Pearce (1996), observa-se que ambos situam-se próximos da média da crosta continental superior (UCC) e que os metagranitóides Riacho do Forno projetam-se no campo dos granitos de colisão continente-contidente; enquanto os metagranitóides Recanto caem na superposição dos campos dos granitos intraplacas e pós-colisionais (Santos et al., 2003). Estas

características colisionais dos metagranitóides Cariris Velhos já haviam sido ressaltadas por Brito Neves et al. (1995a).

Finalizando esta revisão da granitogênese Brasileira no Domínio da Zona Transversal (DZT), temos que Santos et al. (2002), baseando-se em observações de Santos & Medeiros (1997, 1999) a partir de comparações de padrões geoquímicos e isotópicos dos granitóides Brasileiros (**Figura 3.1**) do DZT e em análises geocronológicas e regionais (Brito Neves et al., 2000), sintetizaram o plutonismo Neoproterozóico através de uma sucessão de pulsos que teriam originado as super-suítes I (cedo a sin-Brasiliano), II (tardi-Brasiliano) e III (pós-Brasiliano)

Brito Neves et al. (2000) e Santos et al. (2002) ressaltaram as diferenças geoquímicas e isotópicas entre estas três super-suítes (**Figura 3.2**), e as definiram do seguinte modo:

(1) a super-suíte I, cedo a sin-Brasiliano, inclui a suíte gabro-diorítica cedo a sin-tectônica, posicionada no Terreno Seridó (esta suíte não pertence ao DZT) no estágio pré a cedo Brasileiro, com idade de 763 Ma (Leterrier et al., 1990). Trata-se de uma suíte diorítica-tonalítica formada por tonalitos, quartzo-dioritos e biotita-hornblenda granodioritos com segregações graníticas. Além dela, nesta super-suíte I ocorrem quatro suítes graníticas sintectônicas (no DZT): uma suíte cálcio-alcálica de médio a alto K, uma suíte cálcio-alcálica normal com epidoto magmático, uma suíte trondhjemítica e uma suíte peraluminosa.

A suíte cálcio-alcálica de médio a alto K é conhecida na literatura como tipo Itaporanga (Almeida et al., 1967), e constitui grandes complexos graníticos portadores de megacristais de feldspato potássico em coexistência com dioritos e apresentando uma fase de mistura entre eles (Mariano & Sial, 1990). São granitóides porfiríticos de composição monzonítica, sienogranítica e granodiorítica.

A suíte cálcio-alcálica normal com epidoto magmático corresponde aos granodioritos tipo Conceição (Almeida et al., 1967), e constitui plútons de alto nível crustal, com composições variando de tonalito a granodiorito, contendo fases menores de diorito e gabro. Caracteriza-se pela presença de enclaves máficos e *clots* anfibolíticos ricos em actinolita, os quais são considerados fragmentos remanescentes da fonte, possivelmente basáltica (Sial, 1993). Esta suíte ocorre principalmente no Terreno Piancó-Alto Brígida.

A suíte trondhjemítica corresponde aos granitóides de afinidade trondhjemítica tipo Serrita (Sial, 1984, 1986), com composições variando de tonalito a granodiorito, contendo como principais fases máficas biotita e epidoto magmático. Idades modelos Nd (T_{DM}) são $>2,0\text{Ga}$ (Ferreira et al., 1998). Esta suíte ocorre de forma restrita no Terreno Piancó-Alto Brígida.

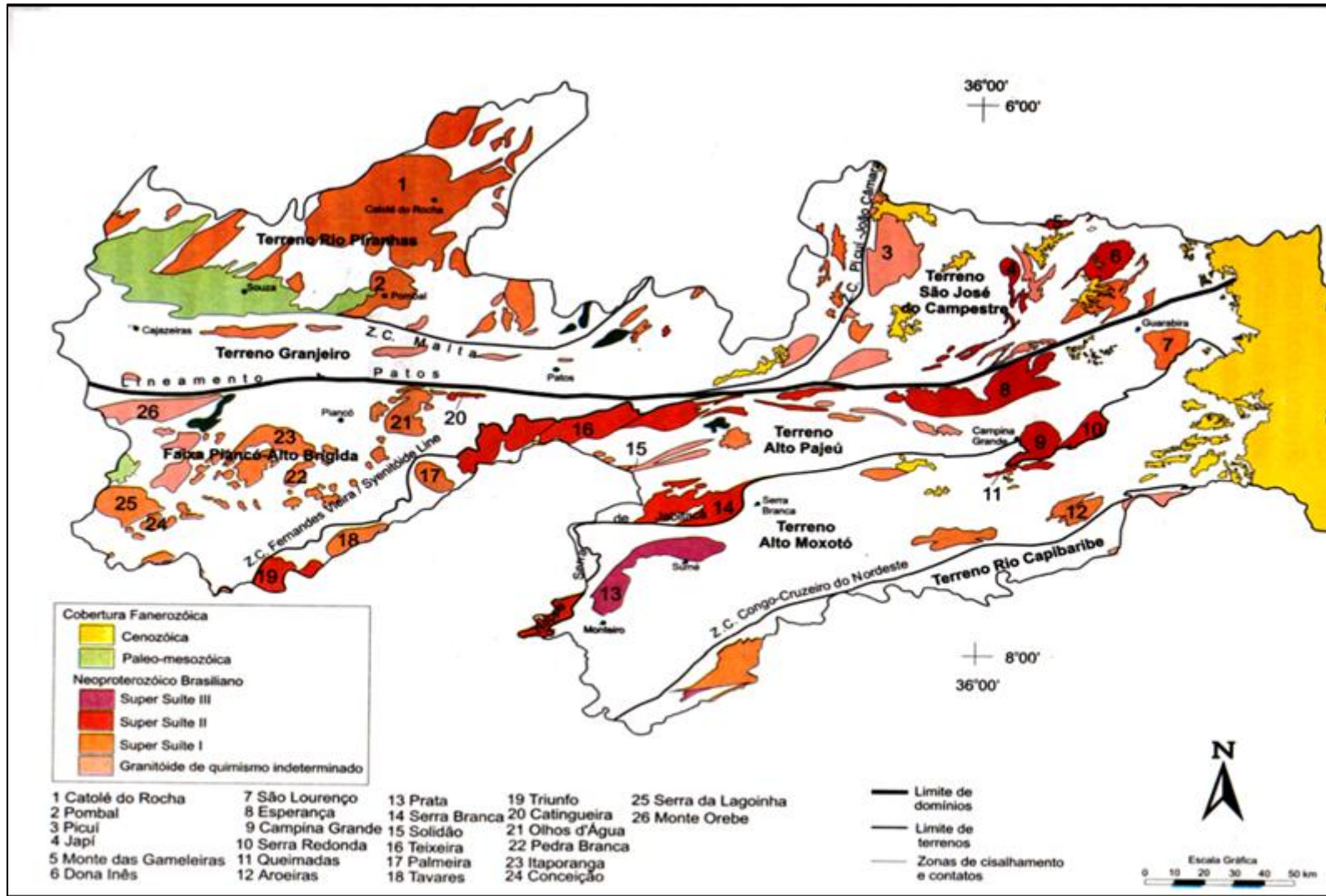


Figura 3.1 Distribuição dos Granitos Neoproterozóicos (Brasílicos) no Domínio da Zona Transversal no Estado da Paraíba (Santos et al., 2002). Área pesquisada retângulo com linha descontínua em azul.

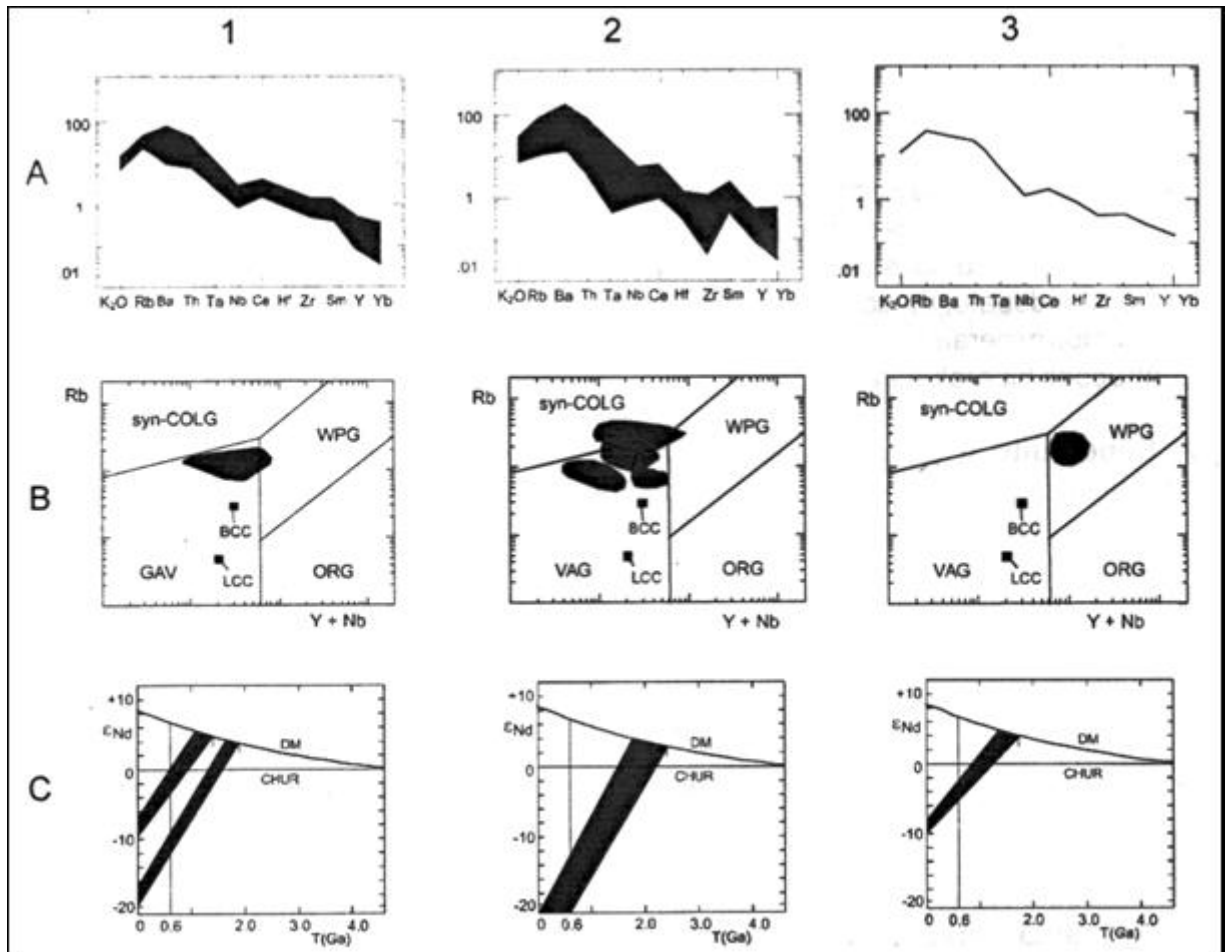


Figura 3.2 Características geoquímicas e isotópicas dos granitóides Brasileiros do Domínio da Zona Transversal, segundo Santos & Medeiros (1999). Supersuítas I, II e III. DM: Manto Empobrecido; CHUR: Reservatório Uniforme Condritico. Syn-COLG: Granitos Sin-colisionais; VAG: Granitos de Arco Vulcânicos; WPG: Granitos Intra-Placas; ORG: Granitos Cadeia Oceânica; BCC: Crosta Continental Global; LCC: Crosta Continental Inferior.

A suíte peraluminosa corresponde a uma suíte leucogranítica peraluminosa constituída por ilmenita granitos e leucogranitos com biotita, muscovita e granada, exibindo com freqüência feições migmatíticas (Jardim de Sá, 1994). Estes leucogranitos podem ter evoluído para subtipos que seriam a fonte de depósitos granitófilos de W e pegmatíticos (ricos em Be, Li, Sn e Ta-Nb). Esta suíte ocorre no Terreno Seridó, algumas vezes sob forma de granitos pegmatóides (provavelmente tardi a pós-tectônicos), formados basicamente por quartzo, feldspato, muscovita e granada.

(2) a super-suíte II, tardi-Brasileira, inclui três suítes: uma suíte granítica cálcio-alcálica de alto K, uma suíte granítica e sienítica shoshonítica e ultrapotássica, e uma suíte transicional shoshonítica-alcálica (Sial, 1987; Ferreira et al., 1994; Silva Filho et al., 1997; Guimarães et al., 1998).

A suíte granítica cálcio-alcálica de alto K, tem como granito tipo o batólito de Esperança (objeto de estudo desta Tese), ocorrente na parte leste do Terreno Alto Pajeú. Trata-se de monzonitos a monzogranitos com enclaves dioríticos (Guimarães et al., 1998), idade modelo Nd (T_{DM}) de 1,8 a 2,0 Ga e idade de cristalização de 581 ma, dada por uma concórdia U-Pb em zircão. Foi considerada como possível fonte deste batólito o manto metassomatizado ou uma crosta continental inferior, de idade Transamazônica.

A suíte shoshonítica e ultrapotássica corresponde aos tipos peralcalino saturado ou tipo Triunfo e peralcalino supersaturado ou tipo Catingueira (Ferreira, 1986, 1991) e constitui sienitos e granitos álcali-feldspáticos, contendo como minerais característicos aegirina-augita e anfibólio sódico (riebeckita, arfvedsonita). Esta suíte ocorre sob forma de uma imponente cadeia plutônica colocada no limite dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, referida na literatura como Linha Sienitóide (Sial, 1987), paralelamente à Zona de Cisalhamento Fernandes Vieira. Dados isotópicos sugerem como possível fonte destes granitóides o manto metassomatizado Transamazônico. No caso específico do tipo peralcalino supersaturado Catingueira, o posicionamento tectônico é discutível: alguns autores consideram-no tardi-orogênico, e outros sin-orogênico. Este tipo Catingueira ocorre como pequenas intrusões e diques de quartzo-álcali-feldspato granito e sienito com aegirina-augita e riebeckita, colocadas ao longo do Lineamento Patos (Almeida et al., 1967; Ferreira & Sial, 1986). O granitóide tipo Catingueira também tem sido descrito na porção sul do Terreno São José do Campestre (Barbosa & Braga, 1974; Jardim de Sá et al., 1999).

A suíte transicional shoshonítica-alcálica, constitui leucogranodioritos, quartzo-monzonitos e granodioritos. O granito de Teixeira, participante desta suíte, foi considerado shoshonítico (Ferreira et al., 1998) e posteriormente foi agrupado junto com os plútons de Solidão e Serra Branca como transicionais shoshoníticos-alcálicos (Guimarães et al., 1998). Também pertencem a esta suíte os granitos de Campina Grande, Serra Redonda e São Lourenço. Trata-se de quartzo-monzonito e quartzo-monzodiorito (batólitos de Teixeira e Solidão), biotita sienogranito leucocrático (batólito de Serra Branca), além de piroxênio sienogranitos a sienitos leucocráticos. Dados U-Pb em zircão forneceram uma idade de 570 Ma, apesar da grande quantidade de zircões herdados (Guimarães et al., 1998). Esta suíte transicional shoshonítica-alcálica ocorre tanto no limite dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, quanto no interior do Terreno Alto Pajeú.

(3) a super-suíte III, pós-Brasiliano, é constituída pela suíte granítica tipo A do Complexo Prata, pós-tectônica, e por enxames de diques anorogênicos.

O Complexo Prata constitui sienogranitos crustais comagmáticos com basalto e dacito (Guimarães et al., 1998; Melo et al., 1998), de caráter subalcalino metaluminoso a ligeiramente alcalino, menos empobrecida em Nb que as suítes cálcio-alcalinas da Província Borborema. A idade modelo Nd (T_{DM}) e o Épsilon Nd são sugestivos de uma fonte crustal Arqueana. Esta suíte também inclui stocks e diques controlados por um estágio rúptil da Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira.

Os enxames de diques constituem sienitos ultrapotássicos ocorrentes nas cercanias de Triunfo, PE, conhecidos como enxame de diques de Manaíra-Princesa Isabel; os diques granodioríticos e dacíticos porfiríticos ocorrentes nas cercanias de Sumé e Serra Branca, conhecidos como Suíte Sucuru; e os diques máficos alcalinos ocorrentes a sudeste de Monteiro.

Além destas três super-suítes constituídas de rochas já estudadas e possuidoras de dados analíticos disponíveis na literatura, existem aqueles granitóides enquadrados na categoria de granitóides de quimismo indeterminado. Trata-se de rochas intrusivas ainda não estudadas ou estudadas apenas superficialmente, em nível de reconhecimento (possuidoras apenas de dados petrográficos), das quais não se dispõem ainda de dados litogeoquímicos nem isotópicos/geocronológicos que permitam classificá-las dentro de uma destas super-suítes supracitadas.

Finalizamos assim a revisão da granitogênese Brasileira no Domínio da Zona Transversal, com as diversas propostas sugeridas pelos pesquisadores.

Inicialmente pensamos em adotar na presente Tese este conceito de classificação da granitogênese Brasileira na Zona Transversal da Província Borborema, proposto por Brito Neves et al. (2000) e Santos et al. (2002), em super-suítes I (cedo a sin-Brasiliano), II (tardi-Brasiliano) e III (pós-Brasiliano). Todavia depois abandonamos esta idéia, por considerar que ainda são necessários maiores estudos para esta generalização. Além do que, o Complexo Esperança foi considerado nesta classificação supracitada como tardi-orogênico, (super-suíte II) sendo que dados estruturais e isotópicos de Archanjo & Fetter (2003) consideram que o Batólito Esperança é sin-orogênico (sin-cinemático), o que também é nossa opinião, respaldados em dados geoquímicos, isotópicos, geocronológicos e de química mineral. Isto deslocaria o Complexo Esperança para a supersuíte I (cedo a sin-Brasiliano). Por outro lado, faz parte do Complexo Esperança o Plúton Pocinhos, o qual é um granito tipo A pós-tectônico e estaria incluso na super-suíte III (pós-Brasiliano), junto com o Complexo Prata.

Sendo assim, preferimos não seguir esta classificação e consideramos mais adequado incluir o Complexo Esperança no Grupo 2 proposto por Guimarães et al. (1999).

CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA LOCAL DO COMPLEXO GRANÍTICO ESPERANÇA

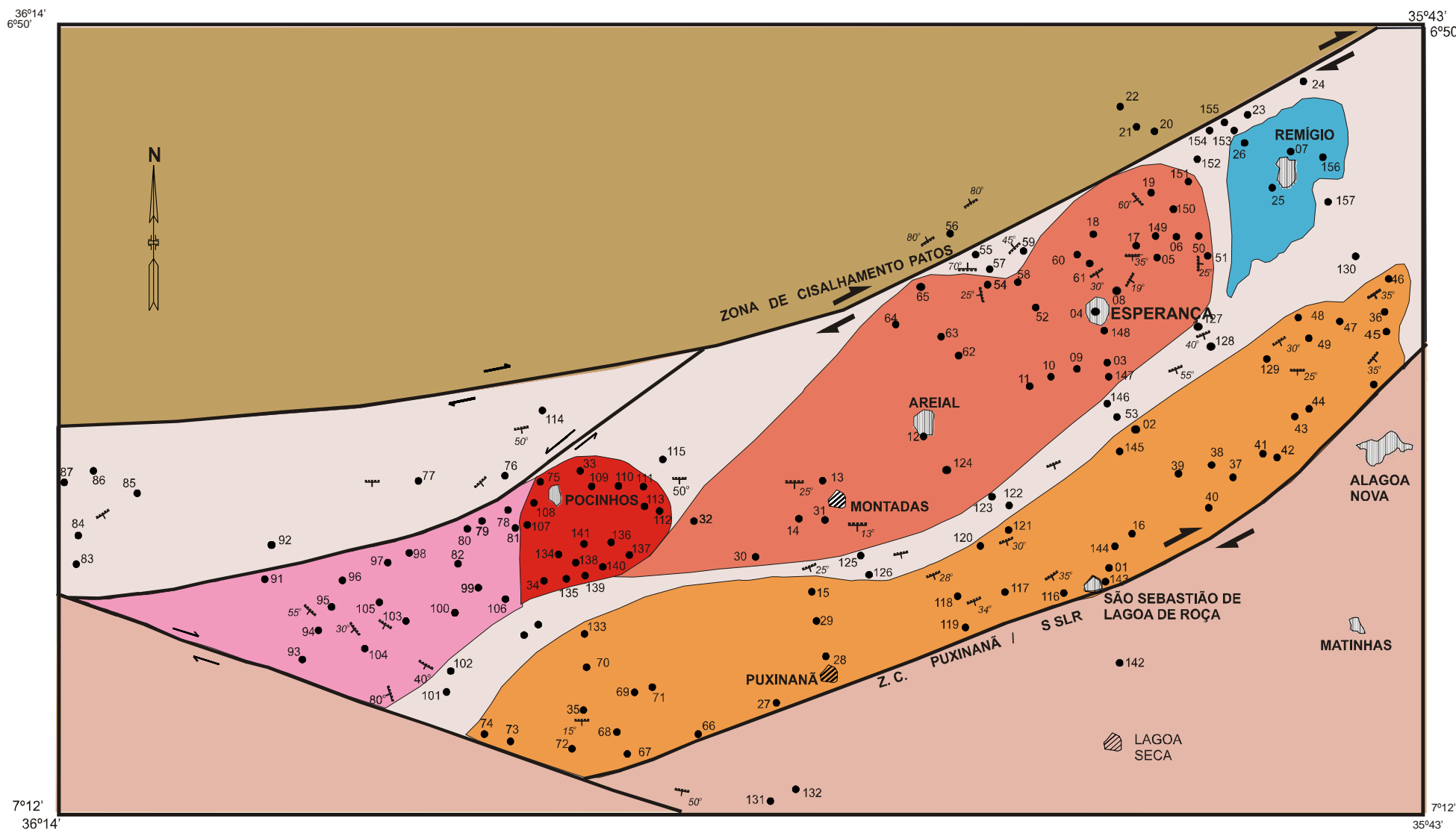
4.1 INTRODUÇÃO

O Complexo Granítico Esperança (CGE) está inserido no domínio da Zona de Cisalhamento Patos (ZCPa), o qual juntamente com um sistema de falhas subsidiárias, constitui um expressivo cinturão de cisalhamento transcorrente dextral na Província Borborema. A norte da ZCPa, no âmbito do Domínio Rio Grande do Norte, este sistema espalha-se em um feixe de zonas de cisalhamento em leque, as quais estruturam a Faixa Seridó e os Terrenos São José do Campestre, Granjeiro e Rio Piranhas. A sul da ZCPa, no âmbito do Domínio da Zona Transversal, desenvolveu-se um sistema anastomosado de zonas de cisalhamento de direções E-W com rejeito dextral e NE-SW com rejeito sinistral, num padrão conhecido por modelo dominó (Jardim de Sá 1994), destacando-se as zonas de cisalhamento dextrais de direção E-W Juru-Belém e Coxixola e as zonas de cisalhamento sinistrais de direção NE-SW Boqueirão dos Cochos, Serra do Caboclo, Afogados da Ingazeira e Congo-Cruzeiro do Nordeste. Trabalhos posteriores (Medeiros, 2004) identificaram a ZC Serra do Caboclo como sendo de cinemática dextral.

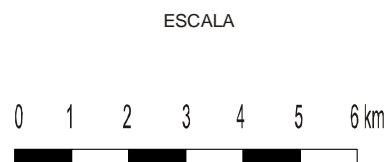
O desenvolvimento destas zonas de cisalhamento transcorrentes/transpressivas está vinculado à fase principal do Ciclo Orogenético Brasileiro, episódio orogênico ocorrido entre 640 e 550 Ma, o qual foi responsável pela estruturação final da Província Borborema. Neste ambiente desenvolveu-se um fértil e expressivo magmatismo granítico, aparentemente controlado por este episódio transcorrente (Jardim de Sá, 1994; Santos & Medeiros, 1999; Ferreira & Santos, 2000), do qual o CGE é um dos representantes.

O CGE está inserido no Terreno Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, limitado a norte pela ZCPa (mais especificamente no segmento conhecido como ZC Remígio-Pocinhos), e a nordeste-sudoeste pela ZC Puxinanã-São Sebastião de Lagoa de Roça (**Figura 4.1**, Mapa Geológico Simplificado, com projeção dos pontos de afloramento).

FIGURA 4.1 MAPA GEOLÓGICO DO COMPLEXO GRANÍTICO ESPERANÇA



CONVENÇÕES GEOLÓGICAS



- Contato geológico
- ↔ Falha transcorrente sinistral
- ↔ Falha transcorrente dextral
- ↗ Símbolo foliação mergulho
- 23 Afloramento

		DOMÍNIO DA ZONA TRANSVERSAL	
		TERRENO ALTO PAJEÚ	
NEOPROTEROZOICO CICLO BRASILIANO		COMPLEXO GRANÍTICO ESPERANÇA - PB	
		PLÚTON REMÍGIO Fácies Félsica: biotita monzogranitos porfíricos a equigranulares finos cortados por diques tardios leucocráticos equigranulares finos álcali-feldspáticos Fácies máfica: enclaves quartzo dioríticos. Fácies híbrida: granodioritos finos. Granitos cálcio-alcalinos de alto K.	
		PLÚTON POCINHOS Biotita sienogranito leucocrático equigranular grosso, isotrópicos a fracamente foliados. Granito metaluminoso tipo A.	
MESOPROTEROZOICO CARIRIS VELHOS		PLÚTON AREIAL Fácies Félsica: biotita sieno a monzogranitos, porfíricos a equigranulares finos, mesocráticos, foliados. Fácies Máfica: enclaves quartzo dioríticos a tonalíticos finos. Fácies Híbrida: granodioritos a tonalitos, porfíricos finos. Granitos de afinidade shoshonítica.	
		PLÚTON PUXINANÃ Fácies Félsica: biotita monzogranitos e quartzo monzonitos, porfíricos grossos a muito grossos, mesocráticos, foliados. Fácies Máfica: enclaves quartzo dioríticos a tonalíticos finos. Fácies Híbrida: granodioritos a tonalitos, porfíricos finos. Granitos cálcio-alcalinos de alto K.	
		PLÚTON SERROTE DA COBRA Fácies Félsica: biotita tonalitos fracamente foliados. Fácies Máfica: dioritos a quartzo dioritos finos. Granitos cálcio-alcalinos de alto K.	
PALEOPROTEROZOICO CICLO TRANSAMAZÔNICO		ORTOGNAISSES CARIRIS VELHOS TIPO RACHINHA	
		Muscovita ortognaisses de assinatura peraluminosa colisional	
		COMPLEXO SÃO CAETANO	
		Muscovita-biotita-gnaisse as vezes granatífero, biotita gnaisse, muscovita xisto, incluindo calcário cristalino, quartzito e metavulcanoclástica.	
		DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE	
		TERRENO SÃO JOSÉ DO CAMPESTRE	
		COMPLEXO SERRINHA-PEDRO VELHO	
		Biotita gnaisse granítico migmatizado, biotita hornblenda migmatito, com mesossoma de ortognaisse tonalítico-granítico com diques de anfibolitos, biotita gnaisse trondhjemítico, incluindo hornblenda leucogranito, granulito félsico, ortognaisse tonalítico com granada e rocha cálcissilicática.	

Constitui uma intrusão granítica composta, alongada no sentido nordeste/sudoeste, abrangendo uma área de cerca de 500 Km² de rocha aflorante, estando encaixado em ortognaisses de idade Eo-Neoproterozóica/Mesoproterozóica (Suíte Recanto/Riacho do Forno, de idade Cariris Velhos) e nas rochas da seqüência metavulcanossedimentar do Complexo São Caetano.

Dados de campo, associados ao estudo petrográfico, sugerem que o CGE está constituído por no mínimo cinco intrusões distintas: os Plútons Remígio, Areial, Puxinanã, Pocinhos e Serrote da Cobra. Foram estudados 157 afloramentos, dos quais foram coletadas amostras para 43 seções delgadas (lâminas), 37 análises de litogeoquímica, 13 amostras para análises de química mineral (perfazendo 206 análises), 16 amostras para geoquímica isotópica (08 para Rb-Sr e 08 para Sm-Nd) e uma amostra para geocronologia (U-Pb em zircão).

A classificação petrográfica das rochas constituintes destes plútons foi baseada em Streckeisen (1976), a partir da projeção de 43 seções delgadas das cinco intrusões graníticas constituintes do Complexo Granítico Esperança, incluindo alguns enclaves intermediários a máficos e diques graníticos tardios (**Tabelas 4.1; 4.2; 4.3; 4.4 e 4.5**). Estimamos a classificação modal por contagem de pontos, executada com auxílio de um charriot acoplado à platina giratória de um microscópio petrográfico, onde eram fixadas as seções delgadas e as fases minerais eram contadas, enquanto o charriot avançava de 1 mm em 1 mm na horizontal, até cobrir uma fileira completa, e depois descia 1 mm na vertical, e avançava novamente de 1 mm em 1 mm na horizontal, até totalizar o campo total selecionado da lâmina (um retângulo de 3,0 cm na horizontal por 2,0 cm na vertical), numa contagem de 600 pontos por lâmina. O resultado da projeção no triângulo QAP de Streckeisen (1976) está mostrado na **Figura 4.2**.

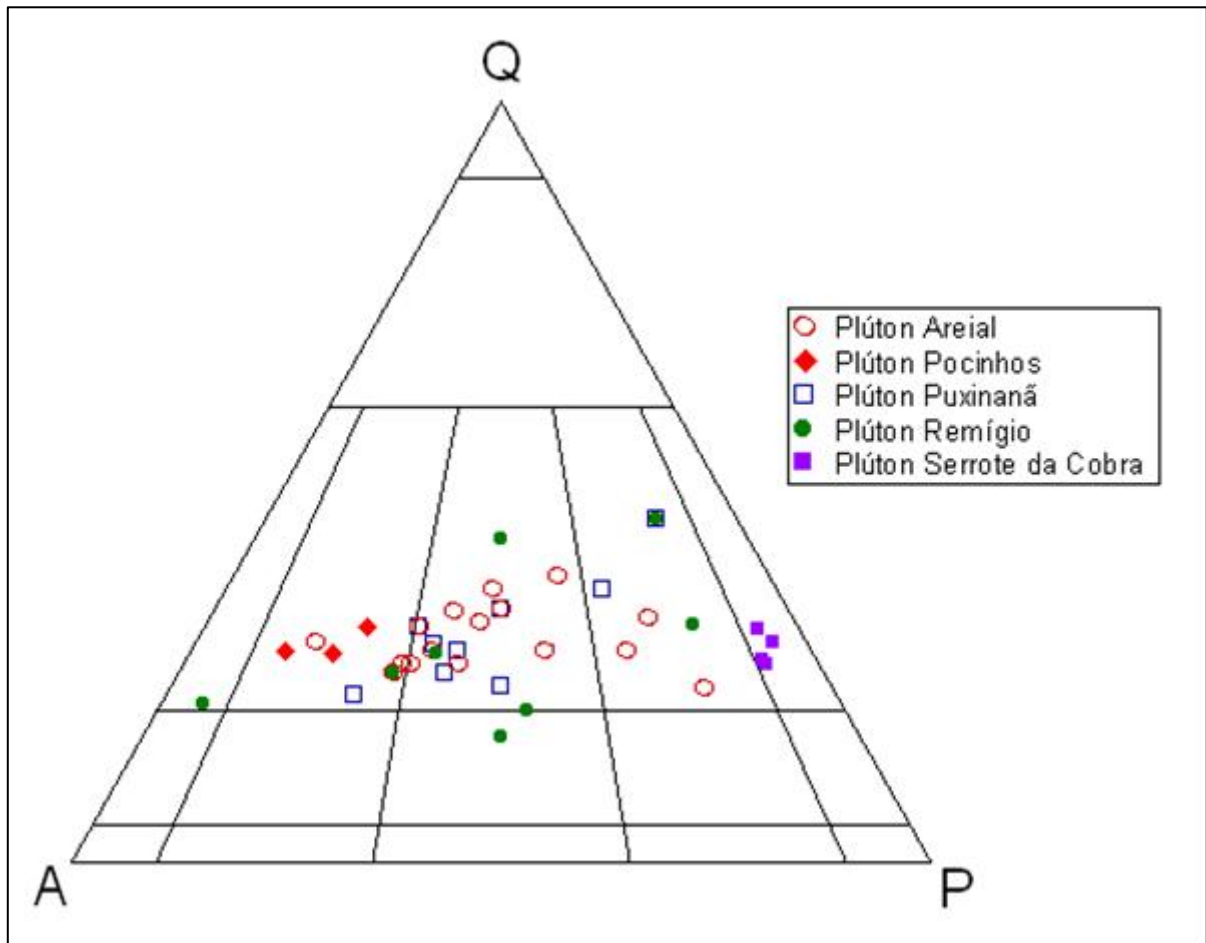


Figura 4.2 Classificação Modal segundo Diagrama de Streckeisen (1976), para os granitóides constituintes do Complexo Granítico Esperança, PB.

Legenda:

Plúton Remígio: Biotita monzogranitos (um sienogranito e um quartzo-monzonito) leucocráticos, um dique tardio de álcali-feldspato granito hololeucocrático, e granodioritos mesocráticos. (ESP-25 E e ESP-156).

Plúton Areial: Biotita sienogranitos a monzogranitos leucocráticos e granodioritos mesocráticos (ESP-03B, ESP-08B e ESP-17).

Plúton Puxinanã: Biotita monzogranitos (apenas um biotita sienogranito, ESP-27) leucocráticos e granodioritos mesocráticos (ESP-16 e ESP-41 B).

Plúton Pocinhos: Biotita sienogranitos leucocráticos.

Plúton Serrote da Cobra: Biotita tonalitos leucocráticos.

4.2 PLÚTON REMÍGIO

4.2.1 Aspectos de campo

O Plúton Remígio constitui um pequeno stock com formato sigmoidal e cerca de 12 Km², situado no município de Remígio, encaixado em ortognaisses Cariris Velhos (Tipo “Rachinha”, nome popular da Suíte Recanto/Riacho do Forno). Tectônica rúptil foi observada em alguns afloramentos, configurando um aspecto de brecha magmática, envolvendo blocos

dos Plútons Areal e Puxinanã e das encaixantes (ortognaisses e anfíbolitos). Estas feições brechóides são exibidas nas **Fotografias 01, 02, 03 e 04**.

Os afloramentos-tipo são observados em duas pedreiras existentes na área: Pedreira do Jenipapo (ESP-25 e ESP-156) e Pedreira do Zezinho (ESP-26). Nas pedreiras, observa-se pelo menos cinco fácies distintos: um fácies félsico de cor cinza claro, equigranular a porfirítico, granulação fina a média (Fácies A), com feldspatos mostrando escurecimento nas bordas semelhantes a uma discreta textura rapakivi, contendo enclaves intermediários a máficos, e cortado por diques graníticos, os quais mostram contatos retos com a hospedeira, indicando que esta já estava praticamente sólida quando houve a intrusão.

Esta é a rocha de granulação mais grossa de todos os fácies observados neste plúton e na **Tabela 4.1**, corresponde às amostras ESP-07, ESP-25B e ESP-26, e é o fácies mais abundante do Plúton Remígio. Dentro dela há locais mostrando estruturas de fluxo magmático discreto e outros locais onde o aspecto da rocha é isotrópico. Observam-se também cumulados de feldspatos euédricos (plagioclásios).

Há um fácies que apresenta cor cinza claro e granulação equigranular fina a média (Fácies B), está foliado com direção 70° Az e contém enclaves intermediários a máficos estirados na mesma direção da foliação. Este Fácies B corresponde na **Tabela 4.1** à amostra ESP-25C, e engloba enclaves do Fácies A mais grosso, estando cortado por outro fácies de cor cinza mais escuro equigranular a suavemente porfirítico de granulação fina a média (Fácies C), o qual exhibe foliação na direção 240° Az com cristais prismáticos de feldspato alinhados segundo esta direção (a direção da foliação magmática). O Fácies C corresponde, na **Tabela 4.1**, à amostra ESP-25 A, e está cortado por diques pegmatíticos, algumas vezes englobados como enclaves. O Fácies D é equigranular de granulação muito fina, de cor bege clara, pobre em material máfico. Este fácies ocorre como um dique hololeucocrático tardio (corresponde na **Tabela 4.1** à amostra ESP-25D), cortando as rochas dos outros fácies do Plúton Remígio.

O Fácies E mostra cor cinza médio a escuro (mesocrático) e granulação fina (corresponde, na **Tabela 4.1**, às amostras ESP-25E e ESP-156), exibindo-se como enclaves intermediários a máficos e às vezes ocorrendo como diques sinplutônicos. Este último fácies contém enclaves do fácies cinza claro porfirítico médio (Fácies A) e está cortado pelo fácies cinza claro equigranular fino (Fácies B).

Dois fácies, o equigranular fino cinza claro (Fácies B) e o equigranular muito fino bege claro (Fácies D) contém enclaves do fácies equigranular a porfirítico médio a fino (Fácies A) e do fácies equigranular médio (Fácies C).

Em princípio, considerou-se pela análise da fotointerpretação e pela semelhança petrográfica de seu fácies dominante (Fácies B, ESP-25C) com o fácies félsico dominante do Plúton Areial (ambos de cor cinza claro, equigranulares de granulação fina a média, ver **item 4.3**) que este constituísse uma apófise do Plúton Areial, num estágio rúptil tardio, e que por isto englobasse pedaços de outros plútons e das encaixantes. Estudos petrográficos e litogeoquímicos subsequentes mostraram todavia que se tratava de um plúton independente, o que foi confirmado pelos estudos isotópicos.

Chama a atenção a apresentação característica do Plúton Remígio, contendo grande quantidade de fragmentos angulosos de vários tamanhos de rochas diferentes (por exemplo, os enclaves anfíbolíticos e gnáissicos provenientes das rochas encaixantes) e de rochas composicionalmente semelhantes a ela (porções arrancadas de outros plútons do mesmo complexo granítico), distribuídas de modo caótico, aparentemente sem nenhuma orientação e sobretudo sem exibir evidências de mistura ou coexistência de magmas.

Foram então levantadas três possibilidades de explicação para estas feições pouco usuais: (1) brecha plutônica; (2) brecha tectônica; (3) *stoping* gerando feições de pendentes do teto (*roof pendants*).

Uma brecha plutônica é descrita como uma rocha ígnea plutônica que incorpora fragmentos de vários tamanhos de rochas diferentes (xenólitos) e/ou de rochas de composição similar a ela (autólitos).

Uma brecha tectônica (também chamada brecha de falha) é descrita como uma rocha fragmentária, típica de faixas tectonizadas (falhas ou zonas de cisalhamento), caracterizada por fragmentos grosseiros, angulosos, quebrados, fraturados e encurvados, envolvidos por material mais fino de fraturamento e moagem, e por material cimentante, frequentemente silicoso. As brechas tectônicas ocorrem em rochas com comportamento rúptil, geralmente em zonas relativamente rasas e frias da crosta, quebrando-se sob as tensões aí aplicadas. Em rochas de comportamento dúctil, geralmente em maiores profundidades da crosta, as deformações durante os falhamentos produzem rochas folhadas, miloníticas. Os episódios de brechamento podem ser retomados em vários eventos tectônicos de falhamentos, produzindo-se brechas com fragmentos de milonitos, brechas com fragmentos de brechas, brechas com fragmentos de veios de quartzo, etc...

As feições de pendentes do teto (*roof pendants*) são produzidas pelo mecanismo de alojamento denominado *stoping* (Marsh, 1982; Castro, 1987), o qual é descrito como um quebraimento das rochas encaixantes do teto do plúton por stress termal desenvolvido pelas rochas encaixantes devido ao repentino e violento aquecimento ocasionado pela subida do

magma, que literalmente cava o caminho de subida através das rochas sobrejacentes. Os blocos de rochas arrancados das encaixantes mergulham na câmara magmática do plúton ascendente e não ocorre interação térmica e nem contaminação química entre estes blocos e o magma do plúton. Este mecanismo é considerado ocorrer em regiões rasas da crosta (Castro, 1987) e portanto com rochas de comportamento reológico rúptil.

As três possibilidades coincidem em dois pontos: (1) este plúton é o mais tardio de todos do complexo granítico, pois engloba porções de outros plútons; (2) este plúton alojou-se em profundidades rasas da crosta, quase subvulcânicas, seja pelo comportamento rúptil da intrusão, seja pela ausência de interações de qualquer tipo (térmico ou químico) entre o plúton hospedeiro e os enclaves de outros plútons.

4.2.2 Petrografia

A mineralogia e a composição modal dos fácies petrográficos do Plúton Remígio são mostrados na **Tabela 4.1**. Os fácies A, B, C, D e E, projetados no Diagrama de Streckeisen (1976), forneceram as respectivas composições (**Figura 4.2**): Biotita Monzogranito, leucocrático (Fácies A, amostras ESP-07, ESP-25 B e ESP-26); Biotita Sienogranito, leucocrático (Fácies B, ESP-25 C); Biotita Quartzo-Monzonito, leucocrático (Fácies C, ESP-25 A); Álcali-Feldspato Granito, hololeucocrático (Fácies D, ESP-25 D, dique tardio) e Biotita Granodiorito, mesocrático (Fácies E, ESP-25E e ESP-156).

As seções delgadas do Fácies A, Biotita Monzogranito leucocrático, equigranular a porfirítico médio a fino exibem a seguinte composição modal: Quartzo (15-30%), K-feldspato tipo Microclina (20-35%), Plagioclásio (20-32%), Biotita (18-29%) e Máficos acessórios (1-5%). O Índice de Cor (IC) varia de 20 a 30, leucocrático.



FOTOGRAFIAS 01, 02 e 03: Aspecto brechóide do Plúton Remígio, englobando porções angulosas de tamanhos variados de outros plútons e das encaixantes. A rocha hospedeira é um sienogranito cinza claro equigranular fino. Afloramento ESP 156, Pedreira do Jenipapo.



FOTOGRAFIA 04: Enclaves de anfibolito, inseridos no Plúton Remígio. Afloramento ESP 156, Pedreira do Jenipapo.

A textura porfírica do Fácies A é dada por fenocristais de K-feldspato (Microclina) eudrais atingindo cerca de 1 cm e mostrando a geminação triclínica característica deste feldspato (um padrão reticular dado pelo cruzamento em ângulos quase retos das lamelas dos geminado formados de acordo com as leis da albita e do periclínio), com plagioclásios mirmequíticos anedrais submilimétricos próximos às bordas do K-feldspato (**Fotomicrografia 01**). Estes fenocristais de K-feldspato mostram textura pertítica (faixas irregulares e descontínuas internas, compostas de albita exsolvida).

Subordinadamente ocorre como matriz do Fácies A um mosaico equigranular de grãos de Microclina, Plagioclásio e Quartzo, os cristais mostrando tamanhos submilimétricos até 3-4 mm. Os Plagioclásios da matriz frequentemente mostram textura mirmequítica, dada pelo intercrescimento com quartzo (**Fotomicrografia 01**), também ocorrendo como inclusões dentro dos fenocristais de Microclina. Estes Plagioclásios são classificados,

composicionalmente (pelo Método de Michel-Lévy, segundo Deer et al., 1966), como Andesinas.

Os minerais máficos (Biotita+Hornblenda+Acessórios) ocupam de 20 a 30% do volume modal, e exibem-se orientados segundo uma tênue foliação magmática, com tamanhos submilimétricos até 1-2 mm.

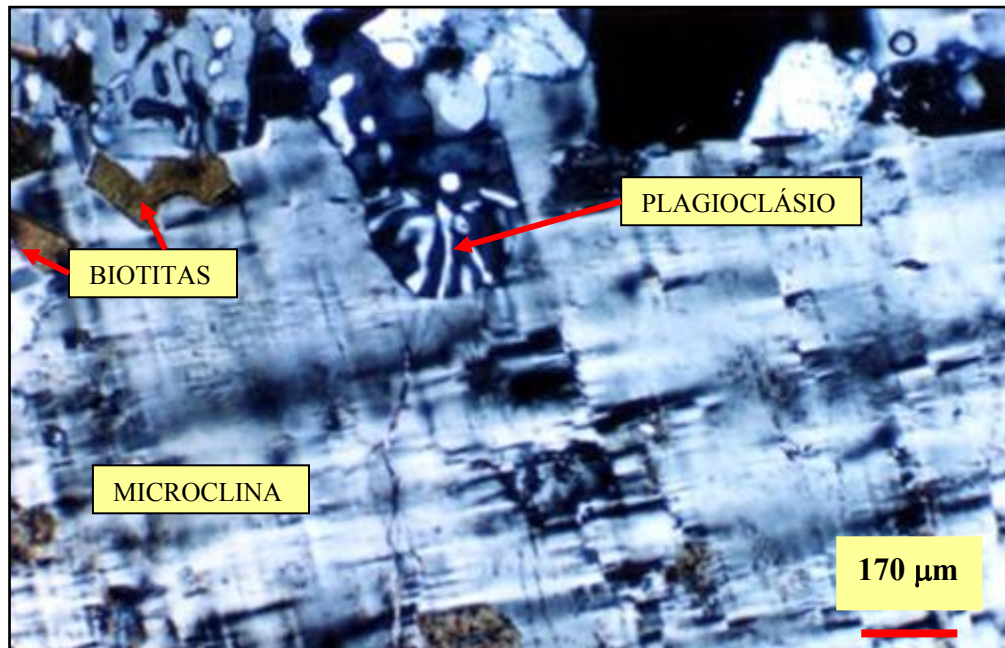
O Fácies B, Biotita Sienogranito equigranular fino a médio, leucocrático (ESP-25C) exhibe a seguinte composição modal: Quartzo (20%), K-feldspato tipo Microclina (40%), Plagioclásio (20%), Biotita (15%) e Máficos acessórios (5%). O Índice de Cor (IC) corresponde a 20, leucocrático. Este fácies equigranular exhibe em lâmina uma microtextura mais isotrópica, equidimensional, com grãos em mosaico, subarredondados.

O Fácies C, Biotita Quartzo-Monzonito, leucocrático, equigranular a suavemente porfírico médio a fino (ESP-25 A) mostram fenocristais de K-feldspato (Microclina) menores que o Fácies A (atingindo até 5-6 mm), e a rocha como um todo também apresenta granulação menor (os cristais do mosaico cristalino atingem até 1-2 mm), sendo que os minerais máficos (Biotita, Hornblenda e Titanita) mostram-se alinhados, definindo uma orientação nítida porém suave (foliação magmática mais definida). Este fácies exhibe a seguinte composição modal: Quartzo (12%), K-feldspato tipo Microclina (30%), Plagioclásio (30%), Biotita (25%) e Máficos acessórios (3%). O Índice de Cor (IC) corresponde a 28, leucocrático.

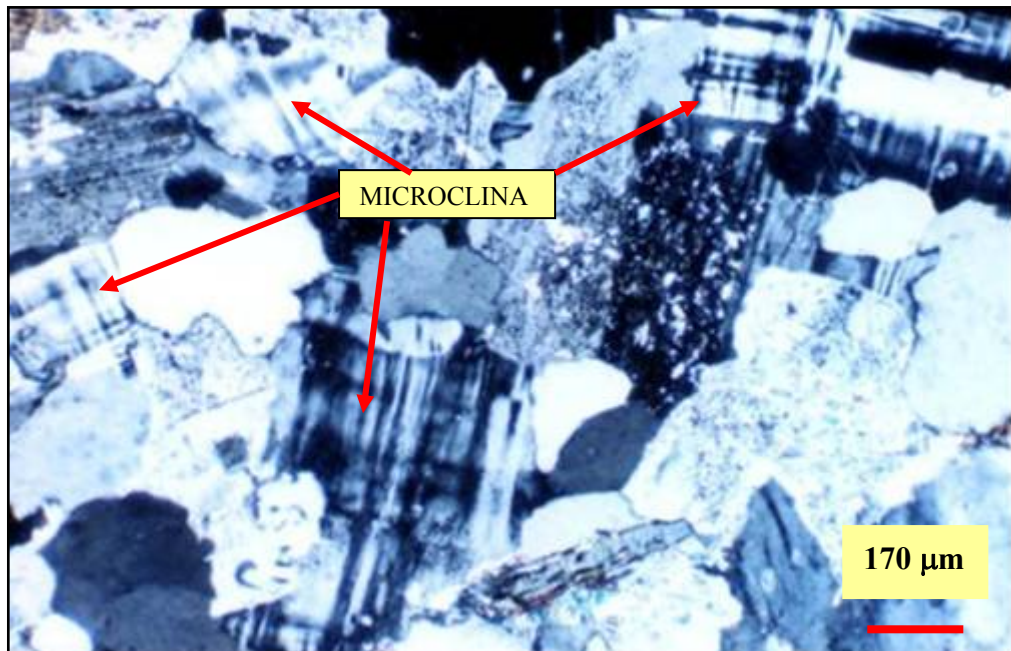
O Fácies D, Álcali-Feldspato Granito equigranular muito fino, leucocrático (ESP-25 D) exhibe a seguinte composição modal: Quartzo (20%), K-feldspato tipo Microclina (70%), Plagioclásio (5%), Biotita (2%) e Máficos acessórios (3%). O Índice de Cor (IC) corresponde a 05, hololeucocrático. Como principal característica, grande volume modal de Microclina e escassez de máficos (**Fotomicrografia 02**).

O Fácies E, Biotita Granodiorito equigranular fino, mesocrático (ESP-25 E e ESP-156, **Fotomicrografias 3 e 4**) exhibe a seguinte composição modal: Quartzo (20-25%), K-feldspato tipo Microclina (5-10%), Plagioclásio (25-33%), Biotita (30-35%) e Máficos acessórios (7-10%). O Índice de Cor (IC) varia entre 37 e 54, mesocrático. As Biotitas ocorrem sob forma de lamelas submilimétricas, com pleocroísmo forte, variando de marrom-escuro a marrom-claro amarelado, e formando muitas vezes trilhas orientadas segundo duas direções: uma preferencial e outra secundária. A orientação preferencial corresponde à foliação magmática. Apatita e zircão ocorrem como inclusões na biotita. Hornblenda mostra-se sob forma de cristais subédricos prismáticos, submilimétricos até 1-2mm, sempre associados espacialmente à biotita, com pleocroísmo variando de verde-claro a verde-escuro. A Titanita ocorre como

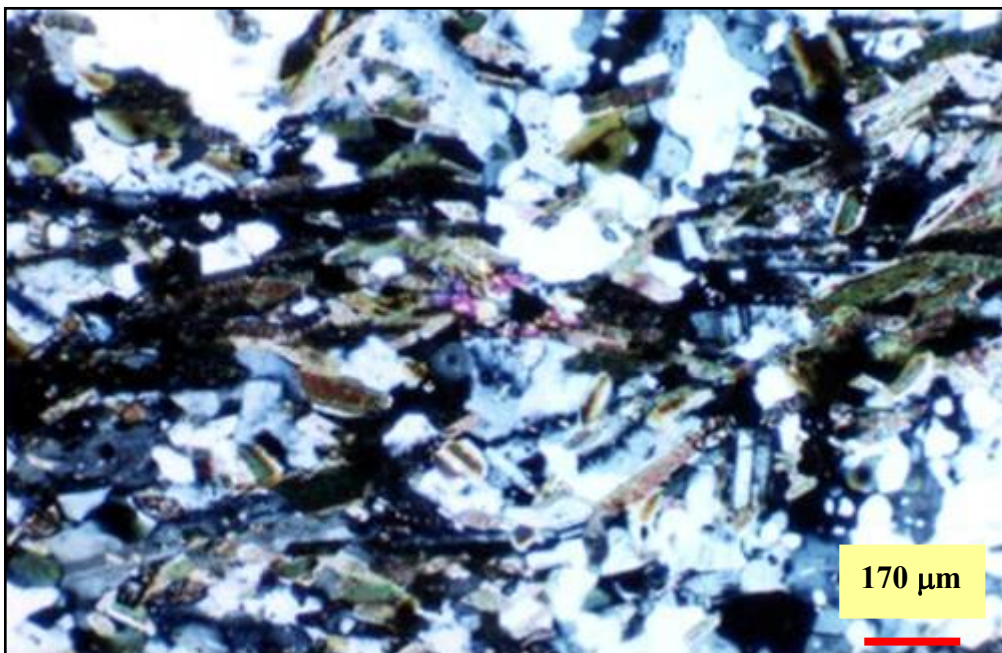
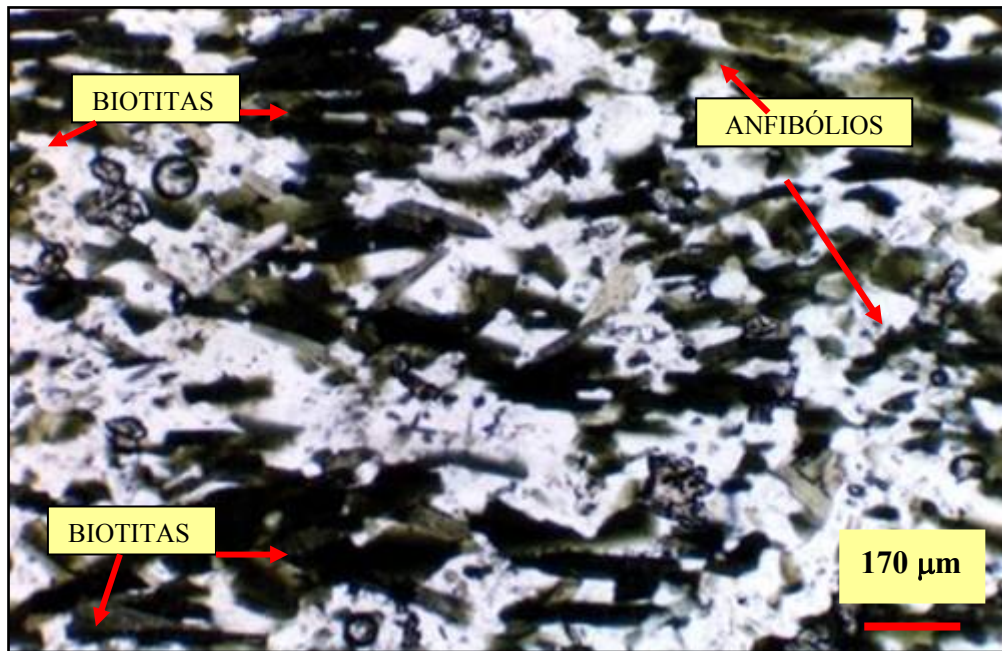
cristais euédricos, rômnicos, submilimétricos, mostra inclusões de apatita e apresenta bordas ligeiramente corroídas.



FOTOMICROGRAFIA 01: Seção delgada dos biotita monzogranitos (Fácies A) do Plúton Remígio constituente do Complexo Granítico Esperança, exibindo contato entre fenocristal de microclina peritítica e plagioclásios da matriz, portadores de textura mirmequítica. AFLORAMENTO 25 B, mostrando nicóis cruzados e objetiva de aumento 4X.



FOTOMICROGRAFIA 02: Seção delgada do dique granítico hololeucocrático tardio que corta o Plúton Remígio (Fácies D), mostrando a grande quantidade de K-feldspato (Microclina) característica desta rocha. AFLORAMENTO 25 D mostrando nicóis cruzados e objetiva de aumento 4X.



FOTOMICROGRAFIAS 03 e 04: Seção delgada de enclave intermediário a máfico granodiorítico equigranular fino (Fácies E) do Plúton Remígio mostrando composição mineralógica com grande proporção de plagioclásio e minerais máficos (anfíbólio e biotita). Os máficos exibem discreta orientação configurando foliação magmática. AFLORAMENTO 25 E, (03, nicóis paralelos; 04, nicóis cruzados) e as duas seções utilizando objetiva de aumento 4X.

Tabela 4.1 Tabela Petrográfica mostrando a mineralogia e a composição modal das amostras do Plúton Remígio, destacando os valores QAP reais e recalculados para 100%, projetados no Diagrama de Streckeisen (1976) da Figura 4.2, bem como os Índices de Cor (IC).

	PLÚTON REMÍGIO							
	ESP 07 (FÁCIES A)	ESP 25A (FÁCIES C)	ESP 25B (FÁCIES A)	ESP 25C (FÁCIES B)	ESP 25D (FÁCIES D)	ESP 25E (FÁCIES E)	ESP 26 (FÁCIES A)	ESP 156 (FÁCIES E)
PETROGRAFIA								
QUARTZO	15	12	30	20	20	25	22	20
K-FELDSPATO	28	30	20	40	70	5	35	10
PLAGIOCLÁSIO	32	30	20	20	5	25	23	33
BIOTITA	20	25	29	15	2	35	18	30
ANFIBÓLIO	3	1	1	0	2	8	0	6
CLORITA	0	0	0	3	0	0	1	0
TITANITA + ACESSÓRIOS	2	2	0	2	1	2	1	1
TOTAL (%)	100	100	100	100	100	100	100	100
QAP RECALCULADO								
Q	20,0	16,7	42,9	25,0	21,1	45,5	27,5	31,7
A	37,3	41,7	28,6	50,0	73,7	9,1	43,8	15,9
P	42,7	41,7	28,6	25,0	5,3	45,5	28,8	52,4
ANÁLISE MODAL TOTAL (%)	100	100	100	100	100	100	100	100
ÍNDICE DE COR (%)	25	28	30	20	5	45	20	37
CLASSIFICAÇÃO	BT MONZOGRANITO	BT QUARTZO- MONZONITO	BT MONZOGRANITO	BT SIENOGRANITO	ÁLCALI FELDSPATO GRANITO	BT GRANODIORITO	BT MONZOGRANITO	BT GRANODIORITO

4.3 PLÚTON AREIAL

4.3.1 Aspectos de campo

O Plúton Areal abrange os municípios de Esperança, Areal e Montadas, e apresenta-se como uma intrusão com formato elipsoidal, alongado no sentido NE-SW, sendo limitado a norte pela Zona de Cisalhamento Patos e a sul pelos ortognaisses granodioríticos a tonalíticos Cariris Velhos (ortognaisses da Suíte Recanto/Riacho do Forno, popularmente chamados Tipo “Rachinha”).

Trata-se de um plúton granítico, foliado com foliação tectônica suave, de direção 55° a 60° Az (S1), marcada pelo alinhamento dos minerais máficos (biotitas e anfibólios), e aproximadamente paralela ao fluxo magmático (S0), exibindo coloração em variados tons de cinza (claro, médio e escuro), os quais representam três fácies petrográficas distintos que foram reconhecidos: i) um fácies mais félsico, cinza claro, dominante, representando cerca de 70% do volume da intrusão e com textura equigranular a suavemente porfírica média a fina, com fenocristais euédricos de K-feldspato do tipo Microclina. Estes fenocristais medem de 1,5 a 3,0 cm no termo porfírico e medem de 0,5 a 1,0 cm no termo equigranular, localmente exibem discreta textura rapakivi (as microclinas têm bordas de plagioclásio oligoclásio). Os fenocristais exibem-se levemente estirados e orientados segundo a direção da foliação tectônica. Este fácies contém enclaves intermediários a máficos com formas arredondadas a elípticas, e às vezes alongadas na mesma direção da foliação; ii) um fácies mais máfico de textura equigranular fina, ocorrendo como enclaves ou diques sinplutônicos (este fácies não foi representado no diagrama QAP), representando 5 a 10% do volume da intrusão; iii) um fácies intermediário, híbrido, representando 20 a 25% do volume da intrusão, com textura equigranular a suavemente porfírica fina.

Observa-se como feição comum a presença de diques pegmatíticos tardios, pertencentes no mínimo a duas gerações (**Fotografia 05**): uma alojou-se com o magma da rocha hospedeira ainda não completamente sólido, apresentando contatos sinuosos com a hospedeira, e seguindo a direção do fluxo magmático da hospedeira. Nestes diques observam-se porções da rocha hospedeira, englobadas sob forma de “gotas”. Esta geração apresenta diques pegmatíticos zonados, indo da fração mais fina até a fração mais grossa. Temos uma segunda geração de diques pegmatíticos, mais tardia, mostrando contatos retilíneos com a hospedeira e inclusive cortando os diques pegmatíticos mais antigos. Esta nova geração também se apresenta zonada.

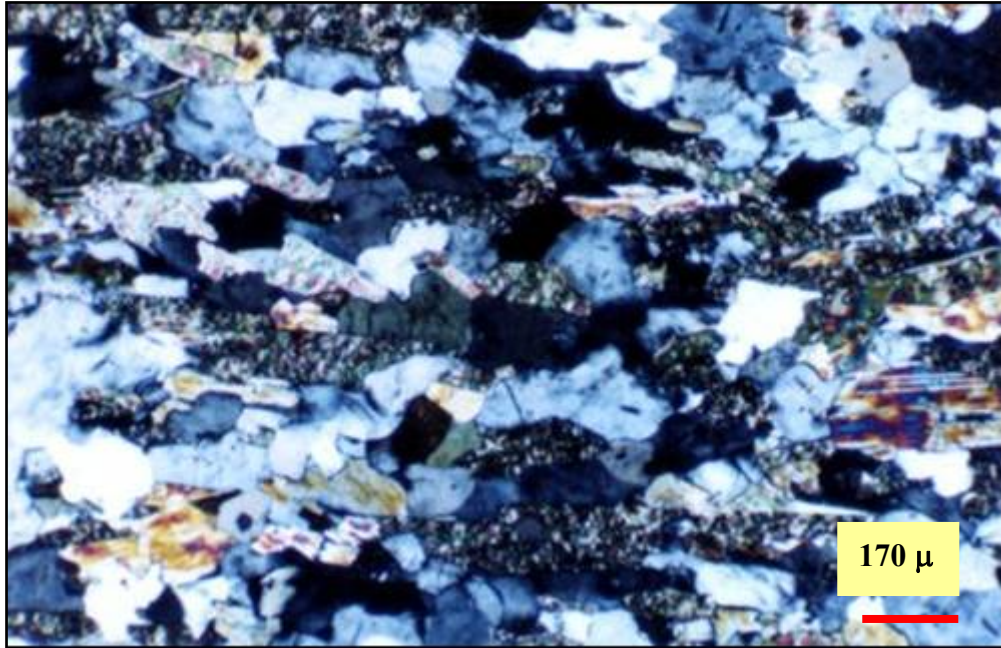
Os afloramentos deste plúton exibem feições sugestivas de processos de mistura de magma tais como interdigitação dos magmas mais félsicos e mais máficos (**Fotografia 06**), presença de enclaves máficos mostrando bordas crenuladas e lobadas (**Fotografia 07**) e presença de magmas híbridos, intermediários (**Fotografias 06 e 07**), além de texturas minerais indicativas de desequilíbrio químico tais como texturas rapakivi (microclinas com bordas de plagioclásio). Observam-se bolhas do magma máfico e intermediário, alinhados, formando trilhas dentro da hospedeira félsica dominante (**Fotografias 08 e 09**).

4.3.2 Petrografia

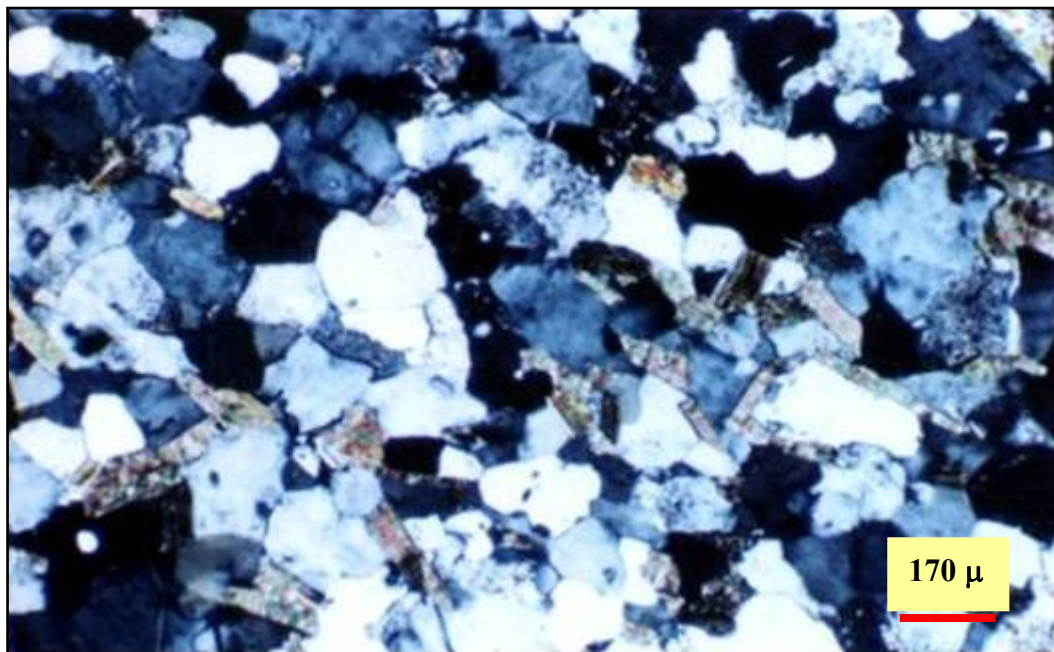
Foram estudadas dezoito (18) amostras, sendo quinze (15) do fácies félsico dominante e três (3) do fácies intermediário, híbrido.

O fácies félsico de textura equigranular a porfirítica média a fina, exhibe a seguinte composição modal (Vide Tabela 4.2): Quartzo (20-35%), K-feldspato tipo Microclina pertítica (20-46%), Plagioclásio (10-30%), Biotita (2-20%), Hornblenda (0-15%), Titanita+Epidoto Magmático+Acessórios (1-10%). Seu Índice de Cor (IC) varia de 3 a 30, hololeucocrático a leucocrático. Projetando os valores de Q, A, P, recalculados para 100%, em um Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) classificou-se como Biotita Sienogranito a Biotita Monzogranito (**Figura 4.2**). Nas porções onde domina a textura equigranular, observa-se em lâmina textura em mosaico equidimensional e equigranular quase isotrópica, suavemente foliada (**Fotomicrografia 06**). Os Plagioclásios são de composição Oligoclásio, estimada pelo Método de Michel-Lévy.

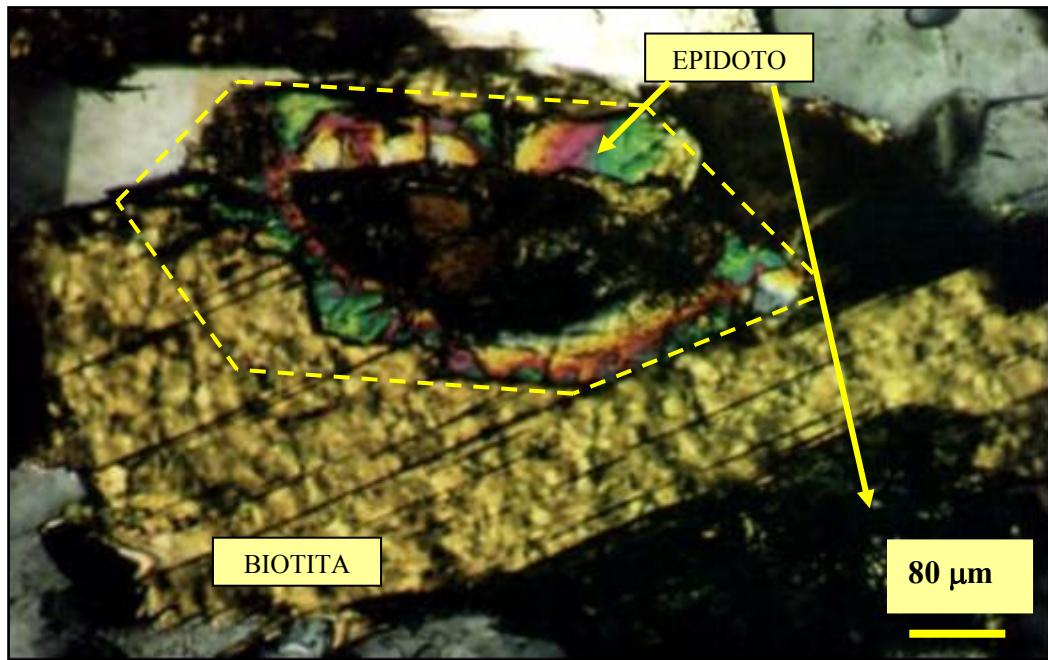
O fácies intermediário híbrido, de textura equigranular a suavemente porfirítica fina, exhibe a seguinte composição modal (Vide **Tabela 4.2**): Quartzo (15-22%), K-feldspato tipo Microclina pertítica (10-25%), Plagioclásio (25-40%), Biotita (20-30%), Hornblenda (5-10%), Titanita+Epidoto Magmático+Acessórios (5-10%). Seu Índice de Cor (IC) varia de 35 a 50, mesocrático. Projetando os valores de Q, A, P, recalculados para 100%, em um Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) classificou-se como Biotita Granodiorito (**Figura 4.2**). Os minerais máficos estão orientados segundo a foliação tectônica, que deforma o mosaico cristalino original, alongando os cristais segundo a direção da foliação (**Fotomicrografia 05**). Ressalta-se a presença neste fácies de cristais euédricos a subédricos de epidoto primário, magmático, contendo núcleo de alanita (**Fotomicrografia 07**). O epidoto magmático exhibe franja de dissolução, a qual permite calcular a velocidade de ascensão do magma e consequentemente estimar o mecanismo de ascensão do plúton (Brandon et al., 1996).



FOTOMICROGRAFIA 05: Seção delgada do fácies híbrido Biotita Granodiorito do Plúton Areal, mostrando alinhamento dos minerais máficos (biotita, anfibólio e titanita) segundo uma direção preferencial (foliação tectônica). AFLORAMENTO 03 B (Cidade de Esperança-PB) mostrando nicóis cruzados e objetiva de aumento 4X.



FOTOMICROGRAFIA 06: Seção delgada do fácies félsico Biotita Sienogranito a Monzogranito do Plúton Areal, mostrando textura em mosaico equigranular e equidimensional, quase isotrópica. AFLORAMENTO 31 (Cidade de Montadas-PB) mostrando nicóis cruzados e objetiva de aumento 4X.



FOTOMICROGRAFIA 07: Seção delgada do fâcies híbrido Biotita Granodiorito do Plúton Areal, mostrando cristal euédrico a subédrico de epidoto magmático com núcleo de alanita, incluído em cristal de biotita e exibindo franja de dissolução. Na borda inferior da biotita, outro cristal de epidoto. AFLORAMENTO ESP-08 B (Cidade de Esperança-PB), Nicóis cruzados, objetiva de aumento 10 X.



FOTOGRAFIA 05: Dois pulsos pegmatíticos cortando os granitóides do Plúton Areal: um exibe contatos sinuosos com a hospedeira e segue a direção da foliação magmática da mesma, englobando porções da rocha hospedeira em forma de “gotas”. Outro mais tardio mostra contatos retilíneos com a hospedeira e corta os diques pegmatíticos mais antigos. Afloramento ESP-08.



FOTOGRAFIAS 06 E 07: Feições de campo dos Biotita Sienogranitos a Monzogranitos do Plúton Areial sugestivas de mistura e/ou coexistência de magma, tais como: interdigitação de magmas composicionalmente diferentes (FOTOGRAFIA 06) e presença de enclaves máficos, mostrando bordas crenuladas e lobadas (FOTOGRAFIA 07), além de porções híbridas, intermediárias (canto superior esquerdo da FOTOGRAFIA 07). Afloramento ESP- 08 (Pedreira no centro da cidade de Esperança-PB).



FOTOGRAFIAS 08 E 09: Feições de campo dos Biotita Sienogranitos a Monzogranitos do Plúton Areial, mostrando enclaves de magma máfico e intermediário (híbrido) sob a forma de bolhas (*blobs*), formando uma trilha com direção 42° Az. Observam-se acima do martelo usado como escala, porções híbridas na rocha, possivelmente resultantes de processos de mistura dos magmas félsicos e máficos. Veios tardios de pegmatitos e aplitos são frequentes. Afloramento ESP-148.

Tabela 4.2 Tabela Petrográfica mostrando a mineralogia e a composição modal das amostras do **Plúton Areial**, destacando os valores QAP reais e recalculados para 100%, projetados no Diagrama de Streckeisen (1976) da Figura 4.2, bem como os Índices de Cor (IC).

	PLÚTON AREIAL								
	ESP 03A	ESP 03B	ESP 06	ESP 08A	ESP 08C	ESP 08B	ESP 09A	ESP 09B	ESP 09C
PETROGRAFIA									
QUARTZO	25	15	25	20	20	22	30	35	30
K-FELDSPATO	40	10	35	40	20	10	35	32	35
PLAGIOCLÁSIO	30	40	20	10	30	32	30	30	25
BIOTITA	4	25	10	20	10	20	3	2	6
ANFIBÓLIO	0,5	5	5	5	10	10	0	0	0
TITANITA + ACESSÓRIOS	0,5	5	5	5	10	6	2	1	4
TOTAL (%)	100	100	100	100	100	100	100	100	100
QAP RECALCULADO									
Q	26,3	23,1	31,3	28,6	28,6	34,4	31,6	36,1	33,3
A	42,1	15,4	43,8	57,1	28,6	15,6	36,8	33,0	38,9
P	31,6	61,5	25,0	14,3	42,9	50,0	31,6	30,9	27,8
ANÁLISE MODAL TOTAL (%)	100	100	100	100	100	100	100	100	100
ÍNDICE DE COR (%)	5	35	20	30	30	36	5	3	10
CLASSIFICAÇÃO	MONZOGRANITO	BT GRANODIORITO	BT MONZOGRANITO	BT SIENOGANITO	BT MONZOGRANITO	BT GRANODIORITO	MONZOGRANITO	MONZOGRANITO	BT MONZOGRANITO

Tabela 4.2 (continuação) Tabela Petrográfica mostrando a mineralogia e a composição modal das amostras do **Plúton Areal**, destacando os valores QAP reais e recalculados para 100%, projetados no Diagrama de Streckeisen (1976) da Figura 4.2, bem como os Índices de Cor (IC).

	PLÚTON AREIAL								
	ESP 12	ESP 13	ESP 14A	ESP 17	ESP 18	ESP 19	ESP 19A	ESP 31	ESP 32
PETROGRAFIA									
QUARTZO	25	25	30	15	25	25	30	20	25
K-FELDSPATO	45	46	35	10	25	25	20	40	40
PLAGIOCLÁSIO	25	24	30	25	25	25	30	20	25
BIOTITA	3	3	4	30	15	5	10	8	5
ANFIBÓLIO	0	0	0	10	5	15	8	8	4
TITANITA + ACESSÓRIOS	2	2	1	10	5	5	2	4	1
TOTAL (%)	100	100	100	100	100	100	100	100	100
QAP RECALCULADO									
Q	26,3	26,3	31,6	30,0	33,3	33,3	37,5	25,0	27,8
A	47,4	48,4	36,8	20,0	33,3	33,3	25,0	50,0	44,4
P	26,3	25,3	31,6	50,0	33,3	33,3	37,5	25,0	27,8
ANÁLISE MODAL TOTAL (%)	100	100	100	100	100	100	100	100	100
ÍNDICE DE COR (%)	5	5	5	50	25	25	20	20	10
CLASSIFICAÇÃO	MONZOGRANITO	SIENOGANITO	MONZOGRANITO	BT GRANODIORITO	BT MONZOGRANITO	BT MONZOGRANITO	BT MONZOGRANITO	BT SIENOGANITO	BT MONZOGRANITO

4.4 PLÚTON PUXINANÃ

4.4.1 Aspectos de campo

O Plúton Puxinanã abrange os municípios de Alagoa Nova, São Sebastião de Lagoa de Roça e Puxinanã, e apresenta-se como um batólito elipsoidal alongado no sentido NE-SW, sendo limitado a norte pelos ortognaisses Cariris Velhos (Tipo “Rachinha”) e a sul pela Zona de Cisalhamento Puxinanã-São Sebastião de Lagoa de Roça.

Esta intrusão apresenta afloramentos bastante homogêneos e monótonos, sob forma de granitos extremamente foliados, gnáissicos, principalmente nos locais próximo às bordas da intrusão, e petrograficamente é um granito tipo Itaporanga. Assim como o Plúton Areial, três fácies petrográficas foram identificados: um mais félsico, inequigranular (milimétrico até 5-8mm) porfirítico grosso com fenocristais centimétricos de K-feldspato tipo Microclina medindo até 4-7cm, volumetricamente dominante; um fácies máfico equigranular fino sob forma de enclaves e diques sin-plutônicos, orientados (alongados) na mesma direção da foliação principal; e um fácies intermediário, híbrido, exibindo diversas gradações de hibridização, com textura equigranular a levemente porfirítica, fina a média. Observam-se neste plúton evidências de processos de mistura e coexistência de magmas (**Fotografias 10, 11, 12, 13, 14, 15 e 16**).

O fácies dominante félsico, inequigranular porfirítico grosso, exhibe fenocristais de K-feldspato euédricos a subédricos, localmente formando sigmóides, estirados segundo uma foliação principal de direção 80° a 90° Az dextral e cortados por uma foliação secundária de direção 55° a 60° Az sinistral. Seu tamanho atinge em média 4,0 a 7,0 cm e localmente 10,0 a 12,0 cm (granulação muito grossa). Este fácies apresenta enclaves máficos com e sem fenocristais capturados da rocha hospedeira (**Fotografias 10 e 11**).

No fácies máfico equigranular fino os fenocristais de K-feldspato ocorrem imersos numa matriz cinza escura quase negra (**Fotografia 12**), muito rica em máficos, constituída predominantemente por biotita e subordinadamente por anfibólio e titanita. Observa-se com frequência feições de coexistência e interação (interdigitação e mistura) de magmas (**Fotografias 13 e 14**). O fácies híbrido, intermediário, ocorre mais associado ao fácies félsico, nos locais onde houve assimilação do magma máfico. Um quarto fácies, possivelmente um pulso magmático tardio, ou um dique tardio, de composição granítica e textura equigranular fina, félsico, é observado em muitos locais deste plúton (por exemplo, no Açude de Cambará, cidade de Alagoa Nova) e mesmo próximo a São Sebastião de Lagoa de Roça (**Fotografias 15 e 16**).



FOTOGRAFIAS 10 e 11: Fácies félsico dominante do Plúton Puxinanã, de textura inequigranular porfirítica grossa, contendo enclaves do fácies máfico equigranular fino, com e sem fenocristais de K-feldspatos capturados do magma félsico. Afloramento ESP-71, Serra da Raposa (no mapa, Serra do Engenho Velho, próxima à BRITEX).



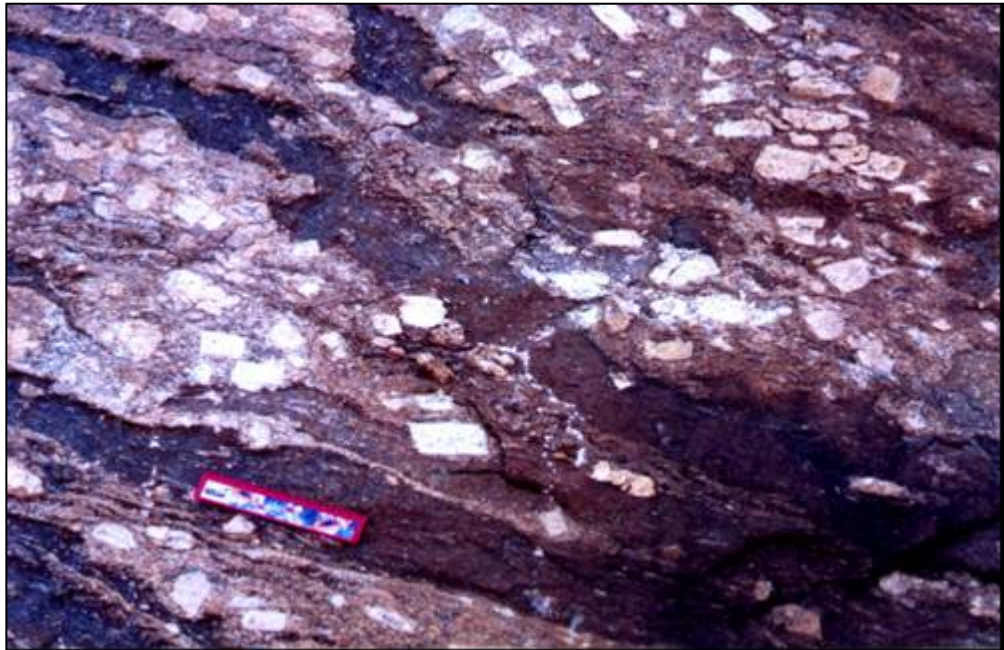
FOTOGRAFIA 12: Fácies máfico equigranular fino do Plúton Puxinanã, no contato sul da intrusão, exibindo fenocristais de K-feldspatos capturados do fácies félsico inequigranular porfirítico grosso, deformados e orientados segundo a direção da foliação principal 60° Az. A foliação mergulha para sudeste (150° Az). Afloramento ESP-144 (São Sebastião de Lagoa de Roça-PB).

4.4.2 Petrografia

Foram estudadas petrograficamente dez (10) amostras, sendo oito (8) do fácies félsico porfirítico grosso e duas (2) do fácies híbrido (vide Tabela 4.3), os quais projetados em um Diagrama QAP classificatório para rochas plutônicas (Streckeisen, 1976) forneceram composições Biotita Monzogranito para o fácies félsico porfirítico grosso e Biotita Granodiorito para o fácies híbrido, equigranular a suavemente porfirítico, fino a médio (vide **Figura 4.2**).

Os fácies máfico equigranular fino e félsico equigranular fino (dique granítico tardio, **Fotografias 15 e 16**) não estão representados na **Tabela 4.3** e no **Diagrama 4.2**, por uma dificuldade de amostragem, portanto não foram classificados composicionalmente.

O fácies félsico Biotita Monzogranito, inequigranular porfirítico grosso, mostra a seguinte composição modal: Quartzo (18-30%), Plagioclásio (20-30%), K-feldspato tipo Microclina (30-50%), Biotita (7-14%), Hornblenda (1-10%) e titanita + acessórios (1-4%). O índice de cor (IC) varia de 10 a 22, leucocrático. Os litotipos deste fácies que mostram textura porfirítica muito grossa não foram selecionados para confecção de amostras, em virtude de suas próprias características petrográficas (fenocristais atingindo até 10-12 cm).



FOTOGRAFIAS 13 e 14: Plúton Puxinanã exibindo feições de mistura e coexistência de magmas contrastantes: contato interdigitado do fácies félsico inequigranular porfíritico grosso com o fácies máfico equigranular fino (FOTOGRAFIA 13). Detalhe mostrando os fenocristais de K-felspató euedrais do fácies félsico alinhados segundo uma foliação principal. FOTOGRAFIA 14. Afloramento ESP- 16 (São Sebastião de Lagoa de Roça).



FOTOGRAFIAS 15 e 16: Dique granítico equigranular fino tardio na sucessão de pulsos constituintes do Plúton Puxinanã. O magma granítico fino corta o fácies máfico com fenocristais de K-feldspato capturados do fácies félsico, mais antigos (FOTOGRAFIA 15), chegando a englobar porções dos mesmos (FOTOGRAFIA 16). Afloramento ESP- 18.

É difícil descrever em lâmina acertadamente uma rocha porfirítica grossa, pois se a seção contemplar um grande fenocristal, a composição calculada da rocha vai ser “puxada” para o campo sienogranítico (caso da amostra ESP-27), falseando a verdadeira composição (na verdade, a amostra ESP-27 é petrograficamente similar à amostra ESP-28,

monzogranítica, todavia o corte da lâmina privilegiou um fenocristal de K-feldspato).

As lâminas dos Biotita Monzogranitos exibem foliação magmática paralela à tectônica, bem definida, tanto pelo alongamento dos minerais félsicos (quartzo e feldspatos, vide **Fotomicrografia 08**) como pela orientação dos minerais máficos (biotita e anfibólio, vide **Fotomicrografia 09**), sendo granitos gnáissicos, fortemente afetados pelas zonas de cisalhamento adjacentes ao Plúton Puxinanã.

Os feldspatos são K-feldspato tipo Microclina (euédricos, geminação triclínica dada pela combinação das geminações segundo a lei da albita e segundo a lei do periclínio, pertíticos) e Plagioclásios tipo Oligoclásio (segundo o Método de Michel-Lévy). Ambos os tipos de feldspatos mostram-se por vezes deformados em forma de olhos (aügen), boudinados, e bordejados pelas fases minerais máficas (basicamente Biotita e Hornblenda, mas também cristais de Titanita, estes últimos muito fragmentados), os quais acompanham o desenho dos olhos de feldspatos (Vide **Fotomicrografia 09**).

Os cristais de Hornblenda são verde claros a verde escuros, prismáticos, mostram-se frequentemente alterados para clorita e argilominerais; os cristais de Biotita exibem-se lamelares, marrons escuros a amarelos claros. Titanitas são marrons, rômbricas (losangulares), fragmentadas e por vezes corroídas nas bordas. Biotitas, Anfibólios (Hornblendas) e Titanitas mostram tamanhos submilimétricos até 2mm no máximo.

O fácies híbrido ocorre predominantemente nas bordas do Plúton Puxinanã, próximo à Zona de Cisalhamento São Sebastião de Lagoa de Roça. Ele tem composição Biotita Granodiorito (Vide **Figura 4.2**) e textura equigranular a levemente porfírica fina a média, contendo Titanitas euédricas, muitas vezes com bordas corroídas (**Fotomicrografias 10 e 11**) devido às reações entre os magmas contrastantes que deram origem às rochas híbridas.

Em seção delgada observa-se uma rocha mesocrática (45% de máficos), exibindo uma textura foliada fortemente, quase gnáissica, em que se alternam faixas de félsicos e máficos, ambos alinhados segundo duas direções preferenciais (foliações “C” e “S”), vide **Fotomicrografia 10**.

A rocha híbrida exhibe dois tipos de fenocristais: (1) fenocristais de Plagioclásio, às vezes mostrando geminação polissintética, outras vezes geminação Carlsbad, e às vezes uma combinação de ambos os tipos de geminação, e (2) fenocristais de K-feldspato tipo Microclina (mostrando geminação triclínica). Ambos os tipos de fenocristais (de Plagioclásio e de Microclina) mostram-se deformados em forma de olhos (augên), com seus eixos maiores estirados segundo uma direção preferencial, formando trilhas descontínuas. Algumas vezes, os fenocristais de Plagioclásio mostram estruturas internas reliquias de zonação. Os

Plagioclásios são Oligoclásios (estimado pelo Método de Michel-Lévy). Na matriz, cristais submilimétricos de Plagioclásio mostram em alguns grãos textura mirmequítica (intercrescimento com quartzo, em forma vermicular), próximo às bordas das Microclinas.

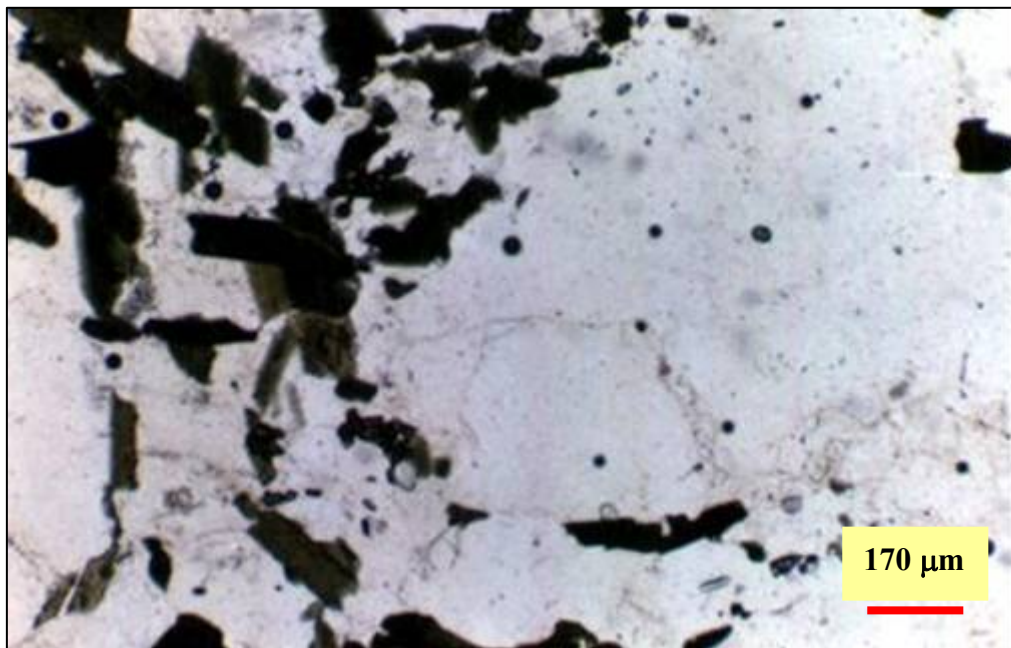
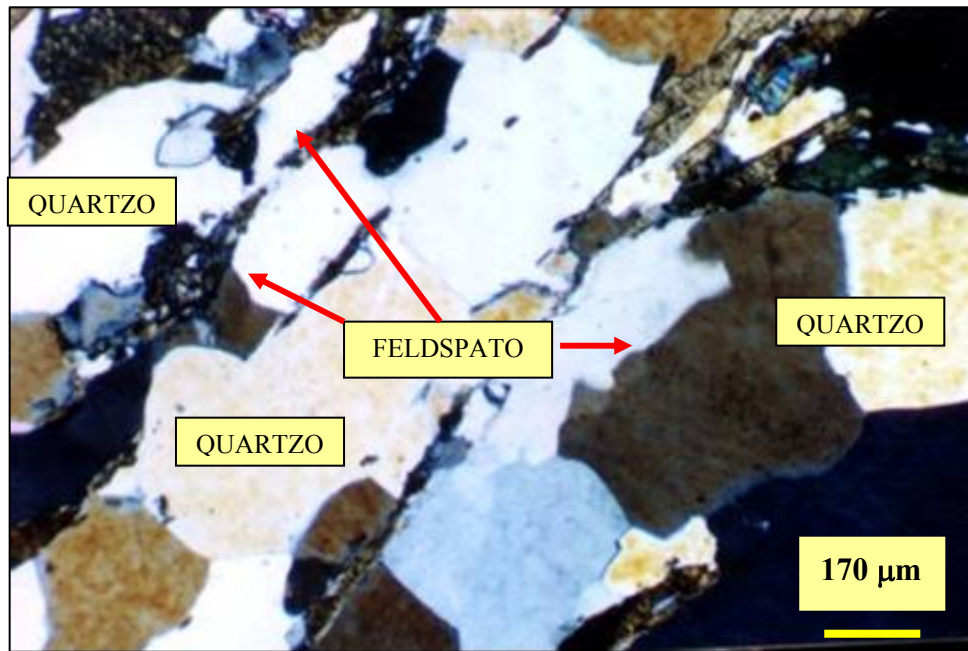
Os máficos são Biotita, Hornblenda e Titanita. As lamelas de Biotita são submilimétricas, com pleocroísmo forte, variando de marrom-escuro a marrom-claro amarelado, e formam trilhas, orientadas segundo duas direções preferenciais (as foliações “C” e “S”). As Biotitas contém Apatitas e Zircões como inclusões.

As Hornblendas são de dois tipos, como se pertencessem a duas gerações: cristais milimétricos até 1-2 mm, subeudrais prismáticos, corroídos nas bordas e fraturados, contendo numerosas inclusões de Biotita, Apatita e Zircão; com pleocroísmo forte, variando de verde-escuro a verde-claro, truncando a direção principal de alinhamento dos minerais; e cristais menores, submilimétricos, quase lamelares, acompanhando as faixas de Biotitas e Titanitas que marcam a direção principal de alinhamento mineral.

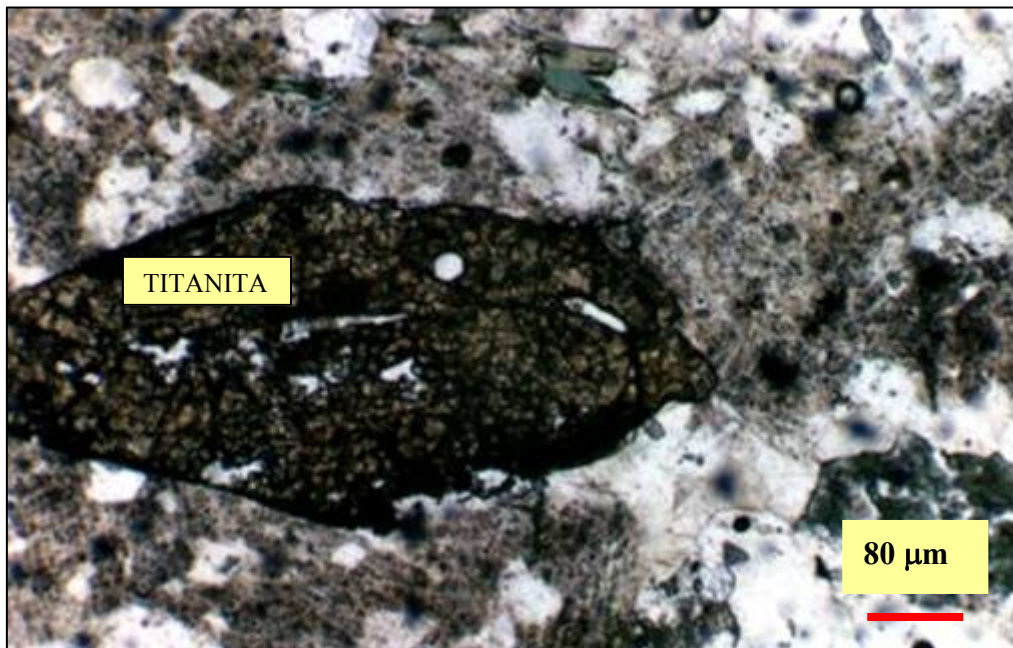
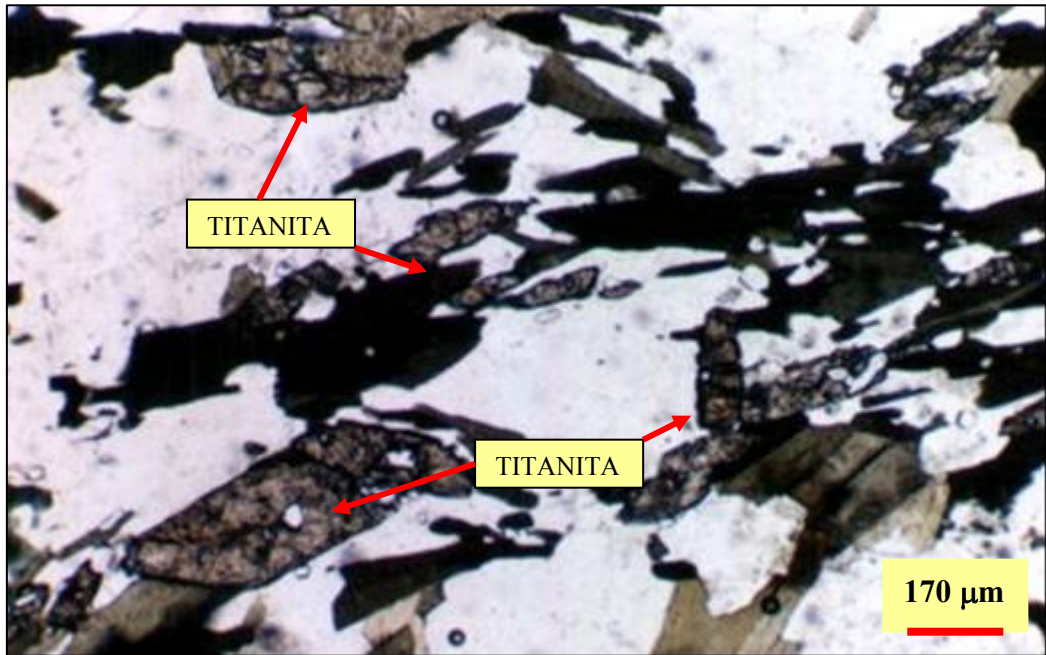
As Titanitas são milimétricas, eudrais a subeudrais (seções rômbricas), de cor marrom claro, bastante fraturadas internamente e contendo inclusões de Apatitas subarredondadas (pseudohexagonais) e de opacos, e fragmentadas nas bordas; alongadas com o eixo maior dos losangos seguindo a direção do alinhamento principal. (**Fotomicrografias 10 e 11**).

A composição modal do Fácies Híbrido, Biotita Granodiorito, é: Quartzo (20-25%), Plagioclásio (25%), K-feldspato tipo Microclina (05-10%), Biotita (32-35%), Hornblenda (05-10%) e Titanita + Acessórios (03-05%). O índice de cor (IC) é igual a 45, mesocrático (Vide **Tabela 4.3**).

Os minerais acessórios, Apatitas, Zircões e Minerais Opacos, ocorrem em proporções insignificantes (quantidades-traço), como inclusões nas Biotitas, Hornblendas e Titanitas.



FOTOMICROGRAFIAS 08 e 09: Seções delgadas dos Biotita Monzogranitos (fácies inequigranular porfírico grosso) do Plúton Puxinanã, mostrando cristais de feldspato e quartzo estirados, deformados, orientados segundo a foliação magmática/tectônica (Fotomicrografia 08) e bordejados pelas fases minerais máficas biotita, anfibólio e titanita (Fotomicrografia 09), as quais acompanham o desenho dos olhos de feldspato, e, na parte superior da Fotomicrografia 09, seguem a direção da foliação magmática/tectônica. Afloramentos ESP-01 (Fotomicrografia 08), nicóis cruzados e ESP-28 (Fotomicrografia 09), nicóis paralelos. As duas seções utilizando objetiva de aumento 4X.



FOTOMICROGRAFIAS 10 e 11: Seções delgadas do fácies híbrido do Plúton Puxinanã, de composição Biotita Granodiorito e textura equigranular a porfírica fina a média. Observamos a presença das fases minerais máficas biotita, anfibólio e titanita, seguindo duas direções preferenciais (foliações “C” e “S”). (Fotomicrografia 10) e um detalhe da fase mineral titanita, euédrica, mostrando bordas fragmentadas e corroídas pela reação entre os magmas contrastantes (Fotomicrografia 11). As duas seções: afloramento ESP-16 (Fotomicrografia 10, nicóis paralelos, aumento 4X; Fotomicrografia 11, nicóis paralelos; aumento 10X).

TABELA 4.3 Tabela Petrográfica mostrando a mineralogia e a composição modal das amostras do **Plúton Puxinanã**, destacando os valores QAP reais e recalculados para 100%, projetados no Diagrama de Streckeisen (1976) da Figura 4.2, bem como os Índices de Cor (IC).

PLÚTON PUXINANÃ					
	ESP 01	ESP 16	ESP 27	ESP 28	ESP 35
PETROGRAFIA					
QUARTZO	25	25	20	20	18
K-FELDSPATO	35	5	50	35	30
PLAGIOCLÁSIO	20	25	20	25	30
BIOTITA	14	30	4	15	10
ANFIBÓLIO	5	5	5	2	10
TITANITA + ACESSÓRIOS	1	10	1	3	2
TOTAL	100	100	100	100	100
QAP RECALCULADO					
Q	31,3	45,5	22,2	25,0	23,1
A	43,8	9,1	55,6	43,8	38,5
P	25,0	45,5	22,2	31,3	38,5
ANÁLISE MODAL TOTAL	100	100	100	100	100
ÍNDICE DE COR	20	45	10	20	22
CLASSIFICAÇÃO	BT MONZOGRANITO	BT GRANODIORITO	SIENOGANITO	BT MONZOGRANITO	BT MONZOGRANITO

PLÚTON PUXINANÃ					
	ESP 36B	ESP 36C	ESP 40A	ESP 41A	ESP 41B
PETROGRAFIA					
QUARTZO	22	30	20	23	20
K-FELDSPATO	33	30	35	35	10
PLAGIOCLÁSIO	25	30	25	22	25
BIOTITA	10	7	10	8	32
ANFIBÓLIO	8	2	8	8	10
TITANITA + ACESSÓRIOS	2	1	2	4	3
TOTAL	100	100	100	100	100
QAP RECALCULADO					
Q	27,5	33,3	25,0	28,8	36,4
A	41,3	33,3	43,8	43,8	18,2
P	31,3	33,3	31,3	27,5	45,5
ANÁLISE MODAL TOTAL	100	100	100	100	100
ÍNDICE DE COR	20	10	20	20	45
CLASSIFICAÇÃO	BT MONZOGRANITO	BT MONZOGRANITO	BT MONZOGRANITO	BT MONZOGRANITO	BT GRANODIORITO

PLÚTON POCINHOS

4.5.1 Aspectos de campo

O Plúton Pocinhos situa-se no município de Pocinhos, e ocorre sob forma de um pequeno stock de formato subarredondado, com cerca de 16 km², leucocrático, de cor branca (10%-20% de minerais máficos, predominantemente biotitas, e subordinadamente anfibólios, alanitas e minerais acessórios), com aspecto geral bastante homogêneo (quer dizer, aparentemente não há zonação faciológica neste plúton, afloramentos estudados em diversos locais são bastante similares entre si).

Foliação magmática discreta (**Fotografia 17**), marcada pelo alinhamento dos minerais máficos (biotitas e anfibólios) e de enclaves máficos, distribuídas de forma mais abundante nas bordas do plúton e concordantes com os contatos deste com as encaixantes, mudando de orientação conforme os afloramentos (direção 52°Az no Morro da Capela, ESP-136; direção 85 a 95°Az no centro de Pocinhos, ESP-33 e ESP-75).

O plúton faz contato com os ortognaisses Cariris Velhos (**Fotografias 18 e 19**), os quais apresentam-se próximo ao contato com o plúton bastante deformados e com aspecto de fusão parcial, sugerindo zona de amolecimento termal em redor do plúton. Os enclaves máficos ocorrem com e sem K-feldspatos capturados da hospedeira (**Fotografias 20 e 21**) e de um modo geral distribuídos ao longo dos bordos do plúton, não ocorrendo mais à medida que se avança para o centro do plúton, que é progressivamente mais félsico sem contudo exibir zonação faciológica. Não se observam sinais sugestivos de hibridização ou mistura de magma. Esta intrusão apresenta bandas de textura cumulática, formadas por aglomerados monominerálicos de feldspatos brancos, euédricos. A textura geral da rocha é inequigranular de granulação média a grossa (**Fotografia 22**), com raros enclaves máficos (**Fotografia 23**). Os enclaves máficos são possivelmente provenientes das rochas encaixantes ou de plútons adjacentes, mas sem relação genética com o Plúton Pocinhos.

As evidências de campo e também de fotointerpretação (formato subcircular em planta, com deformação plástica das encaixantes formando um halo termal em redor da intrusão, foliação concêntrica, etc...) estão de acordo com os critérios sugeridos por alguns autores (Coward, 1981; Bateman, 1984) para reconhecimento dos plútons diapíricos, onde o pré-requisito básico seria a menor densidade do diápiro com relação às rochas sobrejacentes, ao menos na zona de geração: (1) plútons diapíricos são comumente circulares ou ovais em planta; (2) as estruturas (foliação, clivagem, lineação) são concordantes com o contato intrusivo diápiro/encaixante, sendo mais intensas próximo ao contato e diminuindo com a

distância do mesmo (3) presença de uma borda de esfriamento sinforme; (4) a distribuição do *strain* envolveria extensão subhorizontal ($K > 1$) nas porções superiores do diápiro, sendo os eixos maiores do elipsóide de *strain* tangenciais às regiões de crista do diápiro e as fraturas e veios existentes no plúton seguiriam modelos radiais ou tangenciais; (5) na região do tronco do diápiro, os eixos maiores do elipsóide de *strain* seriam verticais, possivelmente associados com dobras sincrônicas com plano axial radial.

Marsh (1982) estudou a mecânica do diapirismo e concluiu que este seria um processo altamente energético, requerendo uma zona parcialmente fundida em torno da bolha magmática ascendente, gerada pela transferência de calor do magma ascendente para as encaixantes. Esta feição (zona parcialmente fundida nas encaixantes em redor do plúton) é observada nas encaixantes do Plúton Pocinhos (**vide Fotografias 18 e 19**).

Esta restrição termal aventada por Marsh (1982) limitaria o diapirismo a zonas profundas do manto, onde o magma ascenderia sem atividade sísmica associada, deste modo sendo um processo eficiente apenas na litosfera inferior ou na astenosfera (Anderson, 1981). Deste modo, o diapirismo como mecanismo de posicionamento para plútons graníticos, os quais freqüentemente são gerados na crosta inferior e ascendem até profundidades por vezes subvulcânicas, é atualmente muito questionado, sendo considerado um mecanismo pouco comum ou mesmo inexistente pelos autores supracitados.

Outros autores (Vide Weinberg, 1996), todavia, sugerem que processos diapíricos podem ocorrer mesmo na crosta superior, sob condições termalmente favoráveis e com plútons volumetricamente pequenos (até cerca de 50 Km²), como é o caso do Plúton Pocinhos, com cerca de 16 Km² (vide Mapa Geológico, **Figura 4.1**). Nestas condições, o termo diápiro poderia ser empregado no caso de o material rochoso flutuante cortar as rochas superiores adquirindo a forma clássica de gota invertida, seja através (diapirismo penetrante) ou dentro (diapirismo não-penetrante) das rochas subjacentes deformadas plasticamente. E em alguns casos os processos de ascensão e alojamento seriam um misto de diapirismo e propagação por diques (Weinberg, 1996).

Os estudos de Marsh (1982) adicionaram outros critérios além dos essencialmente estruturais supracitados, se for considerado seu modelo para a ascensão diapírica (*hot stocks*): (6) a presença de um envelope de deformação dúctil, formado por rochas encaixantes “amolecidas” termalmente, circundando o diápiro; (7) crescimento de porfiroblastos pré a sin-cinmáticos nas encaixantes dentro da auréola termal; (8) presença de deformação polifásica complexa na auréola do diápiro, visto que com a ascensão do diápiro as rochas encaixantes teriam sido progressivamente domeadas, dobradas, achatadas, e finalmente

forçadas para baixo do diâmetro máximo do plúton. Observam-se estas feições nas encaixantes do Plúton Pocinhos (**Fotografias 18 e 19**).



FOTOGRAFIA 17: Discreta foliação magmática, dada pelo alinhamento dos minerais máficos (principalmente biotitas), paralelamente às bordas do plúton. Neste local a foliação tem direção 52°Az . Plúton Pocinhos, Afloramento ESP-135.



FOTOGRAFIA 18 Contato do Plúton Pocinhos com as Encaixantes Cariris Velhos. As encaixantes exibem processos de fusão parcial próximo ao plúton e padrões estruturais polifásicos (dobramentos e redobramentos). Afloramento ESP-136, Morro da Capela.



FOTOGRAFIA 19 Contato do Plúton Pocinhos com as Encaixantes Cariris Velhos. Os contatos sinuosos e as foliações concordantes nas bordas do contato plúton-encaixantes sugere zona de amolecimento termal em redor do plúton (estado plástico das encaixantes durante a intrusão do plúton). Afloramento ESP-136, Morro da Capela.



FOTOGRAFIA 20: Enclave máfico subcircular (bolha magmática) com fenocristais de K-feldspato capturados da hospedeira. Plúton Pocinhos, afloramento ESP-136, Morro da Capela.



FOTOGRAFIA 21: Enclave máfico sem fenocristais de K-feldspato capturados da hospedeira, estirado segundo a direção da foliação magmática. Plúton Pocinhos, afloramento ESP-136, Morro da Capela.

4.5.2 Petrografia

Três amostras do Plúton Pocinhos foram estudadas em forma de seções delgadas e mostram a seguinte composição mineralógica (vide Tabela 4.4): Quartzo (25%), Plagioclásio (10-15%), K-feldspato tipo Microclina (40-55%), Biotita (4-6%, uma amostra 20%), Hornblenda (3-4%, uma amostra apresenta apenas traços) e como acessórios Alanita (1%) e Zircão+Apatita +Titanita (Traços) Os valores modais de QAP, recalculados para 100% e projetados no Diagrama de Streckeisen (1976), classificam estas rochas como Biotita Sienogranitos (vide **Figura 4.2**), leucocráticos (IC=10-20).

As amostras do Plúton Pocinhos mostram, em seção delgada, uma textura inequigranular homogênea em mosaico poligonal cristalino de grãos, com granulação média a grossa (milimétrica até 2 cm no máximo). O mosaico cristalino está constituído por K-feldspato tipo Microclina+Quartzo+Plagioclásio, intercalados por máficos (Biotita+Anfibólio+Acessórios) os quais formam grumos (agregados) que exibem uma tênue orientação segundo a direção da foliação magmática (não-tectônica).

Microclina corresponde a 40-55% do volume modal total e exibe-se frequentemente como cristais eudrais, centimétricos (até 2 cm), mostrando uma combinação de geminação Carlsbad (dois indivíduos geminados) e geminação cruzada (mistura das geminações segundo a lei da albita e segundo a lei do periclínio). Exibe textura pertítica e inclusões submilimétricas de biotita, quartzo e plagioclásio.

Quartzo ocorre anedral, límpido, mostrando extinção óptica ondulante e com tamanhos milimétricos a subcentimétricos.

Plagioclásio ocorre em duas formas: como cristais subeudrais e tamanhos subcentimétricos até 1 cm, mostrando geminação polissintética, às vezes combinada com geminação Carlsbad; e como cristais menores, submilimétricos e com formas anedrais, mirmequíticos e bordejando os cristais centimétricos de Microclina. Mais raramente em uma terceira forma: como inclusões submilimétricas nas Microclinas. O Plagioclásio do Plúton Pocinhos exibe composição Oligoclásio, estimado pelo Método de Michel-Lévy.

Biotita ocorre formando agregados ou grumos (“Clots”) lamelares, submilimétricos até 2-3 mm, mostrando coloração amarelo claro a marrom esverdeado, intersticiais aos cristais maiores (subcentimétricos a centimétricos até 1-2mm) de feldspatos e quartzo. Orientados de forma tênue, marcando a foliação magmática da rocha. Raras inclusões de zircão não-metamítico (eudral, micrométrico) e de alanita (eudral, não-metamítica, submilimétrica).

Hornblenda exhibe formas prismáticas subeudrais, tamanhos milimétricos até 5-6 mm, coloração verde claro a verde escuro, mostrando os dois planos de clivagem formando ângulos de 60° e 120° entre si típicos dos anfibólios. Formam, assim como a Biotita, grumos ou agregados (“Clots”) de tênue orientação, segundo a direção da foliação magmática da rocha. Raras inclusões de apatitas. Os minerais acessórios variam desde quantidades-traço até 2% da moda, destacando-se cristais de Alanita eudrais, submilimétricos, pouco metamictizados a não-metamicticos, algumas vezes inclusos nas Biotitas, outras vezes como cristais livres, inseridos no mosaico cristalino félsico. Também se observam, em quantidades-traço, cristais de Apatita, Zircão e Titanita, micrométricos, eudrais e associados aos grumos de Biotitas e/ou Hornblendas.

TABELA 4.4 Tabela Petrográfica mostrando a mineralogia e a composição modal das amostras do Plúton Pocinhos, destacando os valores QAP reais e recalculados para 100%, projetados no Diagrama de Streckeisen (1976) da Figura 4.2, bem como os Índices de Cor (IC).

	PLÚTON POCINHOS		
	ESP 33	ESP 75	ESP 111
PETROGRAFIA			
QUARTZO (Q)	25	25	25
K-FELDSPATO (A)	40	55	50
PLAGIOCLÁSIO (P)	15	10	15
BIOTITA	20	4	5
HORNBLENDA	Traços	4	3
ALANITA+ACESSÓRIOS	Traços	2	2
TOTAL (%)	100	100	100
QAP RECALCULADO			
Q	31,3	27,8	27,8
A	50,0	61,1	55,6
P	18,8	11,1	16,7
ANÁLISE MODAL TOTAL (%)	100	100	100
ÍNDICE DE COR (IC)	20	10	10
CLASSIFICAÇÃO	BIOTITA SIENOGRANITO	BIOTITA SIENOGRANITO	BIOTITA SIENOGRANITO



FOTOGRAFIAS 22 e 23: Afloramento-tipo do Plúton Pocinhos: biotita sienogranito leucocrático (10%-20% de máficos), textura inequigranular média a grossa, raros enclaves máficos. Na foto inferior observa-se xenólito máfico. Afloramento ESP-75, centro de Pocinhos.

4.6 PLÚTON SERROTE DA COBRA

4.6.1 Aspectos de campo

O Plúton Serrote da Cobra constitui o plúton mais a oeste do Complexo Granítico Esperança (região de Riacho Curumatã e Serrote da Cobra). São rochas tonalíticas félsicas, de cor branca acinzentada, contendo grande volume modal de plagioclásio branco. Estão cortadas por várias gerações de diques de pegmatitos zonados (**Fotografia 24**) contendo cristais de turmalinas pretas (afrisitas) e titanitas euédricas de tamanhos excepcionais para rochas graníticas (atingindo vários milímetros, sendo visíveis facilmente a olho nu). Sua textura é inequigranular a suavemente porfirítica grossa a média (**Fotografia 25**), isotrópica a fracamente orientada (foliação magmática).

Exibem com frequência textura cumulática dada pelo acúmulo de plagioclásios (**Fotografia 26**) tanto em bolsões quanto em faixas alternadas de granulação grossa e média. Em seu interior é possível encontrar xenólitos do Plúton Pocinhos (**Fotografia 27**) apresentando contatos gradativos com a hospedeira, sugerindo talvez magmas contemporâneos, dos quais algumas bolhas do magma de Pocinhos teriam sido englobadas pelo magma do Serrote da Cobra.

É possível observar foliação magmática (**Fotografia 28**) indicando a direção do fluxo do magma ainda no estado pastoso, quando do alojamento do plúton, sugerindo o mesmo ter se expandido lateralmente como um balão após o posicionamento final. Sua apresentação em planta, claramente associada a uma pequena zona de cisalhamento sinistral subsidiária que liga a ZC Campina Grande ao Lineamento Patos, sugere que seu mecanismo de ascensão foi uma combinação de propagação por diques com baloneamento (Weinberg, 1996).

Nas bordas do Plúton Serrote da Cobra ocorrem diques máficos possivelmente dioríticos a quartzo-dioríticos (não foi possível amostragem) contínuos, sem apresentar interações visíveis com a hospedeira félsica (**Fotografias 29 e 30**) exceto por alguns fenocristais de plagioclásio capturados pelo magma máfico da hospedeira. A ausência de interação entre os magmas de composições contrastantes sugere que os magmas máficos foram injetados em um estágio tardio de cristalização da hospedeira félsica, em que esta última já se encontrava quase completamente sólida, resultando na formação de diques máficos contínuos. Nesta fase tardia de cristalização do plúton, os contrastes reológicos entre os dois componentes são tão altos que a maioria dos intercâmbios entre os dois magmas é inibida.



FOTOGRAFIAS 24 e 25: Aspectos de campo do Plúton Serrote da Cobra: biotita tonalito branco acinzentado, textura inequigranular a suavemente porfírica, grossa a média. Na foto superior (afloramento ESP-79) observam-se duas gerações de diques pegmatíticos zonados. Na FOTOGRAFIA 25, detalhe dos fenocrístais de plagioclásio destacando-se na matriz cristalina inequigranular.



FOTOGRAFIAS 26 e 27: Plúton Serrote da Cobra exibindo textura cumulática (FOTOGRAFIA 26) e xenólitos do Plúton Pocinhos (FOTOGRAFIA 27). Afloramento ESP-98.

Esta apresentação do magma máfico como diques tardi-plutônicos contínuos tem como implicação petrológica que os magmas máficos são pulsos tardios de outra fonte não relacionada à hospedeira félsica, e também não relacionada à contaminação por fusão das encaixantes regionais, pois neste caso o amolecimento termal das encaixantes pela passagem

do corpo intrusivo quente geraria estruturas concêntricas (foliações) no contato máfico-félsico em ambos magmas e haveria alguma incorporação do magma máfico pelo félsico sob forma de enclaves sub-arredondados (bolhas), o que não ocorre neste caso.

A presença de epidoto magmático em sua mineralogia acessória (assim como no Plúton Areial) é fortemente sugestiva de ascensão por dique, pois é sabido que o epidoto magmático é estável apenas acima de 8 Kbar (24 Km de profundidade), e que durante a ascensão por diapirismo, extremamente lenta (alguns metros por ano, com tempos de ascensão em torno de 10.000 a 100.000 anos) o epidoto é corroído até ser totalmente consumido. A presença de epidoto magmático numa rocha granítica é indicativa de que o mecanismo de ascensão foi rápido o suficiente para preservar o epidoto (Brandon et al., 1996) e portanto, propagação por diques, que é da ordem de 10^4 a 10^5 vezes mais rápido que o diapirismo (variando de centenas de metros a alguns quilômetros por ano, com tempos de ascensão abaixo de 1000 anos, variando de 200 a 900 anos) é o mecanismo de transporte mais indicado para esta intrusão.



FOTOGRAFIA 28: Plúton Serrote da Cobra exibindo suave foliação magmática. Afloramento ESP-100.



FOTOGRAFIA 29: Plúton Serrote da Cobra exibindo feições de coexistência de magma nas bordas do plúton. O dique máfico contínuo corre paralelo às bordas da hospedeira félsica, havendo pouca interação entre os magmas (sugerindo ser tardi-plutônico). Afloramento ESP-74.



FOTOGRAFIA 30: Detalhe do dique máfico tardi-plutônico cortando o Plúton Serrote da Cobra, mostrando a pouca interação entre os magmas, com pequena assimilação de plagioclásios da hospedeira pelo magma máfico. Afloramento ESP-74.

4.6.2 Petrografia

Estão constituídas petrograficamente por biotita tonalitos (**Figura 4.2**) leucocráticos (IC=15), e em seção delgada exibem a seguinte composição modal (Vide **Tabela 4.5**): Plagioclásio (55-58%), Quartzo (22-26%), K-feldspato tipo Microclina (3-5%), Biotita (8-12%), como acessórios Hornblenda+Epidoto magmático+ Titanita+ Apatita+Opacos+ Zircão (3-7%).

As seções delgadas exibem textura inequigranular média a grossa (milimétrica até 1-2 cm), formando um mosaico cristalino inequidimensional fêlsico, com fenocristais de Plagioclásio destacando-se da matriz cristalina (textura suavemente porfirítica), texturas ígneas típicas (vide **Fotografias 24 e 25**, mostrando a textura do Plúton Serrote da Cobra em escala macroscópica). Os minerais máficos representam 15% do volume modal (IC=15), e ocorrem em aglomerados ou grumos (“*clots*”) tênueamente orientados, definindo uma foliação magmática suave (a rocha é isotrópica a fracamente orientada).

Plagioclásio é o mineral dominante, constituindo em todas as lâminas mais de 50% do volume modal, ocorre como cristais euedrais, quadrados, com tamanhos milimétricos até 1-2cm, mostrando geminação polissintética, por vezes combinada com geminação Carlsbad. A composição dos plagioclásios, estimada pelo Método Michel-Lévy, foi predominantemente Andesina. Frequentemente alterado para saussurita (epidoto+calcita) e também para argilominerais. Por vezes os plagioclásios exibem-se zonados (cristalização em equilíbrio termodinâmico). Forma o mosaico cristalino fêlsico inequigranular da rocha junto com o Quartzo e a Microclina. O Plagioclásio frequentemente ocorre em faixas cumuláticas, monominerálicas (como “aglomerados” de feldspatos, vide **Fotografia 26**).

K-feldspato ocorre em pequena proporção nas lâminas, é do tipo Microclina, exibe exsolução pertítica e faz parte do mosaico inequigranular cristalino, associado com o Plagioclásio e o Quartzo, mais abundantes. Tamanhos milimétricos até 5-6 mm, formais subeuedrais alongadas a anedrais. Nas bordas dos K-feldspatos ocorrem pequenos cristais anedrais de Plagioclásio mirmequítico, submilimétricos. Quartzo ocorre como cristais anedrais, milimétricos até 4-5 mm, integrando o mosaico cristalino da rocha.

Os minerais máficos são predominantemente Biotitas de coloração amarelo a marrom, lamelares, submilimétricas até 2-3mm, por vezes cloritizadas nas bordas, contendo raras inclusões de Zircão. Estão associadas especialmente a Hornblendas (verde claras a verde escuras, prismáticas), Epidotos magmáticos (euedrais, com núcleos de alanita e bordas de epidoto, por vezes zonadas), Titanitas (castanhas, euedrais), Apatitas (incolores, euedrais), Opacos (euedrais a subeuedrais) e Zircão (micrométricos, inclusos nas Biotitas, euedrais).

Formam aglomerados ou grumos (“Clots”) orientados segundo a foliação magmática. Os Epidotos magmáticos e Titanitas, cristalizados em fases precoces, exibem borda de corrosão, indicativa de reação com o líquido durante a evolução do plúton. Todos os máficos que acompanham as Biotitas são submilimétricos até 1-2 mm, exceto os cristais de Zircão, que são micrométricos.

TABELA 4.5 Tabela Petrográfica mostrando a mineralogia e a composição modal das amostras do **Plúton Serrote da Cobra**, destacando os valores QAP reais e recalculados para 100%, projetados no Diagrama de Streckeisen (1976) da Figura 4.2, bem como os Índices de Cor (IC).

	PLÚTON SERROTE DA COBRA			
	ESP 82	ESP 91	ESP 100	ESP 104
PETROGRAFIA				
QUARTZO	22	25	26	23
K-FELDSPATO	5	3	4	5
PLAGIOCLÁSIO	58	57	55	57
BIOTITA	10	8	10	12
HORNBLENDA	2	3	2	1
TITANITA	2	2	2	1
EPIDOTO MAGMÁTICO	1	2	1	1
APATITA	Traços	Traços	Traços	Traços
OPACOS, ZIRCÃO	Traços	Traços	Traços	Traços
TOTAL (%)	100	100	100	100
QAP RECALCULADO				
Q	25,9	29,4	30,6	27,1
A	5,9	3,5	4,7	5,9
P	68,2	67,1	64,7	67,1
ANÁLISE MODAL TOTAL (%)	100	100	100	100
ÍNDICE DE COR (%)	15	15	15	15
CLASSIFICAÇÃO	BT TONALITO	BT TONALITO	BT TONALITO	BT TONALITO

4.7 ENCAIXANTES CARIRIS VELHOS

Os plútons constituintes do Complexo Granítico Esperança estão encaixados em ortognaisses e metassedimentos supostamente Mesoproterozóicos (Brito Neves et al., 2001) sendo os ortognaisses designados tipo “Rachinha” (nome comercial). Estes ortognaisses são metagranitóides micáceos, foliados, com foliação principal (foliação C) com direção em torno de 90° Az e mergulho subvertical para norte. Há duas foliações (C e S), fazendo um ângulo de 40-50° entre si.

Os ortognaisses apresentam dois fácies principais: um fácies equigranular de granulação fina, micáceo, com textura lepidoblástica (**Fotografia 31**), o qual costuma ser explorado como rocha ornamental para fins de revestimento (conhecido comercialmente como Granito Rachinha na Paraíba) e outro fácies de granulação mais grossa que o anterior, porfirítico com textura *augën* (**Fotografia 32**) também explorado comercialmente porém como bloquetes de calçamento. O fácies *augën*-porfirítico está atravessado por diques sin-plutônicos de material máfico a intermediário, paralelos à foliação principal C e que ocorrem também como enclaves máficos estirados segundo a foliação C.

Os feldspatos em forma de *augën* mostram aspecto sugestivo de cinemática sinistral (ESP-131, ESP-132). Ocorrem também metassedimentos gnaissificados, a maior parte muito alterada (**Fotografia 33**), sendo vistos no leito das estradas e algumas vezes em cacimbas escavadas pela população local em busca de água.

Estas rochas supostamente Mesoproterozóicas separam os Plútons Areial e Puxinanã por uma faixa contínua variável de poucos quilômetros (Ver Mapa Geológico, **Figura 4.1**). Também próximo às bordas dos plútons Pocinhos e Serrote da Cobra são vistos as rochas encaixantes Cariris Velhos, sendo que nas bordas do Pocinhos estes exibem aspecto de fusão parcial “*in situ*” (**Fotografias 18 e 19**).

Ocorrem também envolvendo o Plúton Remígio, sendo que no contato imediato com o Remígio seu aspecto é rúptil, fragmentado como uma brecha.

Ao norte do Plúton Areial, próximo ao contato com o Lineamento Patos, estes ortognaisses apresentam-se migmatizados e já no entorno do Lineamento, milonitizados.



FOTOGRAFIA 31: Fácies micáceo do ortogneisse “Rachinha” Cariris Velhos, cortado em placas, para sua utilização em revestimento. Ponto de venda na BR-230, próximo ao ESP-131.



FOTOGRAFIA 32: Fácies *augên* porfirítico do ortogneisse “Rachinha” Cariris Velhos, atravessado por dique sinplutônico de material máfico a intermediário, paralelo à foliação principal C. Afloramento ESP- 132, Pedreira de Zezinho.



FOTOGRAFIA 33: Aspecto intemperizado das Encaixantes Cariris Velhos, observado numa faixa contínua entre os Plútons Areial e Puxinanã. Afloramento ESP-146.

4.8 CONSIDERAÇÕES SOBRE AS FEIÇÕES DE CAMPO

Excetuando-se o Plúton Pocinhos, que é leucocrático e não apresenta enclaves ou xenólitos máficos e/ou intermediários a não ser nas bordas da intrusão, próximo ao contato com as encaixantes (sugerindo serem originados da fusão das próprias encaixantes), todos os demais plútons do Complexo Granítico Esperança apresentam como feição marcante coexistência e às vezes mistura de magma félsicos e máficos, com porções dos plútons exibindo hibridização parcial ou incompleta em variados graus de combinações, nas zonas de contatos entre os magmas contrastantes. Com as diferenças peculiares a cada plúton, de um modo geral todos exibem o mesmo quadro: uma hospedeira félsica, de composição sienogranítica a monzogranítica (tonalítica em Serrote da Cobra) e textura porfírica variando de grossa a muito grossa (Puxinanã), fina a média (Areial), média a grossa (Pocinhos e Serrote da Cobra) e fina a média (Remígio), associada a magmas máficos biotíticos/anfibolíticos, ocorrendo seja como enclaves seja como diques sinplutônicos. Como termo intermediário, todos os plútons exibem algum tipo híbrido, em geral granodiorítico, o qual normalmente ocorre associado espacialmente aos magmas máficos.

Fernández & Barbarin (1991) estudando a reologia relativa de magmas contrastantes félsicos e máficos contemporâneos e os tipos de interações possíveis entre eles, distinguiram

as implicações concernentes ao problema dos magmas máficos ocorrerem como enclaves ou como diques sinplutônicos, hospedados nos magmas félsicos.

Os citados autores ponderaram que em sistemas graníticos, interações entre magmas contemporâneos félsicos e máficos são essencialmente controlados por suas temperaturas iniciais, volumes relativos, composições, teores de água, cristalinidade, taxas de cristalização; e subsequentemente por sua reologia relativa.

Como estas restrições não mudam simultaneamente durante a evolução dos sistemas, diversos tipos de interações podem aparecer seqüencialmente.

Na maioria dos plútons, magmas máficos não são introduzidos em magmas félsicos somente uma vez, e ao começo da história plutônica, porém geralmente são injetados dentro dos sistemas graníticos em diferentes estágios de cristalização dos magmas félsicos.

A **Figura 4.3** mostra os diferentes tipos de interação que podem ocorrer dependendo da cristalinidade e reologia dos magmas félsicos ao tempo da injeção de magmas máficos.

(1) Se magmas máficos são introduzidos em direção a magmas félsicos ligeiramente cristalizados, mistura completa (*mixing*) resulta na gênese de magmas híbridos homogêneos que podem produzir granitóides cálcio-alcalinos. cristais que estão sempre presentes em um dos componentes, ou em ambos, são ou inteiramente dissolvidos ou parcialmente dissolvidos e manteados, tornando-se xenocristais nas rochas híbridas.

(2) Se magmas máficos são introduzidos ligeiramente mais tarde, quando a viscosidade efetiva dos magmas félsicos é ainda suficientemente baixa o contraste de viscosidade dos magmas contemporâneos é suficientemente grande para permitir apenas interdigitação (*mingling*). Bolhas (*blobs*) de magma máfico formam os **EMM** (enclaves microgranulares máficos) no magma félsico. a viscosidade do magma félsico hospedeiro geralmente permanece baixa o suficiente para permitir seja o espalhamento dos EMM através do plúton por convecção e outras forças dispersantes, ou concentração local dos EMM em enxames poligênicos por processos de segregação (Barbarin, 1991).

(3) Se magmas máficos são introduzidos quando os magmas félsicos atingiram seu segundo estágio de cristalização, eles são canalizados para as fraturas precoces das rochas graníticas já próximas do estado sólido, e interagem com os componentes félsicos apenas localmente para formar diques sin-plutônicos compostos ou fragmentados. Com o crescimento do contraste de viscosidade, a forma das parcelas máficas varia de bolhas (*blobs*) arredondadas com margens crenuladas a fragmentos angulares com estruturas brechóides.

(4) Injeções tardias de magmas máficos em rochas graníticas completamente sólidas resultam na formação de diques máficos contínuos. contrastes reológicos entre os dois

componentes são tão altos que a maioria das trocas (intercâmbios) entre os dois magmas é inibida.

Os vários tipos de interações acima mencionadas podem ocorrer num mesmo plúton (ex: Plútons do Batólito de Sierra Nevada, Califórnia, conforme Barbarin, 1989) sem nenhum problema.

O modelo proposto (**Figura 4.3**) indica que as duas hipóteses que podem explicar a formação dos EMM: (1) seja por interdigitação (*mingling*) de magmas máficos e félsicos (2) seja por interrupção (*disruption*) de diques sin-magmáticos ou sin-plutônicos contínuos; respectivamente refletem simplesmente dois distintos contrastes reológicos ou dois distintos momentos de interação entre os magmas máficos e félsicos.

Ocorrência de trilhas de EMM em alguns plútons (ver Plúton Aerial, **Fotografia 09**) reflete simplesmente variações locais de viscosidade efetiva dentro dos granitóides hospedeiros.

Os volumes relativos dos magmas contemporâneos são também críticos em favorecer um estilo de interação em detrimento de outra. o quanto magmas interagindo iriam misturar (*mix*) ou coexistir (*mingle*) é função das temperaturas relativas e frações de massa: um grande volume de magma máfico e temperaturas próximas ao equilíbrio favorece mistura (*mixing*); ao passo que uma grande quantidade de magma félsico e temperaturas contrastantes apenas permite coexistência (*mingling*), segundo Sparks & Marshall (1986).

Os volumes, temperaturas e viscosidades relativas de magmas contemporâneos não apenas desempenham um papel determinante na ocorrência e eficiência dos vários estilos de interações, como também restringem a extensão espacial das áreas afetadas por estas interações.

Além do controle geométrico que a reologia dos magmas coexistentes impõe (enclaves versus diques sin-plutônicos), também ocorre controle reológico nas trocas químicas entre magmas coexistentes (*mingled*), embora este aspecto seja frequentemente subestimado pelos petrólogos ao proporem seus modelos de evolução petrogenética.

Além de mistura (*mixing*) completa em profundidade; e coexistência (*mingling*) antes e durante o alojamento do plúton, misturas locais e trocas químicas locais podem ocorrer entre os magmas contemporâneos.

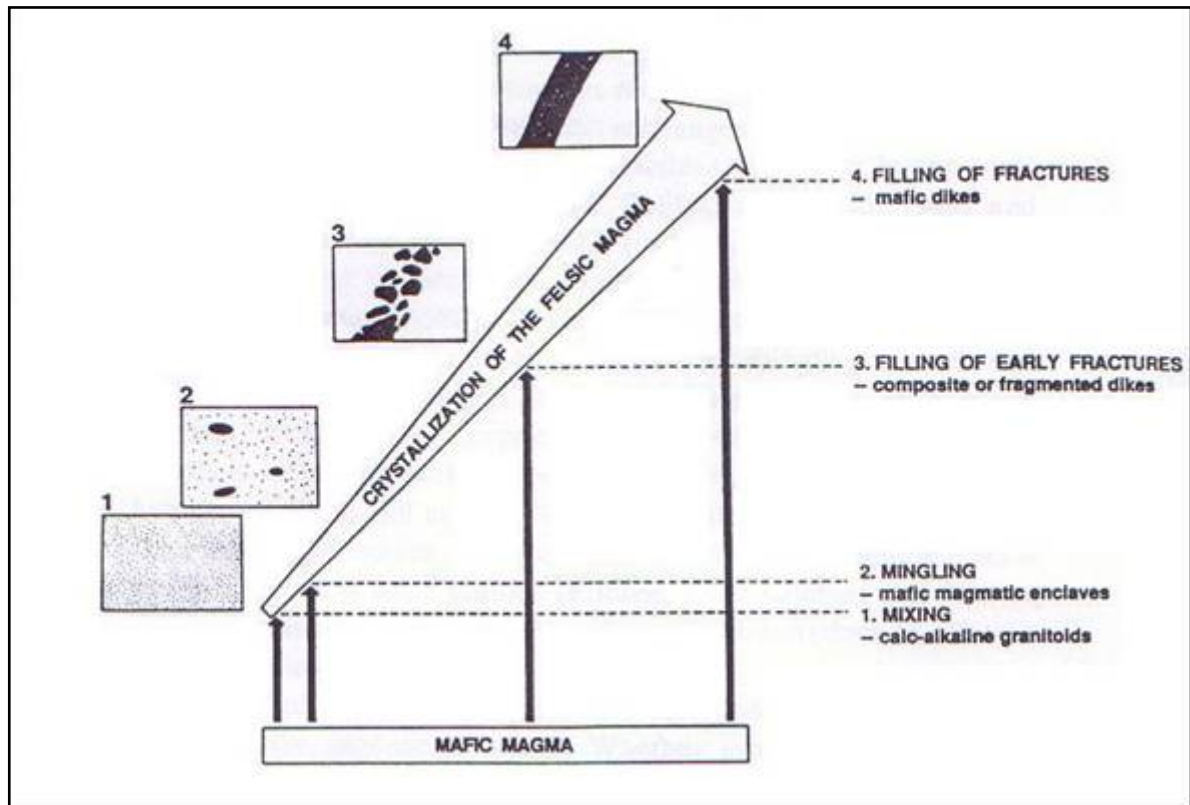


FIGURA 4.3: Diagrama esquemático mostrando interações entre magmas contrastantes versus estágios reológicos dos magmas. Este diagrama esquemático mostra os diferentes tipos de interação obtidos pela injeção de magma máfico em um sistema granítico em diferentes estágios de cristalização do magma félsico. O crescimento da cristalinidade com o subsequente aumento da viscosidade do magma félsico reduz progressivamente o intercâmbio entre os magmas contrastantes. considerando quatro estágios reológicos da hospedeira félsica ocorrem as seguintes interações:

- **(Estágio 1)** Ocorre mistura completa (*mixing*) gerando magmas calcoalkalinos;
- **(Estágio 2)** Ocorre interdigitação (*mingling*) gerando os enclaves microgranulares máficos (EMM), cedoplutônicos;
- **(Estágio 3)** Ocorre preenchimento parcial de fraturas precoces na hospedeira félsica, gerando diques máficos fragmentados e descontínuos, sinplutônicos;
- **(Estágio 4)** Ocorre preenchimento total de fraturas na hospedeira félsica gerando diques máficos contínuos, tardiplutônicos. **Fonte:** Fernández & Barbarin (1991).

Trocas químicas geralmente atuam após ocorrer o equilíbrio termal entre os magmas contrastantes, porque difusão termal é tipicamente maior de três a cinco ordens de magnitude que difusão química em líquidos silicáticos (Sparks & Marshall, 1986).

A taxa de transferência química cruzando a interface félsica-máfica depende do contraste químico e dos parâmetros físicos de ambos componentes (félsicos e máficos).

Esta taxa é máxima para o estado de fusão total e decresce progressivamente com o aumento do grau de cristalização, daí o controle reológico determinando a intensidade das trocas possíveis entre os dois magmas contrastantes.

4.9. Considerações Estruturais e de Alojamento

o complexo granítico esperança está constituído por granitóides tipo “*sheet*” (estratóides), que juntamente com as rochas encaixantes mergulham moderadamente ($\sim 40^\circ$) para se. Estes estratos basculados permitem que a arquitetura interna dos plútons seja observada.

Archanjo & Fetter (2003) combinando dados de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), dados estruturais e dados isotópicos (U/Pb e Sm/Nd), realizaram estudos visando determinar o alojamento e a ambiência tectônica deste complexo granítico.

Todavia estes autores o consideraram um único plúton, o Plúton Esperança, diferenciado em estratos superiores e inferiores e apresentando variações faciológicas onde os estratos superiores corresponderiam aos Plútons Areial e Puxinanã, designados respectivamente por leucogranitos e granitos porfiríticos grossos; e os estratos inferiores aos Plútons Pocinhos e Serrote da Cobra, designados respectivamente sienogranitos e tonalitos. O Plúton Remígio foi considerado uma extensão do Plúton Areial, projetada espacialmente no sentido longitudinal.

Os autores ressaltaram que o Plúton Esperança está incluído no grupo dos plútons metaluminosos cálcio-alcálicos de alto-k (Guimarães et al., 1998) que usualmente ocorrem alojados próximos às grandes zonas de cisalhamento que cortam a Província.

A ASM foi determinada em 136 sítios de amostragem distribuídos dentro das partes central e oeste do plúton, evitando-se a porção nordeste do plúton devido ao estado de alteração profunda das rochas encaixantes. Os estratos graníticos apresentaram susceptibilidade menor que $0,35 \times 10^{-3}$ si, indicando que a ASM deste plúton é controlada por silicatos de Fe (e não por óxidos de Fe).

Os resultados obtidos por Archanjo & Fetter (2003) mostraram que a orientação da trama magnética é muito uniforme nos por eles denominados estratos superiores: em ambos granito porfirítico grosso (Plúton Puxinanã) e leucogranito (Plúton Areial) a foliação mergulha moderadamente enquanto a lineação tem direção NE-SW, paralela ao alongamento do plúton.

Nos assim chamados estratos inferiores a foliação mergulha uniformemente para sul. a lineação do sienogranito (plúton pocinhos) e do tonalito (Plúton Serrote da Cobra) forma uma trajetória anti-horária, rotacionando progressivamente de sse para e no mesmo sentido que a Zona de Cisalhamento dextral de Campina Grande. O padrão da trama dos estratos inferiores é consistente com um ambiente tectônico transtensional, o qual provavelmente abriu espaço para o alojamento do plúton.

Estes eventos ocorreram a 592 ± 5 ma como foi indicado pelos dados isotópicos U/Pb em zircões provenientes do sienogranito (Plúton Pocinhos).

Segundo os autores, estes resultados combinados indicam que as estruturas regionais do Cinturão Alto-Pajeú Oriental (leste) foram formadas em um evento tectono-termal no Brasileiro, há cerca de 580 ma, e que incluem as foliações regionais de baixo ângulo, as dobras e os sistemas de zonas de cisalhamento transcorrentes (*strike-slip*).

Os plútons sin-cinemáticos cálcio-alcálicos de alto-k de Esperança e Campina Grande parecem ter se alojado ocupando principalmente a zona de contato entre as rochas Paleoproterozóicas a norte do lineamento Patos e Eo-Neoproterozóicas a sul do Lineamento Patos, aproveitando o sítio transtensional gerado pelas interações entre o Lineamento Patos e a ZC Campina Grande.

A seqüência completa do Plúton Esperança formaria uma pilha de estratos empilhados mergulhando para sudeste, espremidas entre o Cinturão Alto-Pajeú e o embasamento Paleoproterozóico mais antigo do Domínio Rio Grande Do Norte.

Archanjo & Fetter (2003) assim resumiram as considerações acerca do padrão estrutural e de alojamento do plúton esperança:

1) Teria havido deformação variando do estado magmático a sólido no Plúton Granítico Esperança e rochas encaixantes, indicando que o alojamento e cristalização final do magma ocorreram dentro do domínio compressivo da zona de cisalhamento de escala crustal chamada Lineamento Patos. O Plúton Esperança consiste de estratos graníticos empilhados mergulhando moderadamente para SE ao longo do contato entre as rochas do embasamento Paleoproterozóico e os ortognaisses e metassedimentos Eo-Neoproterozóicos (Cariris Velhos). Os estratos graníticos, bem como suas rochas encaixantes, sofreram encurtamento na direção NW-SE durante os estágios finais da Orogenia Brasileira, o *strain* (deformação) sendo localizado dentro de um sistema conjugado de zonas de cisalhamento transcorrentes.

2) A trama granítica foi determinada utilizando ASM (Anisotropia de Susceptibilidade Magnética). A susceptibilidade paramagnética do plúton foi dada pelos silicatos máficos (biotita, anfibólio) os quais desenharam orientações preferenciais consistentes com as principais direções de anisotropia magnética. A deformação dentro do plúton foi particionada entre os estratos graníticos inferiores e superiores. Nos estratos inferiores (tonalito = Plúton Serrote da Cobra e sienogranito = Plúton Pocinhos) a trajetória curvilínea da lineação é atribuída a um evento de cisalhamento puro predominantemente heterogêneo que extrudiu lateralmente o plúton ainda pastoso em direção à foliação regional. As micro-estruturas associadas são tipicamente magmáticas. Nos estratos superiores (leucogranito = Plúton Areial

e granito porfirítico grosseiro = Plúton Puxinanã) a trama rochosa registrou um componente de deformação por cisalhamento simples que deslocou o granito porfirítico grosso (Plúton Puxinanã) e as rochas gnáissicas encaixantes de cima para sudoeste.

3) O magma foi claramente alojado ao longo de uma barreira litológica, provavelmente depois de um pequeno enfraquecimento do *stress* tectônico compressivo quando a pressão do fundido foi capaz de quebrar por tensionamento a anisotropia das rochas regionais. Estes eventos teriam ocorrido a 592 ± 5 Ma como foi indicado pelos dados isotópicos U/Pb em zircões provenientes do sienogranito (Plúton Pocinhos).

Idades-modelo T_{DM} e valores de Épsilon de Nd atuais ($t = 0$) indicam, segundo estes autores, que estes granitóides foram contaminados durante o alojamento por fusão parcial das rochas encaixantes.

CAPÍTULO 5 - QUÍMICA MINERAL

5.1 INTRODUÇÃO

Análises químicas foram realizadas nas principais fases minerais constituintes das rochas do Complexo Granítico Esperança (plagioclásios, K-feldspatos, anfibólios, biotitas) e em duas fases minerais acessórias (titanitas e epidotos), perfazendo um total de 206 análises. As análises foram realizadas no laboratório de microsonda eletrônica da USP (Universidade de São Paulo) pelas pesquisadoras Ignez de Pinho Guimarães, Cícera Neisy de Almeida e Liliana Osako.

Foram coletadas amostras dos seguintes locais: Plúton Aerial: ESP-03A, ESP-08 A e ESP-08 B (centro de Esperança), ESP-17 (Meia Pataca), ESP-18 (Lajedão), Plúton Puxinanã: ESP-01 e ESP-16 (São Sebastião de Lagoa de Roça), ESP-27 (Puxinanã) e ESP-35 (Pedreira BRITEX), Plúton Pocinhos: ESP-33 e ESP-75 (Pocinhos), Plúton Remígio: ESP-25 E (Pedreira do Jenipapo) e Plúton Serrote da Cobra: ESP-100 e ESP-104.

As fórmulas estruturais dos minerais foram calculadas a partir dos programas MINPET (Richard, 1995) e NEWAMPHCALC (Yavuz, 1999).

Os estudos de química mineral permitiram determinar a composição química dos principais minerais que compõem as rochas do Complexo Granítico Esperança, e com isto diferenciar as diversas intrusões constituintes do mesmo sob o ponto de vista químico. Foi possível realizar cálculos de geotermobarometria e estimativas sobre a natureza dos magmas que originaram as distintas intrusões constituintes do Complexo Granítico Esperança.

5.2 BIOTITAS

Foram realizadas 55 análises pontuais em grãos de biotitas pertencentes a 10 amostras das cinco intrusões constituintes do Complexo Granítico Esperança. As fórmulas estruturais foram recalculadas na base de 22 oxigênios, pelo programa MINPET 2.02 (Richard, 1995). Os resultados são mostrados nas **Tabelas 5.1**, ao fim do Capítulo.

Utilizamos o diagrama classificatório para biotitas Al^{IV} versus $Fe/(Fe+Mg)$, e os diagramas discriminantes de suítes magmáticas a partir da química das biotitas propostos por Abdel-Rahman (1994) e Nachit et al. (1985).

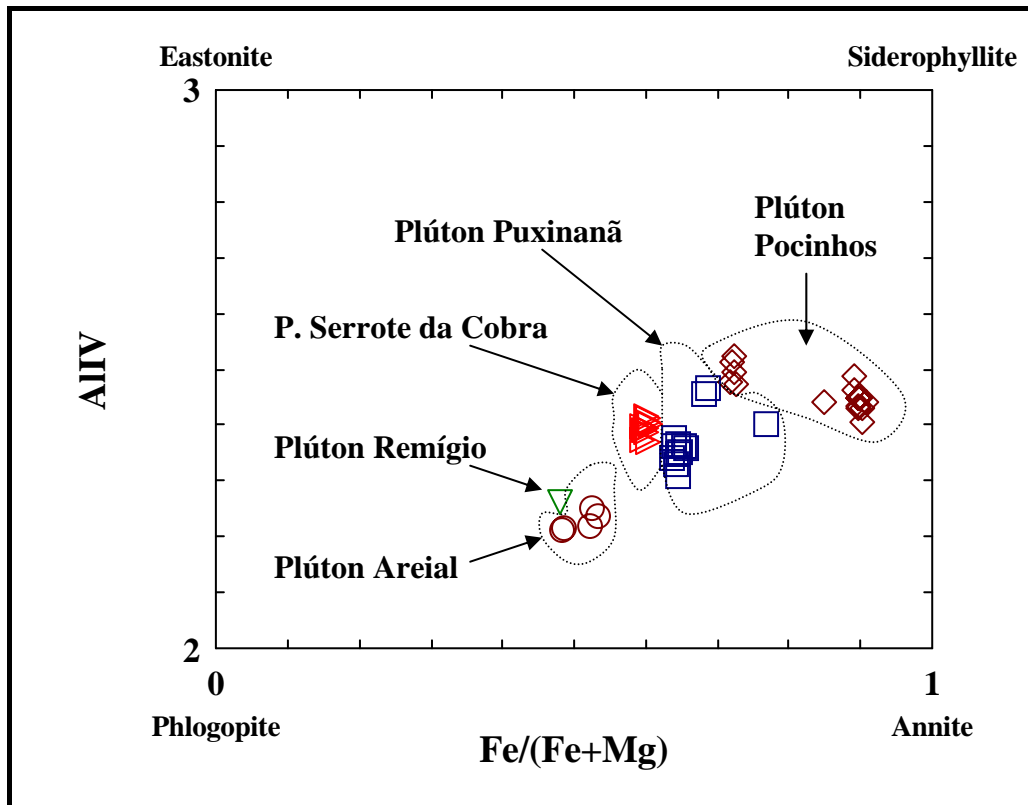


Figura 5.1 Diagrama classificatório Al^{IV} versus $Fe/(Fe+Mg)$ para as biotitas das intrusões constituintes do Complexo Granítico Esperança, PB.

Plúton Areal

○ (ESP- 03A, ESP-08B)

Plúton Remígio

▽ (ESP-25 E)

Plúton Puxinanã

□ (ESP-01, ESP-16, ESP-27, ESP 35)

Plúton Pocinhos

◇ (ESP-33, ESP-75)

Plúton Serrote da Cobra

▷ (ESP-100)

No diagrama Al^{IV} versus $Fe/(Fe+Mg)$ (**Figura 5.1**) as biotitas constituintes dos granitóides representantes do Complexo Granítico Esperança definem quatro campos distintos no gráfico, confirmando a hipótese previamente sugerida em campo e através da análise dos dados petrográficos, de que tais rochas representavam intrusões distintas, caracterizando o Granito Esperança como Complexo Granítico Esperança. No caso específico do Plúton Remígio, infelizmente apenas uma análise de biotita foi realizada, então este dado aqui é insuficiente para caracterizá-lo como um plutão distinto.

Os dados de química mineral das biotitas, ao serem projetados em diagramas discriminantes, apoiaram esta hipótese, conforme se vê pela análise dos diagramas discriminantes para suítes magmáticas de Abdel-Rahman (1994) (**Figuras 5.2, 5.3, 5.4 e 5.5**) e de Nachit et al. (1985) (**Figura 5.6**).

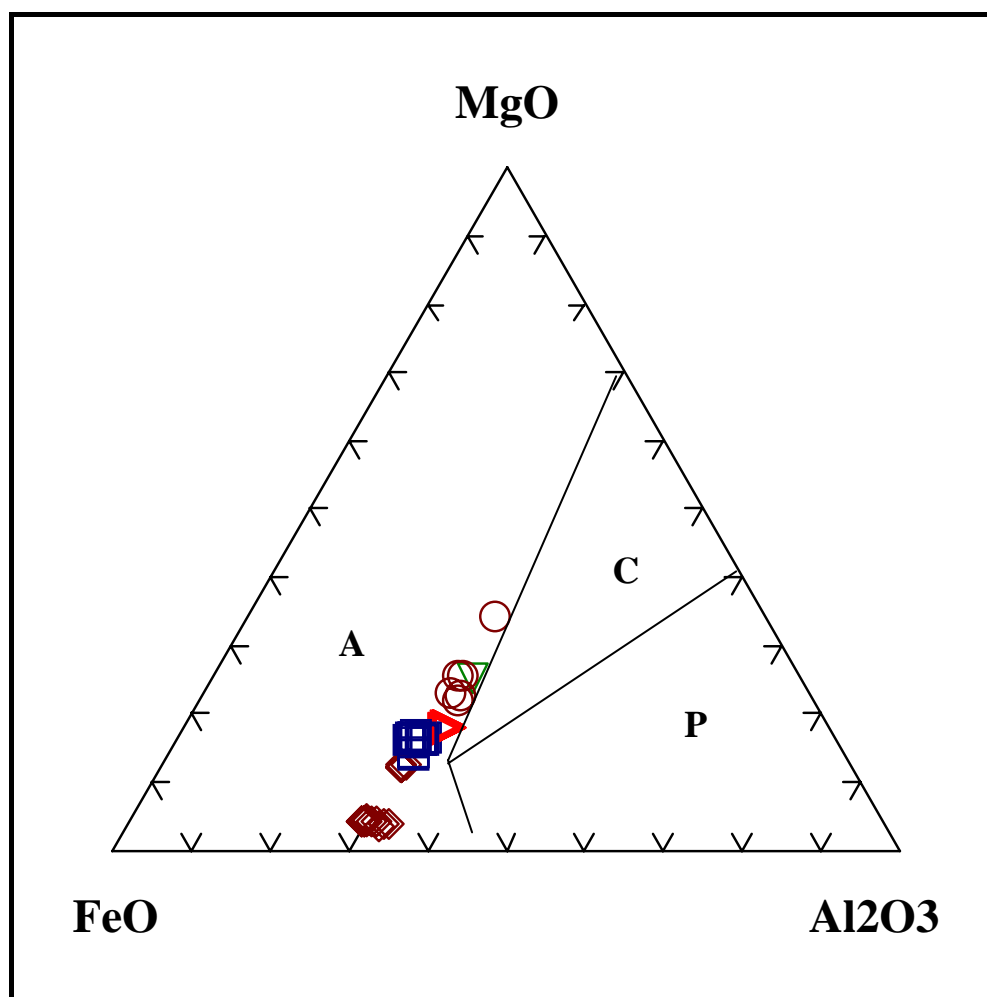


Figura 5.2 Diagrama FeO - MgO - Al₂O₃ (Abdel-Rahman, 1994) para classificação de suítes magmáticas a partir da química das biotitas, para as rochas das intrusões constituintes do Complexo Granítico Esperança, PB.

Simbologia: A: Suíte alcalina. P: Suíte Peraluminosa. C: Suíte cálcio-alcalina.

Plúton Areal

○ (ESP- 03A, ESP-08B)

Plúton Remígio

▽ (ESP-25 E)

Plúton Puxinanã

□ (ESP-01, ESP-16, ESP-27, ESP 35)

Plúton Pocinhos

◇ (ESP-33, ESP-75)

Plúton Serrote da Cobra

▷ (ESP-100)

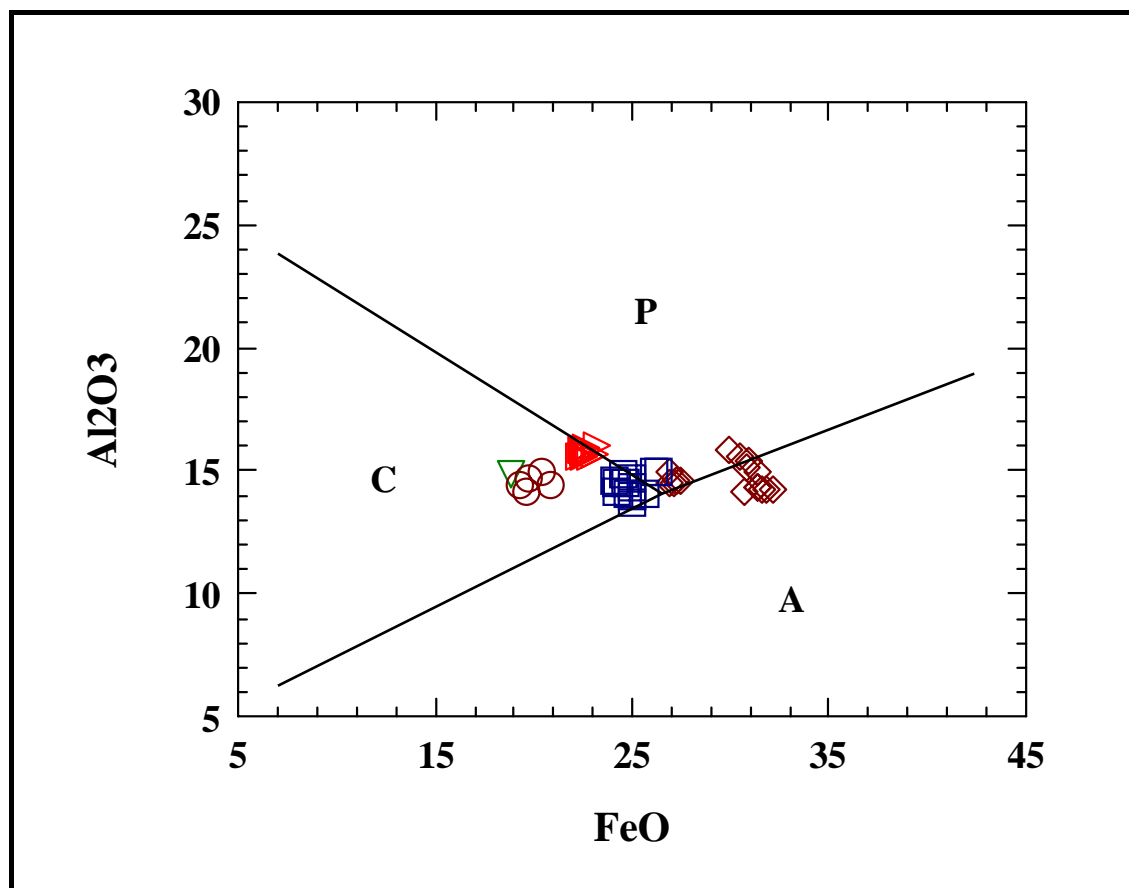


Figura 5.3 Diagrama Al_2O_3 - FeO (Abdel-Rahman, 1994) para classificação de suítes magmáticas a partir da química das biotitas, para as rochas das intrusões constituintes do Complexo Granítico Esperança, PB.

Simbologia: A: Suíte alcalina. P: Suíte Peraluminosa. C: Suíte cálcio-alcalina.

Plúton Areal

○ (ESP- 03A, ESP-08B)

Plúton Remígio

▽ (ESP-25 E)

Plúton Puxinanã

□ (ESP-01, ESP-16, ESP-27, ESP-35)

Plúton Pocinhos

◇ (ESP-33, ESP-75)

Plúton Serrote da Cobra

▷ (ESP-100)

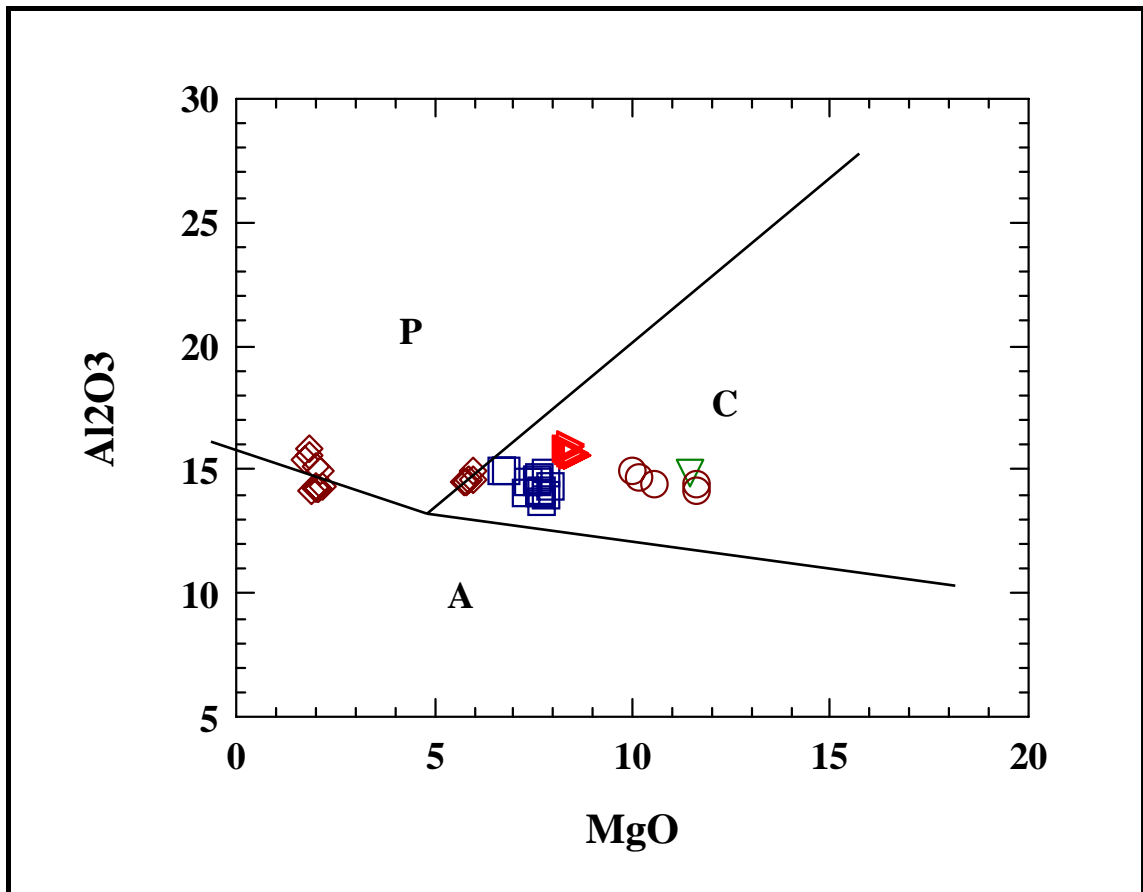


Figura 5.4 Diagrama Al_2O_3 - MgO (Abdel-Rahman, 1994) para classificação de suítes magmáticas a partir da química das biotitas, para as rochas das intrusões constituintes do Complexo Granítico Esperança, PB.

Simbologia: A: Suíte alcalina. P: Suíte Peraluminosa. C: Suíte cálcio-alcalina.

Plúton Areal

○ (ESP- 03A, ESP-08B)

Plúton Remígio

▽ (ESP-25 E)

Plúton Puxinanã

□ (ESP-01, ESP-16, ESP-27, ESP-35)

Plúton Pocinhos

◇ (ESP-33, ESP-75)

Plúton Serrote da Cobra

▷ (ESP-100)

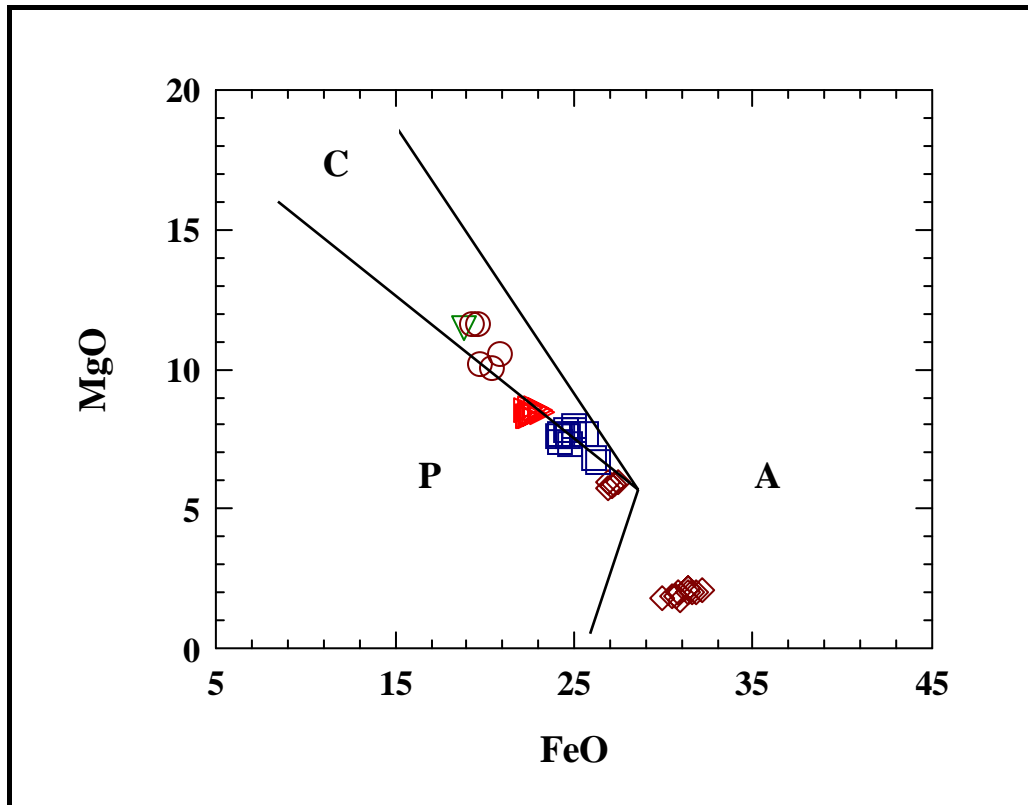


Figura 5.5 Diagrama MgO - FeO (Abdel-Rahman, 1994) para classificação de suítes magmáticas a partir da química das biotitas, para as rochas das intrusões constituintes do Complexo Granítico Esperança, PB.

Simbologia: A: Suíte alcalina. P: Suíte Peraluminosa. C: Suíte cálcio-alcálica.

Plúton Aerial

○ (ESP- 03A, ESP-08B)

Plúton Remígio

▽ (ESP-25 E)

Plúton Puxinanã

□ (ESP-01, ESP-16, ESP-27, ESP-35)

Plúton Pocinhos

◇ (ESP-33, ESP-75)

Plúton Serrote da Cobra

▷ (ESP-100)

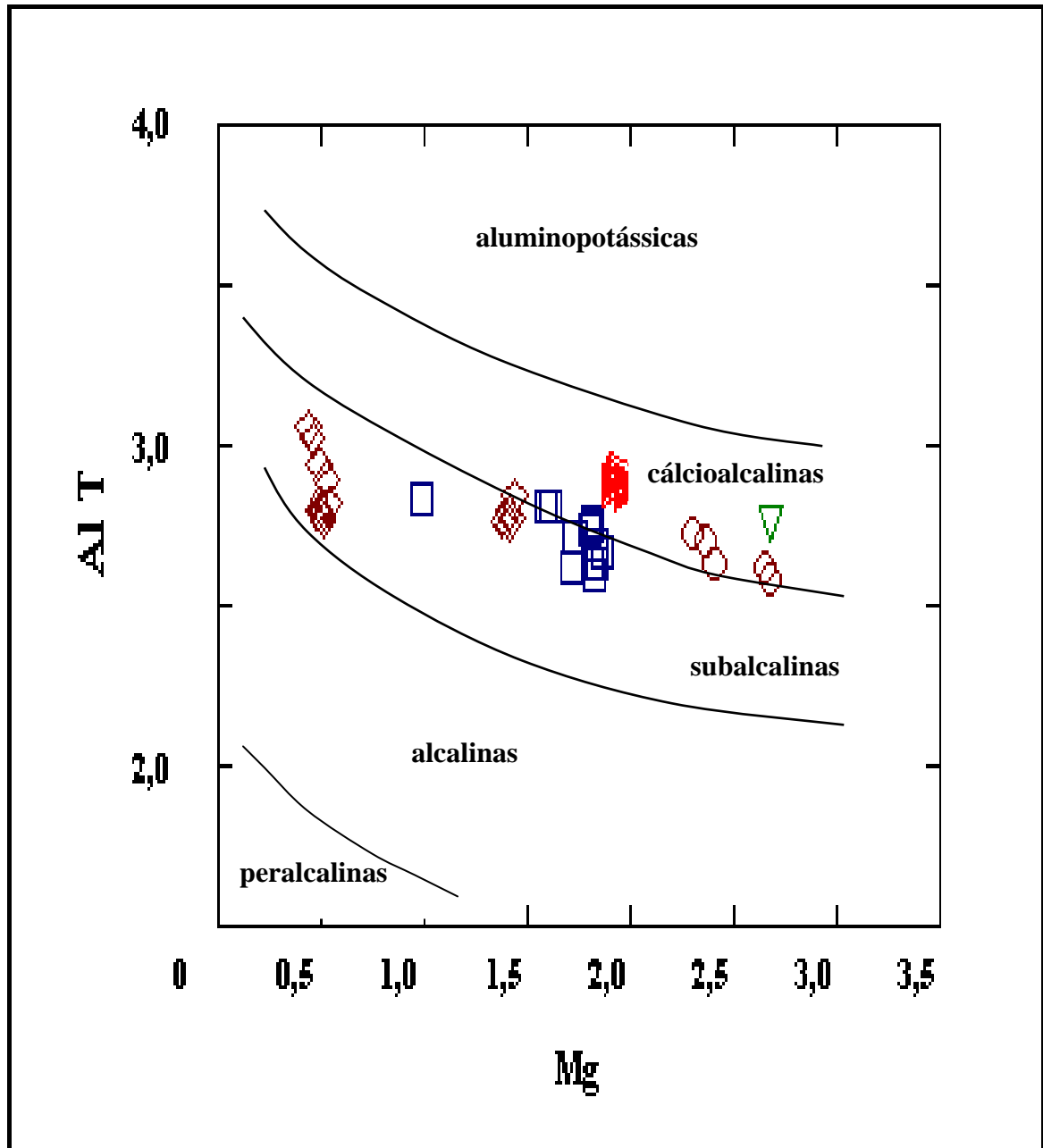


Figura 5.6 Diagrama Al^T -Mg (Nachit et al., 1985) para classificação de suítes magmáticas a partir da química das biotitas, para as rochas das intrusões constituintes do Complexo Granítico Esperança, PB.

Plúton Areal

○ (ESP- 03A, ESP-08B)

Plúton Remígio

▽ (ESP-25 E)

Plúton Puxinanã

□ (ESP-01, ESP-16, ESP 27, ESP 35)

Plúton Pocinhos

◇ (ESP-33, ESP-75)

Plúton Serrote da Cobra

▷ (ESP-100)

As biotitas analisadas mostram valores de $Fe\# = [100Fe/(Fe+Mg)]$ e valores de Al^{IV} e FeO/MgO definindo campos distintos:

Biotitas do Plúton Puxinanã mostram $Fe\#$ variando de 64 a 77, razões FeO/MgO entre 3.14 e 3.93 e valores de Al^{IV} entre 2.3 e 2.4. Biotitas do Plúton Areial mostram $Fe\#$ variando de 48 a 53, razões FeO/MgO entre 1.66 e 2.04 e valores de Al^{IV} entre 2.2 e 2.3. A única biotita analisada do Plúton Remígio mostra valores similares às biotitas do Plúton Areial: $Fe\#$ 48, razão FeO/MgO 1.64 e teor de Al^{IV} 2.2. As biotitas do Plúton Pocinhos são claramente mais enriquecidas em ferro, com dois campos refletindo variações composicionais no plúton: as amostras de borda mostrando $Fe\#$ variando de 72 a 73, razões FeO/MgO entre 4.5 e 4.7 e valores de Al^{IV} entre 2.4 e 2.5; e as amostras mais centrais muito ricas em ferro, mostrando $Fe\#$ variando de 89 a 90, razões FeO/MgO entre 14.6 e 17.8 e valores de Al^{IV} entre 2.4 e 2.5. As biotitas do Plúton Serrote da Cobra mostram valores intermediários entre os dos Plútons Areial e Puxinanã: $Fe\#$ variando de 59 a 60, razões FeO/MgO entre 2.6 e 2.7 e valores de Al^{IV} entre 2.3 e 2.4.

Nos diagramas discriminantes de suítes magmáticas a partir da química das biotitas (Abdel-Rahman, 1994), as biotitas dos Plútons Areial, Puxinanã, Remígio e Serrote da Cobra caem preferencialmente no campo das suítes cálcio-alcálicas, enquanto aquelas do Plúton Pocinhos são claramente distintas: caem as de borda no campo das suítes peraluminosas ou transicional cálcio-alcálica/peraluminosa, enquanto as amostras centrais caem no campo alcálico ou transicional peraluminoso/alcálico (**Figuras 5.2; 5.3; 5.4; 5.5**).

Esta situação está indicando possivelmente cristalização a partir de magmas distintos, ou grau de interação magma/crosta distintos. Outro ponto que também chama a atenção, no caso destas distintas intrusões constituintes do Complexo Granítico Esperança, é que embora a química de suas biotitas as separe em suítes magmáticas distintas, na realidade todas as amostras caem sempre muito próximas à linha limite dos três campos propostos por Abdel-Rahman (com exceção das amostras centrais do Plúton Pocinhos). Isto pode sugerir que processos de mistura de magmas foram envolvidos durante a evolução dos granitóides das diversas intrusões, que embora sejam petrograficamente distintas, aparentam ter sofrido uma homogeneização química.

Uma observação que pode ser feita, quanto ao diagrama $MgO-FeO$ (Abdel-Rahman, 1994), é que o aumento de Fe e Al^{IV} faz-se acompanhar da diminuição de Mg , o que poderia estar relacionado com a diminuição da fugacidade de oxigênio (fO_2) durante a evolução do Complexo Esperança.

No diagrama de $Al^T - Mg$ (Nachit et al., 1985) as biotitas dos plútons Areial, Remígio e Serrote da Cobra caem no campo das séries cálcio-alcalinas; enquanto as biotitas dos plútons Pocinhos e Puxinanã caem no campo das séries subalcalinas.

5.3 FELDSPATOS

Foram analisados 98 pontos em grãos de feldspatos de 12 amostras representativas dos Plútons Areial, Puxinanã, Pocinhos, Remígio e Serrote da Cobra, constituintes do Complexo Granítico Esperança, incluindo borda e núcleo, conforme pode ser visto nas **Tabelas 5.2 e 5.3**, ao fim do Capítulo.

As fórmulas estruturais foram recalculadas na base de 32 oxigênios, pelo programa MINPET 2.02 (Richard, 1995).

5.3.1 K-Feldspatos

Os K-feldspatos constituem megacristais no Plúton Puxinanã com 5-7cm, chegando a atingir 10-12 cm, ocorrendo também na matriz com tamanhos menores (2-3cm), e nas outras intrusões também ocorrem como cristais maiores que a matriz, embora de dimensões reduzidas em relação ao Puxinanã: em geral 2-3cm, sendo que na matriz apresentam tamanhos de 0,5 a 1cm (nos Plútons Serrote da Cobra, Remígio e Areial). Em todos os casos são cristais homogêneos com ligeiro escurecimento nas bordas, e petrograficamente são ortoclásios e microclinas peritíticas (ver Capítulo 4, Seção 4.2: Petrografia). As análises químicas são mostradas nas **Tabelas 5.2** (Plúton Areial e Plúton Puxinanã), ao fim do Capítulo.

Para os K-feldspatos, projetando os dados no Diagrama Ab-An-Or, obtivemos que suas composições caem no campo dos ortoclásios (**Figura 5.7 a**), nas seguintes proporções: nas rochas do Plúton Areial, o monzogranito equigranular a porfírico fino (ESP-03) apresenta apenas 02 (duas) análises, com teores de Or variando de 88.7 a 92.4%; enquanto o granodiorito equigranular fino (ESP-17) é mais enriquecido em potássio, apresentando 06 (seis) análises com teores de Or variando de 92.6 a 96.1%.

Nas rochas do Plúton Puxinanã há apenas 02 (duas) análises de um K-feldspato do sienogranito porfírico grosso (ESP 27), as quais apresentam teores de Or variando entre 90.3 e 92.8 % (**Figura 5.7 b**).

Dos plútons Pocinhos, Remígio e Serrote da Cobra não há K-feldspatos amostrados para química mineral.

A análise dos dados de química mineral mostrou uma leve variação química com enriquecimento em potássio do núcleo para as bordas em todos os K-Feldspatos analisados, embora não chegue a caracterizar zonação (os cristais são relativamente homogêneos). Embora esta apresentação homogênea seja sugestiva de cristalização em equilíbrio, aparentemente os megacristais cristalizaram em estágios precoces da evolução do plúton e não interagiram quimicamente com os outros minerais ou com o líquido em estágios subsequentes (houve interação mecânica), podendo ter havido cristalização fracionada. Este enriquecimento em potássio em direção às bordas é considerado normal em processos de cristalização fracionada.

Os K-feldspatos do Plúton Areial são caracterizados por elevados teores de BaO (variando de 0.938 a 1.303 ppm).

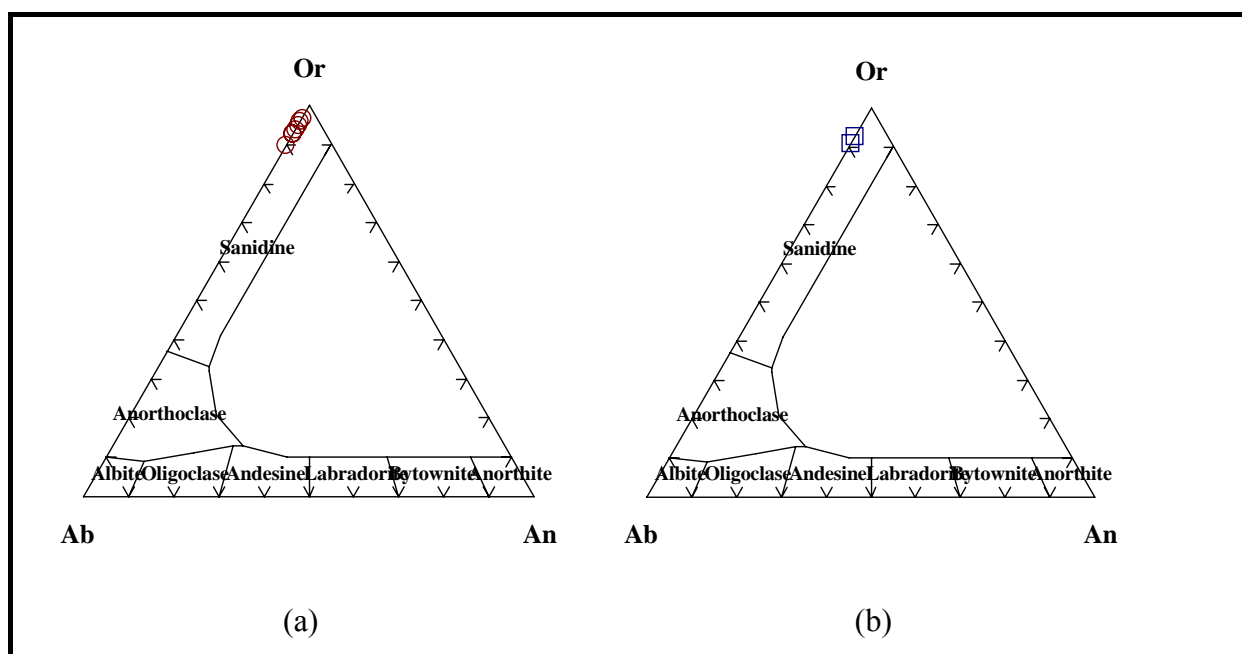


Figura 5.7 Diagrama Ab-An-Or, classificando os K-Feldspatos do Complexo Granítico Esperança, PB: (a) Plúton Areial; (b) Plúton Puxinanã.

5.3.2 Plagioclásios

Para os plagioclásios, projetando-se os dados no Diagrama Ab-An-Or (**Figura 5.8**) obtivemos os seguintes resultados (**Tabelas 5.3**, ao fim do Capítulo).

Nas rochas do Plúton Areial, o fácies monzogranito equigranular a porfirítico fino (ESP 03A) apresenta 02 (duas) análises, caindo no campo dos oligoclásios; o fácies granodiorítico equigranular fino (ESP 17 e ESP 8B) apresenta 08 (oito) análises, caindo todas no campo dos oligoclásios. Os plagioclásios deste plúton apresentam composição pouco

variada do núcleo para as bordas, sugestiva de cristalização em equilíbrio. Por outro lado, as composições dos plagioclásios mostram um relativo espalhamento no campo dos oligoclásios, sugerindo um relativo fracionamento durante a evolução do magma.

No Plúton Remígio, uma amostra de fácies granodiorítico (ESP 25E) apresenta 13 (treze) análises, caindo todas no campo das andesinas, havendo que mencionar uma amostra (1NC/1BD) com núcleo de oligoclásio e borda de andesina, ou seja, mostrando discreta zonação inversa (enriquecimento em anortita), sugestiva de processos de mistura de magma ou pelo menos de desequilíbrio químico; e outra amostra (2NC/2BD) com núcleo de labradorita e borda de andesina, ou seja, zonação normal, sugestiva de processos de cristalização fracionada. Neste plúton ocorre com frequência textura rapakivi e anti-rapakivi "lato sensu" no fácies mais félsico, o qual infelizmente não foi analisado para química mineral.

Nas rochas do Plúton Puxinanã as amostras do fácies monzogranito a sienogranito porfirítico grosso (ESP 01, ESP 27) mostram 14 (catorze) análises que caem todas no campo dos oligoclásios, do mesmo modo que as amostras do fácies granodiorítico fino (ESP 16), com 16 (dezesesseis) análises todas no campo dos oligoclásios. A mesma característica de homogeneidade composicional do núcleo para as bordas (variação muito pequena) também é sugestiva de cristalização em equilíbrio, sendo que neste plúton a coincidência composicional entre os plagioclásios do fácies mais félsico e do fácies mais máfico é sugestiva de que estes magmas teriam se homogeneizado quimicamente (mistura em profundidade).

Nas rochas do Plúton Pocinhos os plagioclásios do fácies sienogranito inequigranular médio a grosso caíram todos no campo dos oligoclásios, sendo que o enriquecimento do núcleo para as bordas no teor de albita presente em todos os plagioclásios analisados caracteriza zonação composicional normal típica de cristalização fracionada, havendo inclusive uma amostra (ESP 75 2-6B/2-5N) cujo núcleo é oligoclásio e a borda é albita.

Nas rochas do Plúton Serrote da Cobra, o fácies tonalito inequigranular porfirítico grosso a médio (ESP 100 e ESP 104) apresenta 12 (doze) análises, caindo todas no campo das andesinas, com uma só amostra caindo no campo dos oligoclásios (ESP 104/ 9B). Há um caso de textura rapakivi (amostra ESP 100/19N ortoclásio /20B andesina), ou seja, núcleo de feldspato alcalino e bordas de plagioclásio, textura sugestiva de mistura de magma.

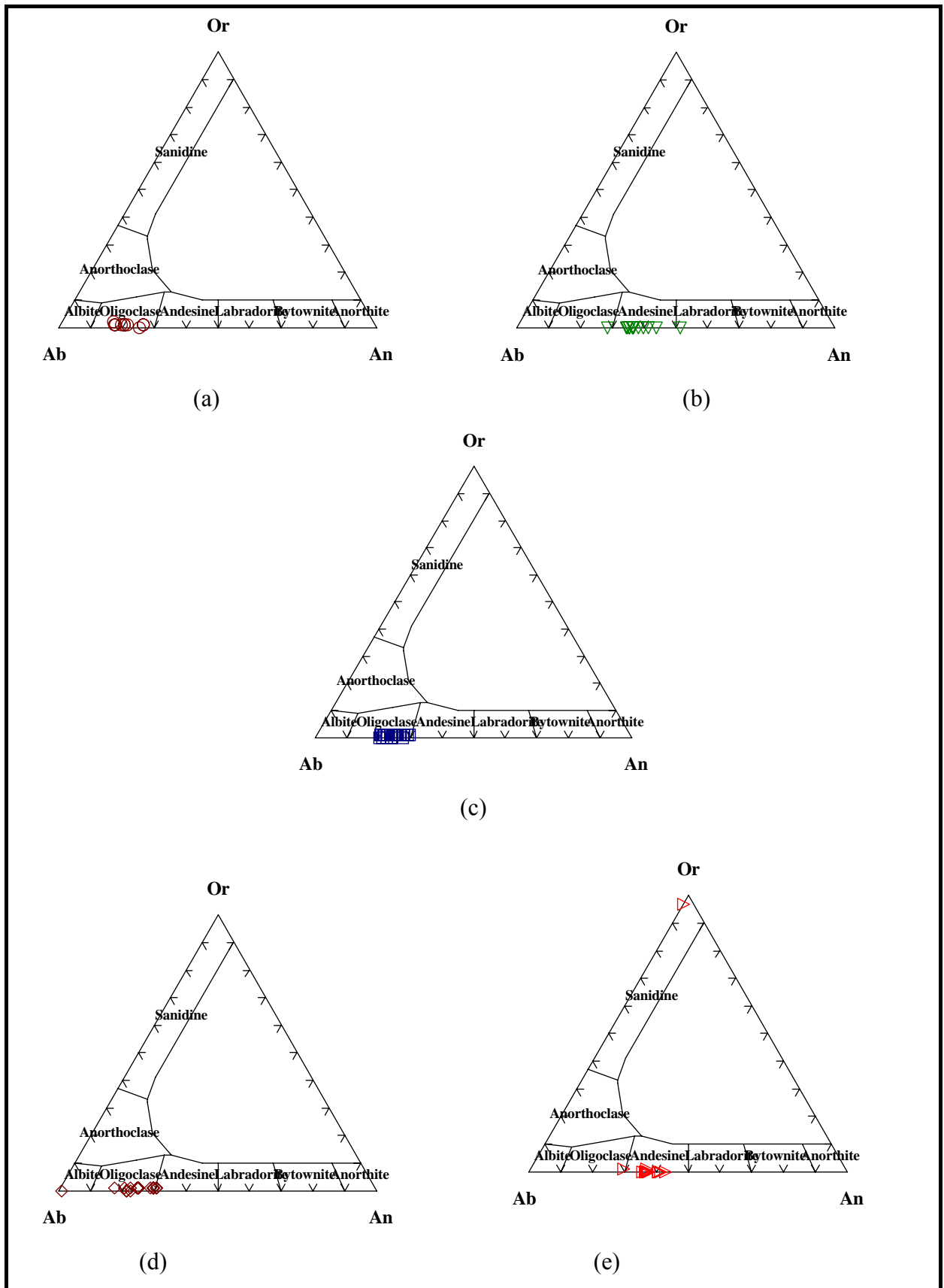


Figura 5.8: Diagrama Ab-An-Or, classificando os plagioclásios do Complexo Granítico Esperança, PB: (a) Plúton Areial (b) Plúton Remígio (c) Plúton Puxinanã (d) Plúton Pocinhos (e) Plúton Serrote da Cobra.

A composição mais rica em anortita dos plagioclásios deste plúton sugere um magma mais máfico que os plútons Areial e Pocinhos, e a pequena variação composicional do núcleo para as bordas dos plagioclásios deste plúton também sugere cristalização em equilíbrio.

5.4 ANFIBÓLIOS

Foram analisados 43 pontos em grãos de anfibólios de 08 amostras provenientes dos Plútons Areial, Remígio, Pocinhos e Puxinanã, constituintes do Complexo Esperança, incluindo borda e núcleo (**Tabelas 5.4**, ao fim do Capítulo): Plúton Areial (fácies granodiorito, 13 análises), Plúton Remígio (fácies granodiorito, 08 análises), Plúton Puxinanã (fácies monzogranito 09 análises, fácies granodiorito 05 análises e fácies sienogranito 03 análises) e Plúton Pocinhos (fácies sienogranito 05 análises).

Do Plúton Serrote da Cobra não há anfibólios amostrados.

As fórmulas estruturais foram recalculadas na base de 23 oxigênios, utilizando o programa NEWAMPHCALC (Fuat Yavuz, 1999), com diagramas classificatórios de anfibólios segundo Leake et al. (1997).

Ao projetarmos os dados obtidos nos Diagramas de Leake (1997) para classificação dos anfibólios verificamos os seguintes resultados (**Figuras 5.9, 5.10, 5.11, 5.12, 5.13, 5.14, 5.15, 5.16 e 5.17**):

No Plúton Areial os anfibólios do fácies granodiorito caem todos no campo dos anfibólios cálcicos (**Figura 5.9**), e as amostras mostram composições diversificadas: a maioria no campo das edenitas e ferro-edenitas, uma só no limite das ferro-edenitas com as ferro-pargasitas (**Figura 5.10**), sendo que há um grupo de anfibólios possivelmente atestando processos de retrometamorfismo, projetando-se no campo das actinolitas, magnésio-hornblendas e ferro-hornblendas (**Figura 5.11**).

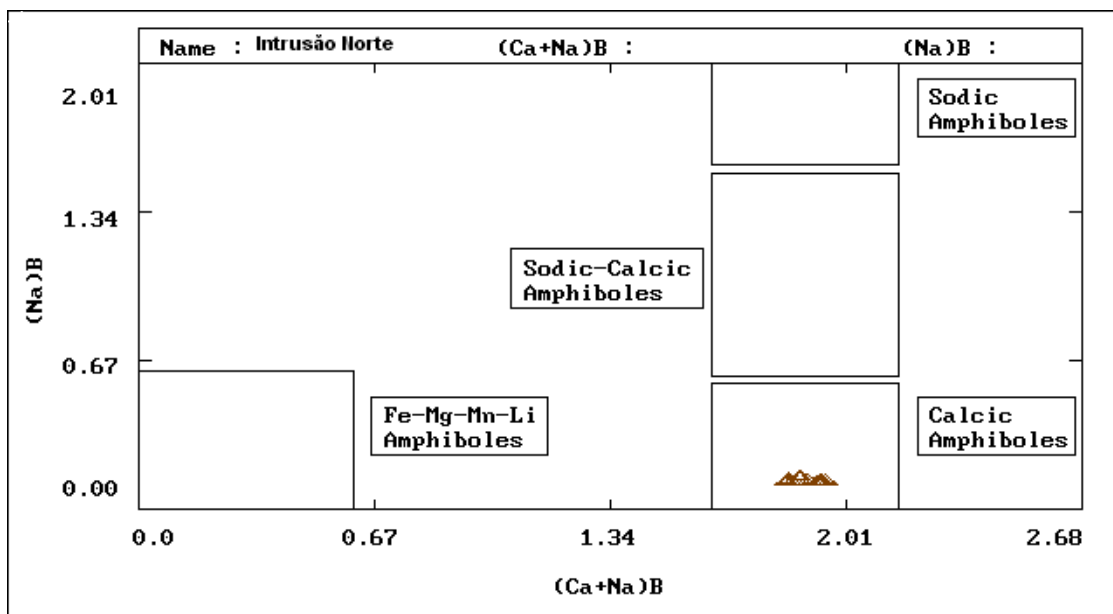


Figura 5.9 Diagrama classificatório para os quatro grupos primários de anfibólios (cálcicos, sódicos, cálcio-sódicos e portadores de Fe-Mg-Mn-Li) para os anfibólios do Plúton Areial do Complexo Granítico Esperança, PB.

Simbologia: \triangle Plúton Areial (Fonte: Leake, 1997).

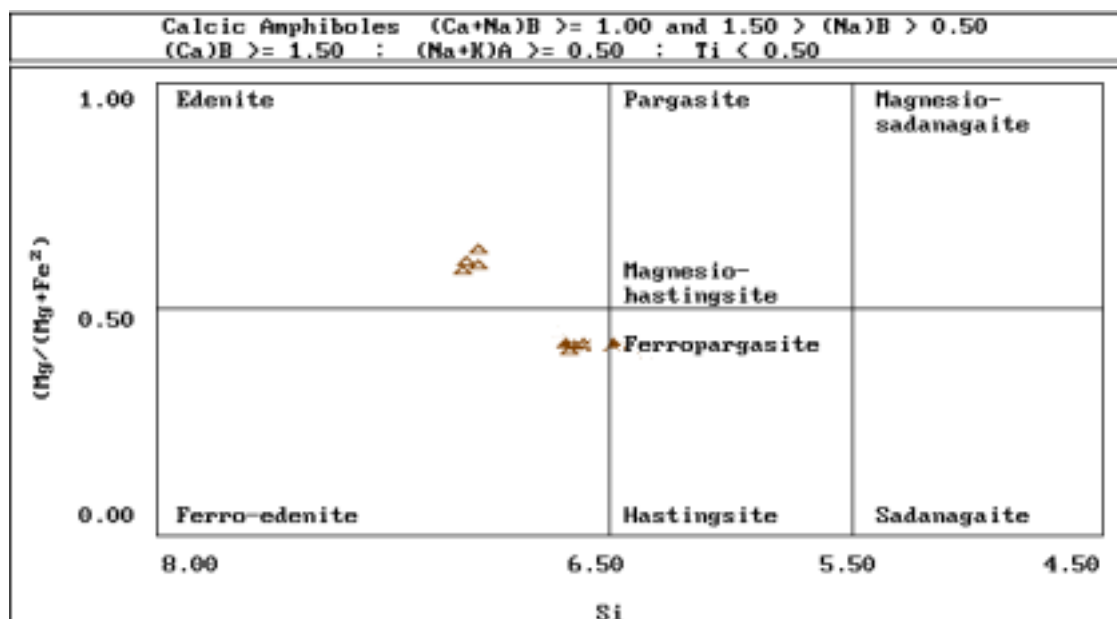


Figura 5.10 Diagrama classificatório para anfibólios cálcicos, para os anfibólios do Plúton Areial do Complexo Granítico Esperança, PB. **Simbologia:** \triangle Plúton Areial (Fonte: Leake, 1997).

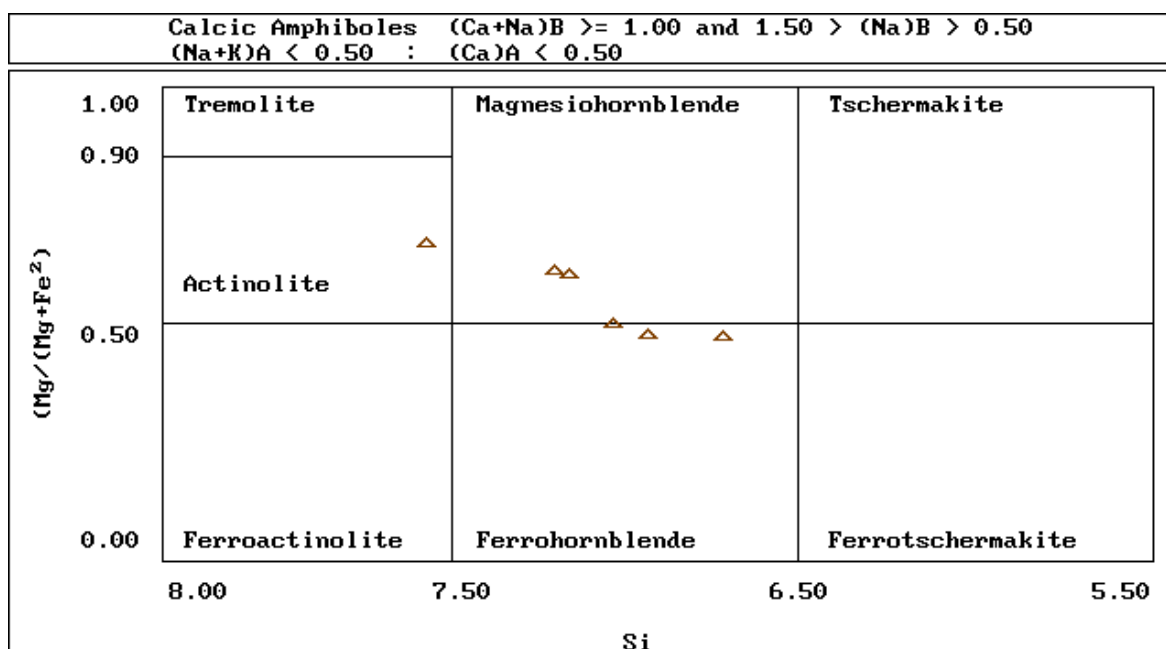


Figura 5.11 Diagrama classificatório para anfibólios cálcicos, para os anfibólios do Plúton Areal do Complexo Granítico Esperança, PB. **Simbologia:** \triangle Plúton Areal (Fonte: Leake, 1997).

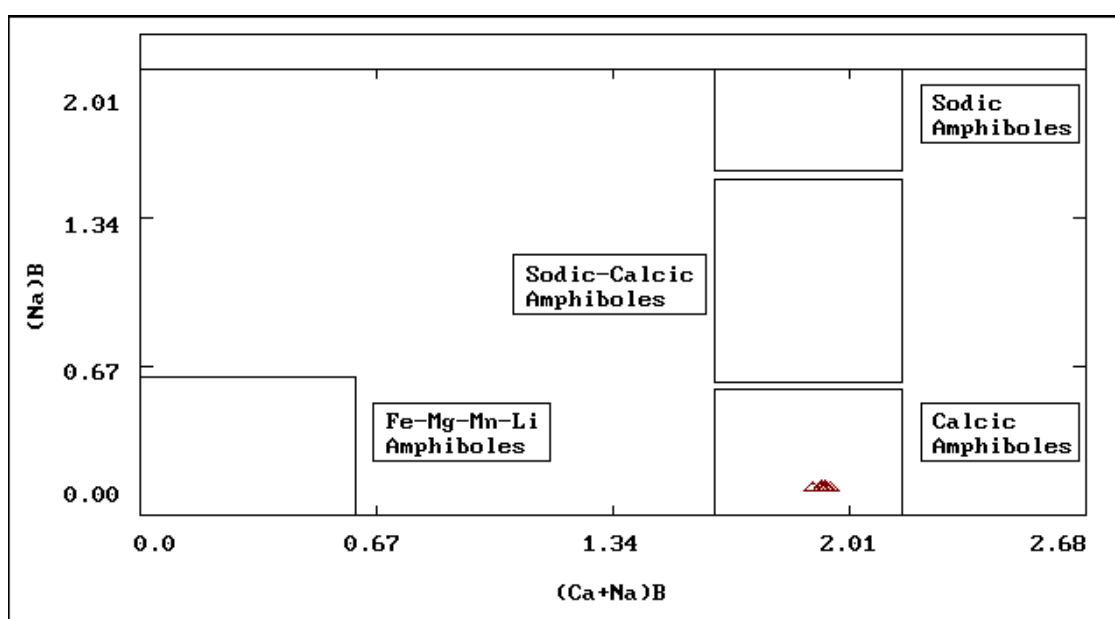


Figura 5.12 Diagrama classificatório para os quatro grupos primários de anfibólios (cálcicos, sódicos, cálcio-sódicos e portadores de Fe-Mg-Mn-Li) para os anfibólios do Plúton Remígio do Complexo Granítico Esperança, PB.

Simbologia: \triangle Plúton Remígio (Fonte: Leake, 1997).

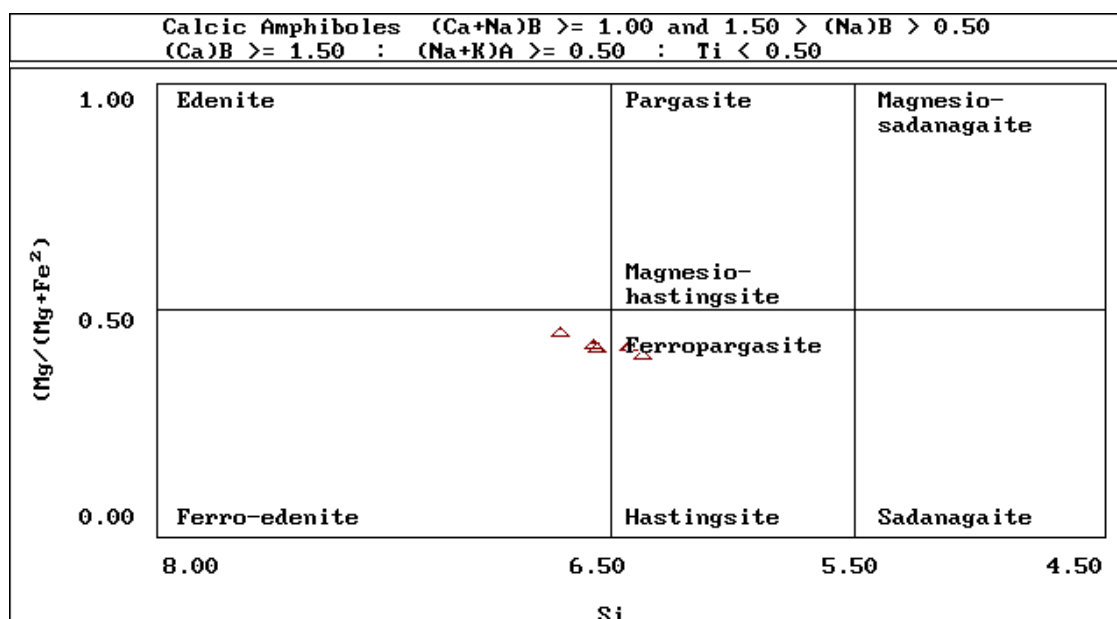


Figura 5.13 Diagrama classificatório para anfibólios cálcicos, para os anfibólios do Plúton Remígio do Complexo Granítico Esperança, PB. **Simbologia:** \triangle Plúton Remígio (Fonte: Leake, 1997).

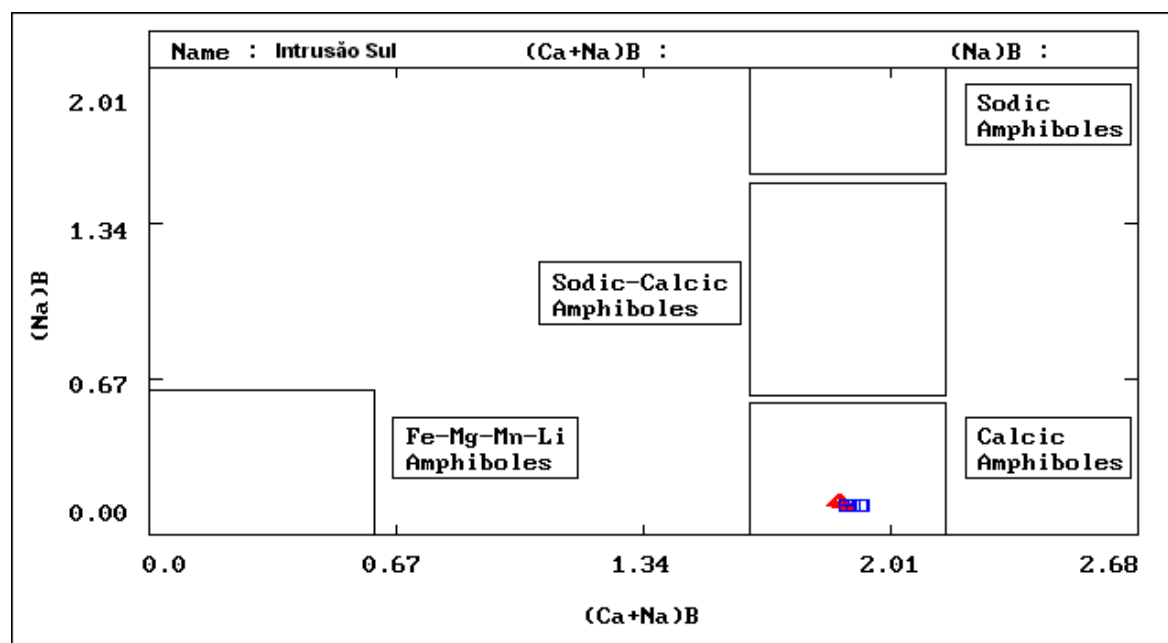


Figura 5.14 Diagrama classificatório para os quatro grupos primários de anfibólios (cálcicos, sódicos, cálcio-sódicos e portadores de Fe-Mg-Mn-Li) para os anfibólios do Plúton Puxinanã do Complexo Granítico Esperança, PB. **Simbologia:** \square fácies monzogranito do Plúton Puxinanã, \triangle fácies granodiorito do Plúton Puxinanã (Fonte: Leake, 1997).

No Plúton Remígio os anfibólios dos granodioritos amostrados são igualmente cálcicos (**Figura 5.12**), e composicionalmente caem no campo das ferro-edenitas e ferro-pargasitas (**Figura 5.13**).

No Plúton Puxinanã os anfíbólios de todos os fácies são cálcicos (**Figura 5.14**), e todos mostram composição ferro-edenita (**Figura 5.15**).

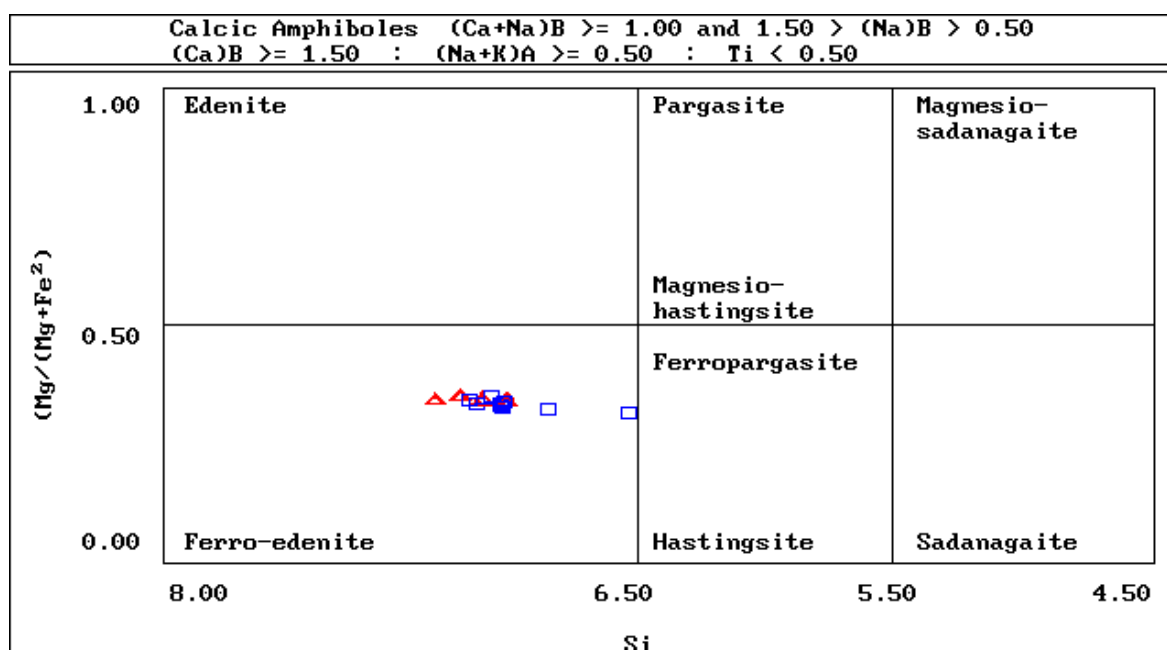


Figura 5.15 Diagrama classificatório para anfíbólios cálcicos, para os anfíbólios do Plúton Puxinanã do Complexo Granítico Esperança, PB. **Simbologia:** □ fácies monzogranito do Plúton Puxinanã, △ fácies granodiorito do Plúton Puxinanã (Fonte: Leake, 1997).

No Plúton Pocinhos os anfíbólios do fácies sienogranito igualmente caem todos no campo dos anfíbólios cálcicos (**Figura 5.16**), e todos mostram composição ferro-edenitas (**Figura 5.17**).

Segundo Leake et al. (1997), o grupo dos anfíbólios cálcicos pode ser definido como os anfíbólios monoclinicos cujos teores de $(Ca+Na)$ no sítio B são maiores ou iguais a 1.00, sendo que os teores apenas do Na no sítio B são menores que 0.50 e apenas do Ca no sítio B usualmente (mas não sempre) são maiores que 1.50. Conforme pode ser verificado nas **Tabelas 5.4**, ao fim do Capítulo, é exatamente este o caso dos anfíbólios do Complexo Granítico Esperança.

Similarmente às biotitas, as razões $Fe\# = [(100 \times Fe)/(Fe+Mg)]$ dividem os anfíbólios do Complexo Esperança em três campos distintos: entre 31 e 60 (Aerial) e entre 52 e 64 (Remígio); entre 67 e 74 (Puxinanã) e entre 91 e 92 (Pocinhos); sugerindo cristalização sob diferentes condições de fugacidade de oxigênio. O mesmo visível enriquecimento em ferro verificado nas biotitas do Plúton Pocinhos se confirma nos anfíbólios.

No caso do Plúton Serrote da Cobra faltaram análises de química mineral de anfíbólios para estimar este parâmetro.

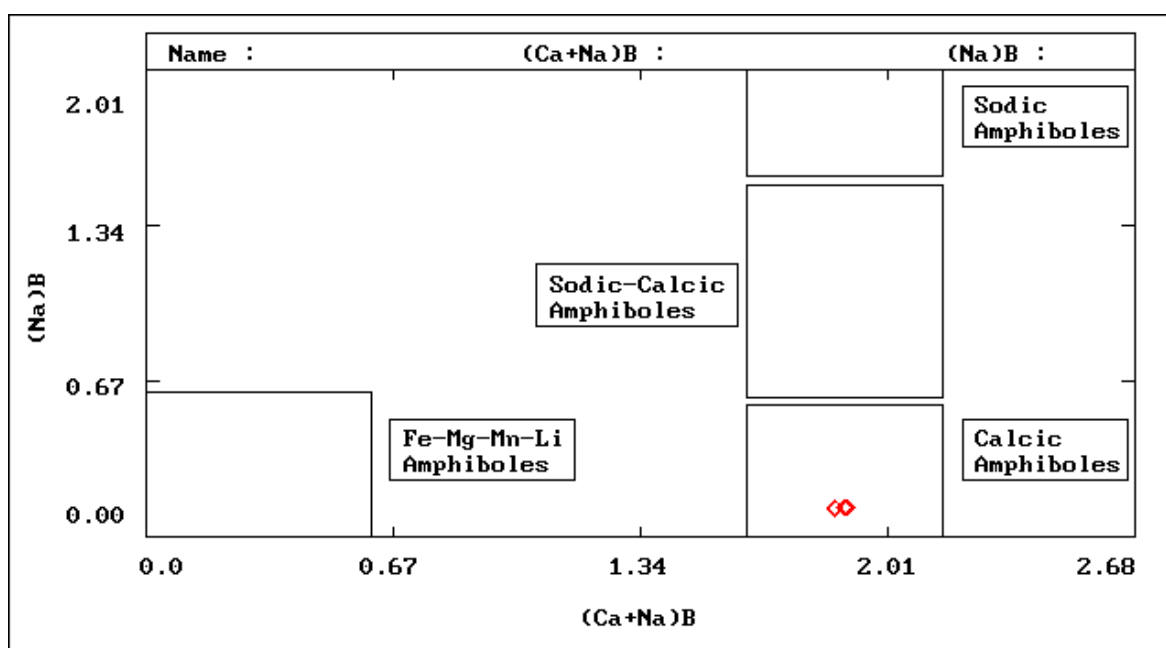


Figura 5.16 Diagrama classificatório para os quatro grupos primários de anfibólios (cálcicos, sódicos, cálcio-sódicos e portadores de Fe-Mg-Mn-Li) para os anfibólios do Plúton Pocinhos do Complexo Granítico Esperança, PB. **Simbologia:** \diamond Plúton Pocinhos (Fonte: Leake, 1997).

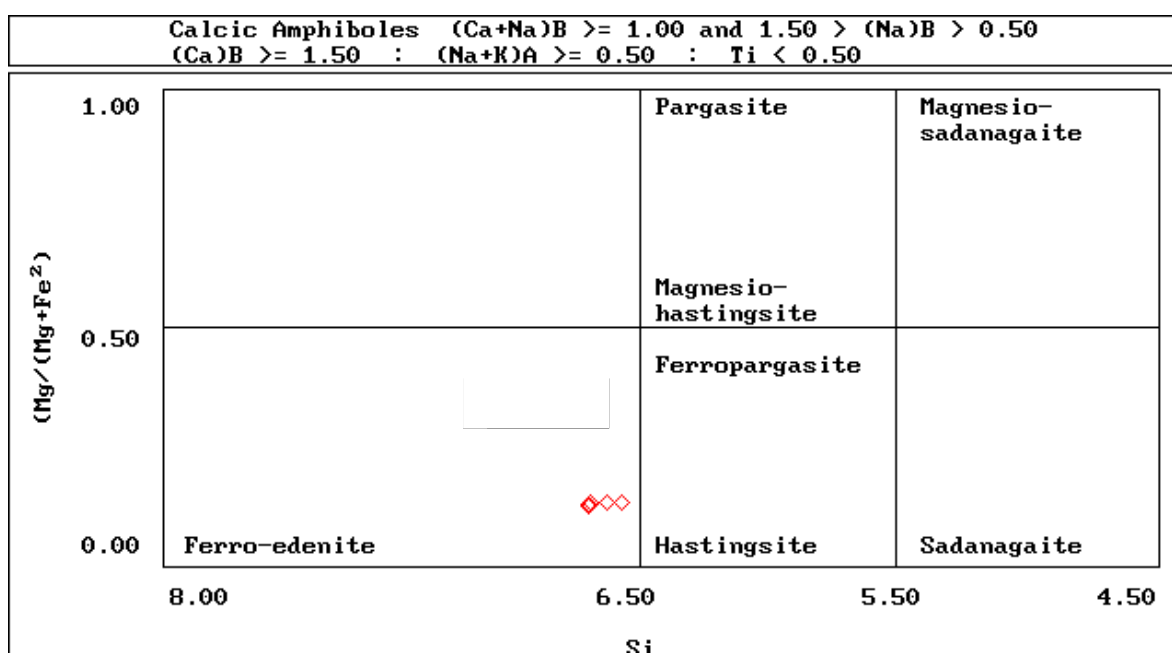


Figura 5.17 Diagrama classificatório para anfibólios cálcicos, para os anfibólios do Plúton Pocinhos do Complexo Granítico Esperança, PB. **Simbologia:** \diamond Plúton Pocinhos (Fonte: Leake, 1997).

5.5 EPIDOTOS

Foram realizadas duas análises de epidoto (borda e núcleo), em uma amostra do fácies granodiorito do Plúton Areial (ESP-08 B) e cinco análises de epidoto (borda e núcleo) em uma amostra do Plúton Serrote da Cobra (ESP-100), tonalítica. As fórmulas estruturais foram recalculadas para 13 oxigênios, pelo Programa MINPET 2.02 (Richard, 1995). Os resultados são mostrados nas **Tabelas 5.5**, ao fim do Capítulo.

O epidoto mostra evidências de ser primário: cristais euédricos, zonados, apresentando núcleo de allanita (Fotomicrografia **11**, Capítulo **4**). O teor da molécula de pistacita, calculado pela fórmula $Ps = Fe^{+3}/(Fe^{+3} + Al)$, varia entre 0.28 (borda) e 0.31 (núcleo) para o epidoto do granodiorito analisado do Plúton Areial, e entre 0.24 (borda) e 0.25 (núcleo) para os epidotos do tonalito analisado do Plúton Serrote da Cobra.

O estudo do epidoto magmático é referido na literatura como um bom indicador das condições de cristalização e transporte de magmas graníticos (Liou, 1973; Naney, 1983; Zen & Hammarstrom, 1984; Schmidt & Thompson, 1996; Brandon et al., 1996; Sial et al., 1999).

A utilização do epidoto magmático como geobarômetro, e conseqüentemente indicador da profundidade de cristalização de um plúton, está relacionada com uma propriedade química deste mineral: os epidotos em geral cristalizam a altas pressões (> 8 Kbar), e à medida que o plúton ascende e diminuem as condições de pressão e temperatura, os teores da molécula de pistacita [$Ps = 100X (Fe^{+3}/Fe^{+3} + Al)$] aumentam tornando-se cada vez mais ricos em Fe^{+3} (experimentos de Schmidt & Thompson, 1996). Sial et al. (1999) comparando plútons graníticos portadores de epidoto magmático na Província Borborema, observou que aqueles com teor da molécula de pistacita (multiplicado por 100) entre 20 e 24 moles % cristalizaram a pressões ≥ 5 Kbar (atingindo até 8 Kbar, mas preferencialmente no intervalo de 5 a 6 Kbar). Outros plútons com teor de pistacita entre 27 e 29 moles % (ex. São Rafael e Prado) cristalizaram a pressões menores (entre 3,5 e 4,5 Kbar). Embora os autores do citado trabalho tenham tentado estabelecer uma correlação entre o teor de pistacita e a profundidade do alojamento, os resultados não foram tão exatos como nos experimentos de Schmidt & Thompson (1996), havendo plútons com teor de pistacita variando entre 19 e 28 moles % cristalizando-se entre 5 e 6,5 Kbar (Palmeira e Teixeira no TAP, Coronel João Sá e Glória Norte no Terreno Macururé).

No caso dos epidotos dos granitóides do Complexo Esperança, os conteúdos de pistacita em torno de 28 e 31 moles % para o Plúton Areial está compatível com pressões de cristalização em torno de 5 a 6 Kbar conforme estimado pelos geobarômetros de Hammarstrom & Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Schmidt, 1994 e Johnson & Rutherford,

1989 (**Tabela 5.7**). O teor de pistacita entre 24 e 25 moles % para o Plúton Serrote da Cobra, discrepa ligeiramente desta interpretação e sugere uma profundidade de cristalização para este plúton maior que a do Plúton Areial.

Outra importante utilização do epidoto magmático é na estimativa das condições de fugacidade de oxigênio do magma, uma vez que os experimentos de Liou (1973) determinaram o campo de estabilidade do epidoto magmático entre os tampões QFM e HM, ou seja, em relativamente elevadas condições de fugacidade de oxigênio. Outros experimentos (Schmidt & Thompson, 1996) mostraram que, embora epidoto cristalize em geral sob altas pressões (~8 Kbar), pode cristalizar sob baixas pressões (até um pouco acima de 2 Kbar, conforme Tulloch, 1986) desde que as condições de fugacidade de oxigênio sejam elevadas.

Foram realizadas estimativas para a fugacidade de oxigênio baseadas na equação proposta por Wones (1989) para a reação de equilíbrio: hedenbergita + ilmenita + oxigênio \leftrightarrow titanita + magnetita + quartzo; a qual permite distinguir o grau de oxidação de magmas graníticos: $\log f_{O_2} = -30930/T + 14,98 + 0,142(P-1)/T$; onde T está expresso em °K e P em bars. Todavia, a ausência de hedenbergita na assembléia de todos os plútons do CGE impede a utilização deste recurso.

5.6 TITANITAS

Foram analisados três pontos de um cristal de titanita de uma amostra do fácies granodiorito (ESP-25E) do Plúton Remígio. As fórmulas estruturais foram recalculadas para 20 oxigênios, pelo Programa MINPET 2.02 (Richard, 1995). Os resultados são mostrados na **Tabela 5.6**, ao fim do Capítulo.

A titanita é euédrica a subédrica, de origem magmática, com as bordas corroídas e fragmentadas refletindo processos de mistura de magma, nas amostras granodioríticas (Fotomicrografias **09** e **10**, Capítulo **4**). Sua cor é marrom e apresenta inclusões de opacos e apatita.

Titanita é um mineral acessório bastante comum em rochas ígneas devido a seu amplo campo de estabilidade. Em granitóides tipo Itaporanga (suítes monzograníticas porfíricas de textura grossa com biotita \pm anfibólio) é o acessório mais abundante e isto se confirma para o Complexo Esperança. Foi observado em trabalhos experimentais (Enami et al., 1993) uma correlação positiva entre o teor de Al em titanitas e a pressão, sendo esta hipótese testada em alguns granitóides da Borborema por Galindo et al. (2000), com resultados concordantes com aqueles fornecidos pelo geobarômetro de Schmidt (1992), nos granitóides de Caraúbas-Patú,

Acari e Monte das Gameleiras (com teores médios de Al_2O_3 nas titanitas respectivamente de 2,61%, 1,74% e 1,50% e pressões calculadas respectivamente 7,0, 6,0 e 5,0 Kbar).

Estes granitóides são similares ao Complexo Esperança (metaluminosos de afinidade sub-alcalina), vide **Figura 5.6** (diagrama de Nachit et al., 1985).

Todavia, dispomos aqui apenas de três análises de titanitas de um granodiorito de um dos plútons (Plúton Remígio) e não da hospedeira, e esta amostra no diagrama de Nachit et al. (1985) caiu no campo das suítes de afinidade cálcio-alcalina granodiorítica, não permitindo portanto maiores estimativas exceto quanto ao teor médio de Al_2O_3 em torno de 2,3 a 3,8%, o qual sugere origem primária para estas titanitas (titanitas secundárias apresentam teores de Al_2O_3 acima de 6,0%, segundo Tuloch et al., 1979).

5.7 GEOTERMOBAROMETRIA

O estudo da química mineral das biotitas sugere que as rochas dos Plútons Areal, Remígio, Puxinanã e Serrote da Cobra constituintes do Complexo Esperança estão inseridas no campo das suítes cálcio-alcálinas, enquanto as rochas do Plúton Pocinhos estão inseridas no campo das suítes alcalinas. Na literatura existem vários geobarômetros que utilizam os teores de Al na hornblenda para rochas cálcio-alcálinas (Zen & Hammarstrom, 1984; Hammarstrom & Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Schmidt, 1994).

O geobarômetro de Zen & Hammarstrom (1984, 1986) é calculado a partir da fórmula $P (\pm 3 \text{ Kbar}) = - 3.92 + 5.03 \text{ Al}_T$, $r^2 = 0.97$ e foi calibrado para rochas de cinco plútons cálcio-alcálinos com composições variando de granodiorítica a tonalítica; a condição para a aplicação desta equação seria a presença de uma assembléia mineral tampão composta por quartzo, plagioclásio (oligoclásio-andesina), hornblenda, biotita, titanita, magnetita (ou ilmenita) \pm epidoto.

O geobarômetro de Hollister et al. (1987) foi calibrado para rochas cálcio-alcálinas do Complexo Central de British, Colúmbia e é calculado pela equação $P (\pm 1 \text{ Kbar}) = - 4.76 + 5.64 \text{ Al}_T$, $r^2 = 0.99$. Embora equivalente ao geobarômetro anterior, apresenta a vantagem de reduzir o erro de 3 para 1 Kbar.

O geobarômetro de Schmidt (1994) reduziu ainda mais o erro (de 1 para 0.6 Kbar) e é expresso pela equação $P (\pm 0.6 \text{ Kbar}) = - 3.01 + 4.76 \text{ Al}_T$, $r^2 = 0.99$, além de ter ampliado o intervalo de pressões calculadas para 2.5 a 13.0 Kbar (enquanto as calibrações anteriores chegavam apenas a 8.0 Kbar), tendo sido calibrado para rochas de composição tonalítica e em condições saturadas em água.

Anderson & Smith (1995) recomendam que somente anfibólitos com razões $Fe_T / (Fe_T + Mg)$ dentro do intervalo 0.45-0.65 sejam utilizados para a geobarometria baseada no teor de Al nas hornblendas.

No caso do Complexo Esperança, para o Plúton Areial essas razões estão no intervalo 0.31-0.60, para o Plúton Remígio 0.52-0.64, para o Plúton Pocinhos 0.91-0.92, para o Plúton Puxinanã essas razões estão no intervalo 0.67-0.74. Os teores de $Fe_T / (Fe_T + Mg)$ dos anfibólitos dos plútons Pocinhos e Puxinanã estão fora do intervalo recomendado por Anderson & Smith (1995), portanto não pode ser utilizada a geobarometria para estes plútons. Vide **Tabelas 5.4**, ao fim do Capítulo.

No caso do Plúton Areial, algumas amostras (ESP-8B, granodiorito) estão dentro do limite recomendado (0.58-0.60) e serão utilizados para cálculos geobarométricos, sendo que escolhemos apenas as análises de borda dos anfibólitos, mais representativas do equilíbrio químico do anfibólito com o líquido.

No caso do Plúton Serrote da Cobra faltam análises de química mineral de anfibólitos, portanto não pode ser utilizada a geobarometria para este plúton.

As pressões foram então calculadas pelos métodos de Hammarstrom & Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Schmidt, 1994 e Johnson & Rutherford 1989, utilizando-se recursos do programa NEWAMPHCALC (Yavuz, 1999). Os resultados podem ser vistos na **Tabela 5.7**.

A geotermometria foi calculada utilizando o equilíbrio térmico entre o par anfibólito cálcico-plagioclásio (Holland & Blundy, 1994), o qual é baseado nas substituições que ocorrem envolvendo o Al na estrutura dos anfibólitos, regidas pela troca do vetor (Na, K) com o Al^{IV} , e pode ser utilizada tanto por rochas contendo quartzo (através da reação edenita + quartzo = tremolita + albita) quanto para rochas que não contém quartzo (através da reação edenita + albita = richterita + anortita).

Em ambos casos pode ser utilizada para estimar temperaturas entre 400 e 1000° C dentro do intervalo de pressão entre 1 e 15 Kbar.

Dos vários métodos apresentados, preferimos utilizar os valores fornecidos pelo geobarômetro de Schmidt (1994), por apresentar o menor erro. Os resultados geotermobarométricos, utilizando os teores de Al na hornblenda para rochas cálcio-alcálicas (Schmidt, 1994) e geotermometria usando o par anfibólito cálcico-plagioclásio (Holland & Blundy, 1994) forneceram valores de P entre 5.6 e 6.0 Kb e de T entre 774 e 780° C.

Tabela 5.7 Estimativas geotermobarométricas para os granodioritos do Plúton Areal do Complexo Granítico Esperança, PB.

HAMMARSTROM & ZEN (1986)	T°C	P Kbar
ESP 8B BD/DII	787,0	5,18
ESP 8B BD/A	782,1	5,49
ESP 08 B 1BD/B	779,8	5,64
HOLLISTER ET AL. (1987)	T°C	P Kbar
ESP 8B BD/DII	782,8	5,44
ESP 8B BD/A	777,4	5,79
ESP 08 B 1BD/B	774,7	5,96
SCHMIDT (1994)	T°C	P Kbar
ESP 8B BD/DII	780,3	5,60
ESP 8B BD/A	775,7	5,89
ESP 08 B 1BD/B	773,5	6,06
JOHNSON & RUTHERFORD (1989)	T°C	P Kbar
ESP 8B BD/DII	802,5	4,19
ESP 8B BD/A	798,5	4,45
ESP 08 B 1BD/B	796,5	4,58

5.8 GEOTERMOMETRIA PELO MÉTODO DOS TEORES DE Zr EM ROCHA TOTAL

Há um geotermômetro proposto por Watson (1987), a partir do teor de Zr em rocha total, para rochas graníticas, que estima a temperatura em que o magma torna-se saturado neste elemento, fornecendo uma estimativa para a temperatura do *liquidus* do sistema. Esta temperatura marca o início da cristalização do plúton, e juntamente com as estimativas de pressão e fugacidade de oxigênio, permite estimar a profundidade em que o plúton cristalizou.

A fórmula utilizada é: $T(^{\circ}C) = -273 + [12900 / (17.18 - \ln Zr)]$.

A **Tabela 5.8** mostra o resultado das temperaturas calculadas por este método, as quais caíram no intervalo de 785,07 a 854,72°C para as rochas do Plúton Areal; 811,85 a 884,78°C para as rochas do Plúton Puxinanã; 804,60 a 876,32°C para as rochas do Plúton Remígio; 845,72 a 862,77°C para as rochas do Plúton Pocinhos e 799,87 a 891,29°C para as rochas do Plúton Serrote da Cobra. A geotermometria segundo este método, portanto,

forneceu para as rochas do Complexo Granítico Esperança temperaturas de cristalização dentro do intervalo entre 800 e 890°C.

Tabela 5.8 Estimativas geotermobarométricas para os Plútons Puxinanã, Pocinhos, Areal e Remígio do Complexo Granítico Esperança (PB), utilizando o Método dos teores de Zr em rocha total (Watson, 1987).

	FÁCIES	Zr (ppm)	T (°C)
PLÚTON PUXINANÃ			
ESP 01	Monzogranito	257,0	836,10
ESP 16	Granodiorito	212,2	818,19
ESP 27	Sienogranito	302,3	851,77
ESP 28	Monzogranito	198,2	811,85
ESP 35	Monzogranito	418,9	884,78
PLÚTON POCINHOS			
ESP 33	Sienogranito	337,7	862,77
ESP 75	Sienogranito	315,0	855,86
ESP 111	Sienogranito	284,0	845,72
PLÚTON AREIAL			
ESP 03A	Monzogranito	198,00	811,76
ESP 03B	Granodiorito	202,00	813,59
ESP 08A	Sienogranito	153,00	788,73
ESP 08B	Granodiorito	264,00	838,69
ESP 17	Granodiorito	311,3	854,72
ESP 31	Sienogranito	218,3	820,78
ESP 32	Monzogranito	171,8	798,96
ESP 41A	Monzogranito	146,7	785,07
ESP 41B	Granodiorito	205,8	815,33
ESP 52E	Enclave máfico	248,5	832,87
PLÚTON REMÍGIO			
ESP 25A	Qz-monzonito	183,00	804,60
ESP 25B	Monzogranito	341,9	864,06
ESP 25C	Sienogranito	385,9	876,32
ESP 25E	Granodiorito	362,4	869,91
PLÚTON SERROTE DA COBRA			
ESP 82	Tonalito	446,0	891,29
ESP 91	Tonalito	173,5	799,87
ESP 104	Tonalito	184,0	805,14

Tabela 5.1 Análises químicas das biotitas dos Plútons Puxinanã e Remígio do Complexo Esperança (PB).

PLÚTON	BIOTITAS													
	PUXINANÃ													REMÍGIO
	Amostra	ESP 01	ESP 01	ESP 01	ESP 16	ESP 16	ESP 16	ESP 16	ESP 16	ESP 27	ESP 27	ESP 27	ESP 35	ESP 35
Análise	1-A	1-A2	2-A	1	2	B	D	E	1	2	4	1	2	7
Fácies	monzogranito	monzogranito	monzogranito	granodiorito	granodiorito	granodiorito	granodiorito	granodiorito	sienogranito	sienogranito	sienogranito	monzogranito	monzogranito	granodiorito
SiO ₂	35,45	35,61	35,62	35,76	35,29	35,64	35,26	35,71	35,23	34,76	35,44	34,76	34,76	36,62
TiO ₂	2,22	2,18	2,29	3,41	2,50	2,91	2,36	2,32	1,65	1,71	1,83	2,45	2,56	0,95
Al ₂ O ₃	14,01	14,01	13,74	14,07	14,58	14,54	14,17	14,30	14,54	14,89	14,72	14,93	14,98	14,89
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	25,67	24,99	25,05	24,79	24,15	24,16	24,19	25,03	24,68	24,54	24,97	26,07	26,31	18,81
MnO	0,31	0,31	0,28	0,32	0,36	0,34	0,29	0,24	0,30	0,30	0,33	0,39	0,36	0,33
MgO	7,67	7,80	7,68	7,31	7,59	7,37	7,69	7,94	7,62	7,80	7,68	6,82	6,70	11,45
BaO	0,18	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,03	0,17	0,26	0,00	0,12	0,18	0,16	0,18
CaO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,11
Na ₂ O	0,02	0,06	0,05	0,08	0,05	0,02	0,07	0,06	0,06	0,04	0,06	0,07	0,04	0,12
K ₂ O	9,52	9,51	9,38	9,30	9,43	9,36	9,30	9,42	9,48	8,95	9,48	9,27	9,23	9,42
F	0,74	0,61	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,74	0,87	0,86	0,45	0,30	1,47
Cl	0,16	0,18	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,05	0,03	0,05	0,04	0,06
Total:	95,96	95,25	94,96	95,06	94,04	94,33	93,36	95,19	94,61	93,94	95,51	95,43	95,46	94,40
Si	5,53	5,58	5,59	5,64	5,62	5,65	5,66	5,64	5,55	5,48	5,52	5,48	5,49	5,55
Al ^{IV}	2,47	2,42	2,41	2,36	2,38	2,35	2,34	2,36	2,45	2,52	2,48	2,52	2,51	2,45
Soma T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,11	0,17	0,13	0,26	0,36	0,36	0,34	0,30	0,26	0,25	0,23	0,26	0,29	0,21
Ti	0,26	0,26	0,27	0,40	0,30	0,35	0,29	0,28	0,20	0,20	0,21	0,29	0,30	0,11
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	3,35	3,27	3,29	3,27	3,22	3,20	3,25	3,31	3,25	3,24	3,25	3,44	3,48	2,39
Mn	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04
Mg	1,78	1,82	1,80	1,72	1,80	1,74	1,84	1,87	1,79	1,83	1,78	1,60	1,58	2,59
Soma M1	5,55	5,56	5,53	5,69	5,73	5,70	5,75	5,79	5,54	5,57	5,52	5,65	5,69	5,33
Na	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,04
K	1,90	1,90	1,88	1,87	1,92	1,89	1,90	1,90	1,91	1,80	1,88	1,87	1,86	1,82
F	0,36	0,30	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,37	0,43	0,42	0,22	0,15	0,71
Cl	0,04	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Soma M2	2,31	2,27	2,28	1,90	1,93	1,90	1,92	1,92	2,31	2,27	2,33	2,12	2,04	2,60
Total	15,86	15,83	15,81	15,59	15,67	15,60	15,68	15,70	15,85	15,83	15,85	15,77	15,73	15,93
Fe/(Fe+Mg)	0,65	0,64	0,65	0,66	0,64	0,65	0,64	0,64	0,65	0,64	0,65	0,68	0,69	0,48
Mg/(Fe+Mg)	0,35	0,36	0,35	0,34	0,36	0,35	0,36	0,36	0,35	0,36	0,35	0,32	0,31	0,52
FeO/MgO	3,35	3,20	3,26	3,39	3,18	3,28	3,14	3,15	3,24	3,15	3,25	3,82	3,93	1,64

Tabela 5.1 Análises químicas das biotitas dos Plútons Areal e Serrote da Cobra do Complexo Esperança (PB).

BIOTITAS															
PLÚTON	AREIAL					SERROTE DA COBRA									
Amostra	ESP 03A	ESP 03A	ESP 08B	ESP 08B	ESP 08B	ESP 100	ESP 100	ESP 100	ESP 100	ESP 100	ESP 100	ESP 100	ESP 100	ESP 100	ESP 100
Análise	1/B	2/B	1/A	1/D1	2/D1	1-1N	1-2B	1-3B	1-4N	5-10N	5-11B	7-24N	7-25B	7-26N	7-27B
Fácies	Monzogranito	Monzogranito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito
SiO ₂	37,50	37,71	37,15	37,34	37,27	35,71	36,11	36,05	36,34	36,30	35,80	36,10	35,73	36,38	35,90
TiO ₂	1,59	1,65	1,94	1,99	1,92	2,41	2,28	2,60	2,66	2,11	2,11	2,12	2,28	2,13	1,93
Al ₂ O ₃	14,17	14,41	14,65	14,44	14,92	15,65	15,60	15,81	15,72	16,01	15,64	15,62	15,54	15,84	15,90
Cr ₂ O ₃	0,02	0,05	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	19,58	19,29	19,79	20,86	20,39	22,62	22,83	22,40	22,48	23,23	23,12	22,48	22,30	22,74	22,61
MnO	0,27	0,22	0,23	0,24	0,28	0,28	0,32	0,29	0,34	0,33	0,28	0,29	0,30	0,35	0,28
MgO	11,64	11,60	10,19	10,53	1,01	8,42	8,58	8,30	8,35	8,44	8,56	8,57	8,50	8,37	8,44
BaO	0,00	0,14	0,00	0,14	0,00	0,00	0,04	0,01	0,15	0,10	0,04	0,12	0,08	0,10	0,03
CaO	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01
Na ₂ O	0,06	0,09	0,04	0,05	0,07	0,08	0,07	0,07	0,05	0,06	0,07	0,06	0,08	0,07	0,07
K ₂ O	9,61	9,57	9,81	9,72	9,71	9,73	9,66	9,90	9,92	9,69	9,58	9,68	9,78	9,79	9,88
F	1,49	1,41	0,90	0,87	0,81	0,25	0,29	0,23	0,37	0,29	0,26	0,21	0,18	0,30	0,11
Cl	0,02	0,03	0,01	0,04	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Total:	95,99	96,16	94,70	96,23	86,42	95,16	95,80	95,66	96,42	96,55	95,46	95,27	94,77	96,07	95,16
Si	5,60	5,61	5,67	5,64	6,24	5,55	5,57	5,57	5,57	5,56	5,56	5,60	5,58	5,59	5,59
Al ^{IV}	2,40	2,39	2,33	2,36	1,76	2,45	2,43	2,43	2,43	2,44	2,44	2,40	2,42	2,41	2,41
Soma T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,09	0,14	0,30	0,21	1,18	0,42	0,41	0,45	0,40	0,45	0,42	0,46	0,44	0,47	0,51
Ti	0,18	0,18	0,22	0,23	0,24	0,28	0,26	0,30	0,31	0,24	0,25	0,25	0,27	0,25	0,23
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	2,44	2,40	2,52	2,63	2,85	2,94	2,95	2,89	2,88	2,98	3,00	2,92	2,91	2,93	2,94
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04
Mg	2,59	2,57	2,32	2,37	0,25	1,95	1,97	1,91	1,91	1,93	1,98	1,98	1,98	1,92	1,96
Soma M1	5,34	5,34	5,40	5,47	4,57	5,63	5,64	5,59	5,54	5,64	5,68	5,64	5,64	5,60	5,67
Na	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	1,83	1,82	1,91	1,87	2,07	1,93	1,90	1,95	1,94	1,89	1,90	1,92	1,95	1,92	1,96
F	0,71	0,66	0,43	0,42	0,43	0,12	0,14	0,11	0,18	0,14	0,13	0,10	0,09	0,15	0,05
Cl	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Soma M2	2,57	2,51	2,36	2,31	2,53	2,08	2,07	2,09	2,14	2,05	2,04	2,04	2,06	2,09	2,04
Total	15,90	15,85	15,75	15,79	15,10	15,71	15,70	15,68	15,68	15,70	15,72	15,68	15,70	15,69	15,71
Fe/(Fe+Mg)	0,49	0,48	0,52	0,53	0,92	0,60	0,60	0,60	0,60	0,61	0,60	0,60	0,60	0,60	0,60
Mg/(Fe+Mg)	0,51	0,52	0,48	0,47	0,08	0,40	0,40	0,40	0,40	0,39	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40
FeO/MgO	1,68	1,66	1,94	1,98	20,21	2,69	2,66	2,70	2,69	2,75	2,70	2,62	2,62	2,72	2,68

Tabela 5.1 Análises químicas das biotitas do Plúton Pocinhos do Complexo Esperança (PB).

BIOTITAS																
PLÚTON	POCINHOS															
Amostra	ESP 33	ESP 33	ESP 33	ESP 33	ESP 33	ESP 75	ESP 75	ESP 75	ESP 75	ESP 75	ESP 75	ESP 75	ESP 75	ESP 75	ESP 75	ESP 75
Análise	1-A	1-B	1-C	2	3	1-1N	1-2B	2-3N	2-4B	3-7N	3-8B	B-A	B-B	B-C	B-D	B-E
Fácies	sienogranito	sienogranito	sienogranito	sienogranito	sienogranito	sienogranito	sienogranito	sienogranito	sienogranito	sienogranito	sienogranito	sienogranito	sienogranito	sienogranito	sienogranito	sienogranito
SiO ₂	34,17	34,06	34,16	34,28	33,66	33,60	33,76	33,07	34,19	33,62	33,82	33,54	33,21	34,11	33,50	33,53
TiO ₂	2,46	3,00	3,06	3,01	3,00	2,89	2,73	3,31	2,69	3,15	3,07	3,46	3,19	3,35	3,23	3,36
Al ₂ O ₃	14,91	14,59	14,50	14,57	14,54	15,13	15,55	14,16	15,88	14,27	14,25	14,97	14,34	15,40	14,28	14,25
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	26,92	27,42	26,93	27,27	27,11	30,78	30,46	30,72	29,96	31,81	32,10	31,38	31,31	30,94	31,38	31,60
MnO	0,32	0,34	0,31	0,38	0,30	0,31	0,34	0,36	0,30	0,37	0,32	0,30	0,32	0,31	0,31	0,31
MgO	5,96	5,95	5,72	5,88	5,82	1,99	1,85	1,91	1,81	2,05	2,07	2,13	2,14	1,74	2,02	2,02
BaO	0,00	0,01	0,07	0,32	0,20	0,03	0,02	0,17	0,23	0,12	0,10	0,11	0,15	0,03	0,19	0,15
CaO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,06	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01	0,04	0,04	0,01	0,03
Na ₂ O	0,06	0,05	0,05	0,08	0,05	0,03	0,09	0,03	0,03	0,05	0,07	0,03	0,06	0,05	0,06	0,05
K ₂ O	9,41	9,35	9,46	9,52	9,36	9,08	8,71	9,36	9,16	9,31	9,13	8,47	8,71	8,89	8,78	8,74
F	0,69	0,94	0,53	0,61	0,72	0,01	0,15	0,05	0,11	0,24	0,27	0,12	0,31	0,13	0,29	0,05
Cl	0,08	0,09	0,08	0,09	0,08	0,06	0,07	0,07	0,07	0,08	0,06	0,06	0,06	0,05	0,07	0,06
Total:	94,98	95,80	94,87	95,98	94,84	93,96	93,80	93,24	94,41	95,08	95,27	94,56	93,84	95,02	94,11	94,13
Si	5,43	5,37	5,45	5,42	5,38	5,55	5,54	5,54	5,58	5,51	5,53	5,49	5,49	5,54	5,52	5,55
Al ^{IV}	2,57	2,63	2,55	2,58	2,62	2,45	2,46	2,46	2,42	2,49	2,47	2,51	2,51	2,46	2,48	2,45
Soma T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,22	0,07	0,18	0,14	0,12	0,49	0,55	0,33	0,63	0,27	0,28	0,38	0,29	0,49	0,30	0,33
Ti	0,29	0,36	0,37	0,36	0,36	0,36	0,34	0,42	0,33	0,39	0,38	0,43	0,40	0,41	0,40	0,42
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	3,58	3,61	3,60	3,61	3,62	4,25	4,18	4,30	4,09	4,36	4,39	4,30	4,33	4,20	4,33	4,37
Mn	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Mg	1,41	1,40	1,36	1,39	1,39	0,49	0,45	0,48	0,44	0,50	0,50	0,52	0,53	0,42	0,50	0,50
Soma M1	5,55	5,48	5,55	5,54	5,53	5,63	5,58	5,58	5,52	5,58	5,59	5,66	5,59	5,56	5,57	5,66
Na	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
K	1,91	1,88	1,93	1,92	1,91	1,91	1,82	2,00	1,91	1,95	1,90	1,77	1,84	1,84	1,85	1,84
F	0,35	0,47	0,27	0,30	0,36	0,00	0,08	0,03	0,06	0,13	0,14	0,06	0,16	0,07	0,15	0,03
Cl	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
Soma M2	2,29	2,39	2,23	2,27	2,31	1,95	1,96	2,06	1,99	2,11	2,09	1,86	2,04	1,94	2,04	1,91
Total	15,84	15,87	15,78	15,81	15,84	15,58	15,54	15,64	15,51	15,69	15,68	15,52	15,63	15,50	15,61	15,56
Fe/(Fe+Mg)	0,72	0,72	0,73	0,72	0,72	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,89	0,89	0,91	0,90	0,90
Mg/(Fe+Mg)	0,28	0,28	0,27	0,28	0,28	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,09	0,10	0,10
FeO/MgO	4,52	4,61	4,71	4,63	4,66	15,50	16,44	16,09	16,59	15,48	15,51	14,73	14,60	17,80	15,57	15,67

Tabela 5.2 Análises químicas de K-feldspatos dos Plútons Areal e Puxinanã do Complexo Esperança (PB).

K-FELDSPATOS										
PLÚTON	AREIAL								PUXINANÃ	
Amostra	ESP 03	ESP 03	ESP 17	ESP 17	ESP 17	ESP 17	ESP 17	ESP 17	ESP 27	ESP 27
Análise	FD1 /Nc	FD1 /Bd	1/Bd	1/Nc	1A/Bd	1A/Nc	3/Bd	3/Nc	1/Bd	1/Nc
Fácies	Monzogranito	Monzogranito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Sienogranito	Sienogranito
SiO₂	64,20	64,57	63,94	63,91	64,18	64,38	63,72	63,46	64,05	63,83
TiO₂	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al₂O₃	18,65	18,21	18,42	18,40	18,57	18,59	18,42	18,32	18,33	18,42
FeO	0,05	0,08	0,05	0,10	0,11	0,02	0,13	0,11	0,13	0,06
MnO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02
MgO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
BaO	1,20	1,10	1,07	1,07	1,09	1,19	1,30	0,94	0,57	0,80
CaO	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na₂O	1,10	0,82	0,48	0,69	0,41	0,79	0,54	0,80	0,78	1,06
K₂O	14,36	14,99	15,52	15,41	15,70	15,22	15,55	15,22	15,40	14,89
Total	99,74	99,75	99,55	99,57	100,11	100,21	99,66	98,86	99,27	99,09
N° Cátions										
Si	11,92	12,00	11,94	11,93	11,93	11,93	11,92	11,93	11,96	11,93
Al	4,08	3,99	4,06	4,05	4,07	4,06	4,06	4,06	4,03	4,06
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,10	0,07	0,04	0,06
Ca	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,40	0,29	0,18	0,25	0,15	0,28	0,20	0,29	0,28	0,38
K	3,40	3,55	3,70	3,67	3,72	3,60	3,71	3,65	3,67	3,55
Total	19,94	19,93	19,97	20,00	19,97	19,98	20,00	20,02	20,00	20,00
Z	16,01	15,99	15,99	15,99	16,00	16,00	15,98	15,99	15,99	15,99
X	3,93	3,94	3,97	4,01	3,97	3,98	4,02	4,03	4,01	4,01
% Produtos Finais										
Or	88,73	92,35	95,48	93,65	96,16	92,68	95,00	92,58	92,85	90,28
Ab	10,36	7,65	4,52	6,35	3,84	7,32	5,00	7,42	7,15	9,72
An	0,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabela 5.3 Análises químicas de plagioclásios do Plúton Areal do Complexo Esperança (PB).

PLAGIOCLÁSIOS										
PLÚTON	AREIAL									
Amostra	ESP 03	ESP 03	ESP 8B	ESP 8B	ESP 8B	ESP 17	ESP 17	ESP 17	ESP 17	ESP 17
Análise	FD1 A/B	FD1 B/B	F1BD/DII	FD1B/DII	FD1N/DII	4/Bd	4/Nc	5/Bd	5/2Bd	5/Nc
Fácies	Monzogranito	Monzogranito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito
SiO ₂	63,44	70,16	60,68	60,89	61,26	63,62	63,43	65,00	64,08	64,55
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	22,78	18,45	22,67	22,71	23,22	22,76	23,10	22,33	22,48	22,37
FeO	0,11	0,07	0,04	0,01	0,03	0,06	0,12	0,16	0,10	0,17
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00
BaO	0,07	0,14	0,00	0,00	0,05	0,06	0,01	0,13	0,03	0,00
CaO	4,14	3,11	5,04	5,10	5,13	3,88	4,13	3,36	3,47	3,55
Na ₂ O	8,35	6,70	7,95	7,57	7,74	8,75	8,58	8,87	8,88	8,86
K ₂ O	0,24	0,17	0,14	0,18	0,19	0,17	0,21	0,38	0,19	0,20
Total:	99,13	98,79	96,52	96,46	97,62	99,31	99,61	100,30	99,24	99,72
N° Cátions										
Si	11,28	12,27	11,12	11,14	11,09	11,29	11,23	11,42	11,36	11,39
Al	4,77	3,80	4,90	4,90	4,96	4,76	4,82	4,62	4,70	4,65
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Ba	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,79	0,58	0,99	1,00	1,00	0,74	0,78	0,63	0,66	0,67
Na	2,88	2,27	2,82	2,68	2,72	3,01	2,95	3,02	3,05	3,03
K	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,09	0,04	0,05
Total	19,80	18,99	19,87	19,77	19,81	19,85	19,85	19,82	19,84	19,82
Z	16,05	16,07	16,01	16,04	16,05	16,05	16,05	16,04	16,06	16,04
X	3,74	2,91	3,85	3,73	3,76	3,80	3,80	3,78	3,78	3,77
% Produtos Finais										
Or	1,43	1,30	0,86	1,13	1,15	0,99	1,24	2,28	1,16	1,20
Ab	77,36	78,56	73,41	72,05	72,33	79,55	78,02	80,80	81,29	80,89
An	21,21	20,15	25,73	26,82	26,52	19,46	20,73	16,91	17,55	17,91

Tabela 5.3 Análises químicas de plagioclásios do Plúton Remígio do Complexo Esperança (PB).

PLAGIOCLÁSIOS													
PLÚTON	REMÍGIO												
Amostra	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E
Análise	1/Bd	1/Nc	2/Bd	2/Nc	2/Bd2	2/Nc2	2/Nc3	2/Bd4	2/Nc4	7/Bd	7/Nc	7C1/Nc	7C1/Bd
Fácies	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito
SiO ₂	58,02	61,00	56,63	54,75	57,03	57,08	58,42	57,81	58,73	59,79	59,11	59,11	59,24
TiO ₂	0,00	0,04	0,07	0,00	0,01	0,07	0,02	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	25,32	24,05	27,00	28,23	26,62	25,40	25,48	25,47	25,74	25,23	25,42	25,71	25,52
FeO	0,08	0,05	0,01	0,12	0,15	0,08	0,01	0,11	0,03	0,02	0,01	0,10	0,14
MnO	0,00	0,04	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,06	0,03	0,00	0,03	0,04	0,03
MgO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01
BaO	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00
CaO	7,31	5,72	8,78	10,44	8,31	7,98	7,12	8,39	7,55	6,77	7,18	7,43	7,11
Na ₂ O	7,02	7,87	6,21	5,44	6,55	7,05	7,29	6,98	7,14	7,15	7,13	7,06	7,18
K ₂ O	0,11	0,14	0,07	0,07	0,06	0,07	0,05	0,08	0,09	0,09	0,08	0,08	0,08
Total:	97,90	98,92	98,75	99,07	98,75	97,72	98,38	98,90	99,34	99,11	99,04	99,53	99,31
N° Cátions													
Si	10,57	10,93	10,26	9,95	10,34	10,46	10,58	10,47	10,55	10,72	10,63	10,59	10,63
Al	5,44	5,08	5,77	6,05	5,69	5,49	5,44	5,44	5,45	5,33	5,39	5,43	5,40
Ti	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	1,43	1,10	1,70	2,03	1,61	1,57	1,38	1,63	1,45	1,30	1,38	1,43	1,37
Na	2,48	2,74	2,18	1,92	2,30	2,50	2,56	2,45	2,49	2,49	2,49	2,45	2,50
K	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Total	19,96	19,90	19,94	19,99	19,98	20,05	19,98	20,04	19,97	19,87	19,93	19,93	19,93
Z	16,01	16,02	16,03	16,00	16,02	15,94	16,02	15,92	16,00	16,05	16,02	16,02	16,02
X	3,95	3,89	3,91	3,99	3,96	4,11	3,96	4,12	3,97	3,82	3,90	3,92	3,91
% Produtos Finais													
Or	0,63	0,81	0,42	0,39	0,35	0,42	0,27	0,47	0,50	0,55	0,47	0,48	0,47
Ab	63,08	70,78	55,92	48,36	58,60	61,26	64,78	59,80	62,79	65,28	63,95	62,92	64,33
An	36,29	28,41	43,65	51,26	41,06	38,32	34,95	39,73	36,71	34,16	35,57	36,61	35,20

Tabela 5.3 Análises químicas de plagioclásios do Plúton Pocinhos do Complexo Esperança (PB).

PLAGIOCLÁSIOS																	
PLÚTON	POCINHOS																
Amostra	ESP 33	ESP 33	ESP 33	ESP 33	ESP 33	ESP 33	ESP 33	ESP 33	ESP 33	ESP 33	ESP 33	ESP 33	ESP 33	ESP 75	ESP 75	ESP 75	ESP 75
Análise	1/BD	1/Bd3	1/NC	1/Nc3	1/NCi	2/Nc	2/NC2	3/Bd	3/Nc	4/Bd	4/BdC1	4/Nc	4/NcC1	2-5N	2-6B	4-15N	4-16B
Fácies	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito
SiO₂	60,55	62,40	60,53	61,78	60,62	62,11	62,21	61,45	60,35	61,56	63,09	60,48	60,44	64,05	67,82	62,83	62,13
TiO₂	0,00	0,00	0,02	0,02	0,06	0,02	0,00	0,02	0,05	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01
Al₂O₃	24,80	23,48	24,46	23,61	24,18	23,71	23,26	23,63	24,41	23,82	23,14	24,67	24,57	22,48	19,53	22,91	22,58
FeO	0,04	0,13	0,06	0,01	0,04	0,08	0,02	0,13	0,00	0,04	0,14	0,01	0,08	0,00	0,03	0,03	0,06
MnO	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,05	0,02	0,03	0,00	0,12	0,00	0,07	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	6,31	4,65	5,96	5,07	5,77	4,94	4,76	5,01	5,93	5,13	4,19	6,00	6,14	3,74	0,40	4,51	4,44
Na₂O	7,89	8,61	7,81	8,50	7,82	8,40	8,78	8,24	7,81	8,40	8,87	7,89	7,76	9,64	11,43	9,14	9,13
K₂O	0,24	0,23	0,27	0,17	0,25	0,19	0,12	0,23	0,23	0,26	0,20	0,27	0,21	0,21	0,01	0,13	0,17
Total:	99,86	99,53	99,19	99,18	98,78	99,45	99,29	98,71	98,85	99,24	99,68	99,41	99,20	100,12	99,22	99,54	98,51
N° Cátions																	
Si	10,79	11,10	10,85	11,04	10,89	11,05	11,10	11,03	10,85	11,00	11,18	10,82	10,83	11,30	11,94	11,17	11,17
Al	5,21	4,92	5,17	4,97	5,12	4,98	4,89	5,00	5,17	5,02	4,84	5,20	5,19	4,68	4,05	4,80	4,79
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,20	0,89	1,14	0,97	1,11	0,94	0,91	0,96	1,14	0,98	0,80	1,15	1,18	0,71	0,08	0,86	0,85
Na	2,73	2,97	2,71	2,94	2,73	2,90	3,04	2,87	2,72	2,91	3,05	2,74	2,70	3,30	3,90	3,15	3,18
K	0,05	0,05	0,06	0,04	0,06	0,04	0,03	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,00	0,03	0,04
Total	20,00	19,95	19,95	19,97	19,93	19,93	19,99	19,93	19,95	19,98	19,94	19,98	19,95	20,03	19,98	20,02	20,04
Z	16,00	16,02	16,02	16,01	16,02	16,03	15,99	16,03	16,02	16,02	16,02	16,02	16,01	15,98	16,00	15,97	15,96
X	4,00	3,93	3,94	3,96	3,91	3,90	3,99	3,91	3,93	3,96	3,92	3,96	3,93	4,05	3,98	4,04	4,09
% Produtos Finais																	
Or	1,36	1,36	1,57	1,00	1,47	1,09	0,71	1,38	1,33	1,51	1,17	1,56	1,21	1,14	0,06	0,74	0,93
Ab	68,40	75,96	69,26	74,47	70,00	74,66	76,39	73,80	69,52	73,65	78,38	69,33	68,74	81,39	98,05	77,98	78,10
An	30,23	22,68	29,17	24,54	28,52	24,25	22,90	24,82	29,16	24,84	20,45	29,10	30,05	17,47	1,90	21,28	20,97

Tabela 5.3 Análises químicas de plagioclásios do Plúton Puxinanã do Complexo Esperança (PB).

PLAGIOCLÁSIOS												
PLÚTON	PUXINANÃ											
Amostra	ESP 01	ESP 01	ESP 01	ESP 01	ESP 01	ESP 01	ESP 16	ESP 16	ESP 16	ESP 16	ESP 16	ESP 16
Análise	FD1 BD/A	FD1 /NCA	FD1 BD/E	FD1 NC/E	FD2 BD/A	FD2 NC/A	1/Bd	1/Nc	A-C2/Bd	A-C2/Nc	A/Bd	A/Nc
Fácies	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito
SiO ₂	62,16	62,25	62,01	62,64	62,54	62,87	63,80	63,12	62,95	61,97	62,98	63,02
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	23,14	23,69	23,52	23,01	23,44	23,79	23,27	22,81	23,01	23,54	23,14	23,25
FeO	0,03	0,09	0,08	0,06	0,02	0,08	0,14	0,17	0,09	0,05	0,06	0,05
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00
BaO	0,00	0,00	0,01	0,20	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	4,97	5,12	5,39	4,92	5,19	5,41	4,36	4,27	4,32	5,03	4,50	4,54
Na ₂ O	8,14	7,74	7,81	7,83	7,71	7,69	8,24	8,44	8,53	8,00	8,43	8,43
K ₂ O	0,21	0,29	0,16	0,25	0,19	0,19	0,20	0,22	0,15	0,17	0,12	0,19
Total:	98,65	99,17	98,98	98,91	99,08	100,09	100,01	99,07	99,09	98,76	99,25	99,48
N° Cátions												
Si	11,14	11,09	11,08	11,19	11,14	11,10	11,24	11,24	11,21	11,09	11,19	11,18
Al	4,89	4,97	4,95	4,85	4,92	4,95	4,83	4,79	4,83	4,96	4,85	4,86
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,95	0,98	1,03	0,94	0,99	1,02	0,82	0,82	0,82	0,96	0,86	0,86
Na	2,83	2,67	2,70	2,71	2,66	2,63	2,82	2,92	2,95	2,77	2,90	2,90
K	0,05	0,07	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04
Total	19,86	19,79	19,82	19,77	19,75	19,76	19,78	19,85	19,86	19,84	19,85	19,86
Z	16,02	16,06	16,03	16,04	16,06	16,05	16,07	16,03	16,04	16,05	16,04	16,04
X	3,83	3,73	3,79	3,73	3,70	3,71	3,70	3,81	3,82	3,79	3,80	3,82
% Produtos Finais												
Or	1,28	1,77	0,99	1,52	1,15	1,17	1,19	1,35	0,87	1,04	0,74	1,15
Ab	73,79	71,93	71,68	73,08	72,05	71,16	76,46	77,10	77,45	73,45	76,66	76,18
An	24,93	26,29	27,33	25,39	26,80	27,67	22,35	21,55	21,68	25,51	22,60	22,67

Tabela 5.3. (continuação) Análises químicas de plagioclásios do Plúton Puxinanã do Complexo Esperança (PB).

PLAGIOCLÁSIOS												
PLÚTON PUXINANÃ												
Amostra	ESP 16	ESP 16	ESP 16	ESP 16	ESP 16	ESP 16	ESP 16	ESP 16	ESP 16	ESP 16	ESP 27	ESP 27
Análise	B-2/Nc	B/Bd	B/Nc	C/Nc	D/Bd	D/Nc	E/Bd	E/Nc	F/Bd	F/Nc	1/Biot	2/Bd
Fácies	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Sienogranito	Sienogranito
SiO ₂	62,56	63,41	63,32	62,85	63,28	63,48	63,78	63,39	62,86	62,93	62,04	62,37
TiO ₂	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,09
Al ₂ O ₃	23,00	22,91	22,79	22,97	23,28	23,05	23,01	22,93	22,92	23,24	23,34	23,45
FeO	0,09	0,01	0,07	0,09	0,08	0,00	0,13	0,12	0,02	0,05	0,09	0,13
MnO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,05	0,04	0,03	0,00	0,00	0,11	0,00	0,05
CaO	4,43	4,42	4,17	4,29	4,44	4,40	4,27	4,46	4,16	4,40	4,65	4,91
Na ₂ O	8,44	8,35	8,57	8,33	8,39	8,80	8,49	8,24	8,75	8,53	8,44	8,49
K ₂ O	0,24	0,27	0,25	0,20	0,19	0,17	0,19	0,25	0,11	0,23	0,26	0,10
Total:	98,79	99,37	99,16	98,76	99,72	99,98	99,97	99,40	98,81	99,51	98,88	99,63
N° Cátions												
Si	11,18	11,25	11,26	11,22	11,20	11,21	11,25	11,25	11,22	11,17	11,10	11,08
Al	4,85	4,79	4,78	4,84	4,86	4,80	4,79	4,80	4,82	4,87	4,92	4,91
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Fe	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,02
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	0,85	0,84	0,79	0,82	0,84	0,83	0,81	0,85	0,80	0,84	0,89	0,93
Na	2,93	2,87	2,95	2,88	2,88	3,01	2,91	2,84	3,03	2,94	2,93	2,93
K	0,05	0,06	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,03	0,05	0,06	0,02
Total	19,88	19,82	19,85	19,82	19,83	19,91	19,83	19,80	19,90	19,89	19,92	19,92
Z	16,03	16,04	16,04	16,06	16,05	16,02	16,04	16,04	16,04	16,04	16,02	16,00
X	3,85	3,78	3,82	3,77	3,78	3,89	3,79	3,76	3,85	3,85	3,90	3,92
% Produtos Finais												
Or	1,42	1,60	1,50	1,23	1,11	1,00	1,16	1,49	0,66	1,38	1,50	0,60
Ab	76,41	76,13	77,63	76,88	76,50	77,56	77,35	75,82	78,67	76,76	75,53	75,34
An	22,17	22,27	20,87	21,89	22,39	21,44	21,49	22,68	20,67	21,86	22,96	24,07

Tabela 5.3 (continuação) Análises químicas de plagioclásios do Plúton Puxinanã do Complexo Esperança (PB).

PLAGIOCLÁSIOS												
PLÚTON PUXINANÃ												
Amostra	ESP 27	ESP 27	ESP 27	ESP 27	ESP 27	ESP 27	ESP 35	ESP 35	ESP 35	ESP 35	ESP 35	ESP 35
Análise	2/Bd2	2/Bd3	2/Nc	2/Nc2	4/Bd	4/Nc	1/Bd	1/Bd2	1/Bd3	1/Nc	1/Nc2	1/Nc3
Fácies	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito
SiO₂	62,64	61,60	62,28	61,99	62,47	63,02	61,23	61,83	62,55	61,23	60,70	62,52
TiO₂	0,00	0,03	0,01	0,04	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,01	0,06
Al₂O₃	23,25	23,48	23,21	23,75	23,65	23,55	24,20	23,77	22,63	24,29	24,50	23,56
FeO	0,09	0,05	0,05	0,03	0,10	0,00	0,05	0,00	0,12	0,07	0,04	0,13
MnO	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
MgO	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,04	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,08	0,04	0,03	0,00	0,00
CaO	4,64	4,87	4,50	5,06	4,87	4,56	5,70	5,15	4,16	5,89	5,94	4,84
Na₂O	8,66	8,38	8,60	8,33	8,39	8,50	8,19	8,47	8,85	7,92	7,83	8,35
K₂O	0,15	0,24	0,27	0,24	0,12	0,17	0,16	0,17	0,19	0,24	0,16	0,22
Total:	99,47	98,66	98,97	99,48	99,60	99,79	99,66	99,47	98,57	99,68	99,18	99,67
N° Cátions												
Si	11,14	11,05	11,13	11,04	11,09	11,15	10,91	11,02	11,22	10,91	10,86	11,09
Al	4,87	4,97	4,89	4,99	4,95	4,91	5,08	4,99	4,78	5,10	5,17	4,93
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,88	0,94	0,86	0,97	0,93	0,86	1,09	0,98	0,80	1,12	1,14	0,92
Na	2,99	2,92	2,98	2,87	2,89	2,91	2,83	2,93	3,08	2,74	2,72	2,87
K	0,03	0,05	0,06	0,06	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05
Total	19,93	19,94	19,94	19,93	19,89	19,87	19,97	19,97	19,95	19,94	19,93	19,90
Z	16,01	16,02	16,02	16,02	16,04	16,06	16,00	16,01	16,00	16,01	16,03	16,02
X	3,92	3,92	3,92	3,91	3,86	3,82	3,98	3,95	3,94	3,93	3,90	3,87
% Produtos Finais												
Or	0,84	1,39	1,57	1,42	0,73	0,98	0,91	0,97	1,10	1,40	0,96	1,28
Ab	76,51	74,64	76,35	73,78	75,16	76,36	71,58	74,10	78,49	69,89	69,78	74,77
An	22,64	23,97	22,08	24,80	24,11	22,67	27,51	24,92	20,41	28,71	29,26	23,94

Tabela 5.3 Análises químicas de plagioclásios do Plúton Serrote da Cobra do Complexo Esperança (PB).

PLAGIOCLÁSIOS											
PLÚTON	SERROTE DA COBRA										
Amostra	ESP-100	ESP-100	ESP-100	ESP-100	ESP-100	ESP-100	ESP-104	ESP-104	ESP-104	ESP-104	ESP-104
Análise	5-14B	5-15N	6-16B	6-17N	6-18N	6-20B	10B	10N	8B	8N	9B
Fácies	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito
SiO₂	59,08	58,38	58,85	57,73	57,62	58,62	58,14	58,01	57,51	57,95	60,06
TiO₂	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02
Al₂O₃	25,09	25,51	25,60	26,75	26,36	25,64	25,82	25,56	26,56	26,35	24,62
FeO	0,04	0,00	0,06	0,04	0,03	0,14	0,04	0,04	0,01	0,03	0,05
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	7,55	7,80	7,78	9,07	8,79	7,75	7,84	7,70	8,62	8,59	6,22
Na₂O	7,56	7,22	7,32	6,60	6,92	7,27	7,11	7,24	6,73	6,75	8,09
K₂O	0,15	0,16	0,19	0,11	0,13	0,16	0,12	0,11	0,13	0,16	0,25
Total:	99,53	99,06	99,79	100,30	99,84	99,72	99,09	98,66	99,58	99,84	99,32
N° Cátions											
Si	10,61	10,54	10,55	10,32	10,35	10,52	10,49	10,51	10,35	10,40	10,77
Al	5,31	5,43	5,41	5,64	5,58	5,42	5,49	5,46	5,63	5,57	5,21
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,45	1,51	1,49	1,74	1,69	1,49	1,52	1,49	1,66	1,65	1,20
Na	2,63	2,53	2,54	2,29	2,41	2,53	2,49	2,54	2,35	2,35	2,81
K	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,06
Total	20,06	20,03	20,04	20,02	20,07	20,05	20,02	20,04	20,02	20,01	20,06
Z	15,92	15,96	15,95	15,96	15,94	15,94	15,98	15,97	15,98	15,97	15,98
X	4,14	4,07	4,09	4,06	4,14	4,11	4,04	4,07	4,04	4,04	4,08
% Produtos Finais											
Or	0,83	0,89	1,04	0,63	0,71	0,91	0,66	0,65	0,73	0,88	1,40
Ab	63,89	62,06	62,35	56,49	58,36	62,37	61,72	62,58	58,13	58,20	69,20
An	35,28	37,05	36,62	42,88	40,93	36,72	37,62	36,77	41,14	40,92	29,40

Tabela 5.4 Análises químicas de anfibólios do Plúton Areal do Complexo Esperança (PB).

ANFIBÓLIOS													
PLÚTON	AREIAL												
Amostra	ESP 8B	ESP 8B	ESP 8B	ESP 8B	ESP 8B	ESP 8B	ESP 17	ESP 17	ESP 17	ESP 17	ESP 17	ESP 17	ESP 17
Análise	1BD/A	1NC/B	BD/DII	F1BD/B	F1NC/B	NC/DII	1/Bd	1/Nc	2/Bd	3/Bd	3/Bd2	4/Bd	4/Nc
Fácies	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito
SiO ₂	43,00	42,70	43,42	42,46	41,79	42,68	47,34	47,08	48,35	46,76	51,67	48,16	47,26
TiO ₂	0,73	0,92	0,80	0,89	0,83	0,86	0,50	0,69	0,38	0,51	0,08	0,61	0,51
Al ₂ O ₃	10,21	9,94	10,00	10,44	10,55	10,27	6,57	6,89	6,03	6,30	3,34	6,33	6,80
Cr ₂ O ₃	0,06	0,03	0,06	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	20,33	20,33	21,09	21,12	21,06	20,13	15,23	14,94	14,51	14,31	12,35	14,53	14,37
MnO	0,34	0,32	0,39	0,38	0,32	0,36	0,32	0,27	0,28	0,32	0,31	0,30	0,34
MgO	7,81	7,89	7,73	7,69	7,65	7,83	12,79	13,12	13,57	13,86	15,53	13,28	13,04
CaO	11,60	11,43	11,52	11,45	11,69	11,76	11,52	11,43	11,50	11,39	12,03	11,61	11,51
Na ₂ O	1,22	1,27	1,26	1,19	1,26	1,20	1,21	1,35	1,04	1,36	0,71	1,17	1,30
K ₂ O	1,39	1,45	1,32	1,45	1,46	1,33	0,79	0,90	0,68	0,80	0,31	0,77	0,90
Total:	96,69	96,27	97,58	97,10	96,60	96,42	96,27	96,67	96,33	95,59	96,33	96,74	96,02
N° Cátions													
Si	6,63	6,62	6,64	6,53	6,47	6,60	7,07	7,00	7,16	6,99	7,54	7,13	7,06
Al ^{IV}	1,37	1,38	1,36	1,47	1,53	1,40	0,93	1,00	0,84	1,01	0,46	0,87	0,94
<i>Soma T</i>	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,48	0,44	0,44	0,42	0,40	0,47	0,23	0,21	0,21	0,10	0,12	0,23	0,26
Ti	0,08	0,11	0,09	0,10	0,10	0,10	0,06	0,08	0,04	0,06	0,01	0,07	0,06
Fe ³⁺	0,16	0,17	0,22	0,33	0,34	0,16	0,26	0,28	0,30	0,42	0,19	0,22	0,21
Cr	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,80	1,82	1,76	1,76	1,76	1,80	2,85	2,91	2,99	3,09	3,38	2,93	2,90
Fe ²⁺	2,47	2,46	2,48	2,39	2,40	2,46	1,61	1,53	1,45	1,32	1,30	1,55	1,57
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Soma C</i>	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	-0,01	0,01	0,00	0,00	-0,01	-0,02	0,03	0,05	0,05	0,04	0,02	0,03	0,02
Mn	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Ca	1,92	1,90	1,89	1,89	1,94	1,95	1,84	1,82	1,82	1,82	1,88	1,84	1,84
Na	0,04	0,05	0,06	0,06	0,03	0,03	0,08	0,10	0,09	0,09	0,06	0,10	0,10
<i>Soma B</i>	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,32	0,33	0,31	0,29	0,35	0,33	0,27	0,29	0,20	0,30	0,14	0,24	0,28
K	0,27	0,29	0,26	0,28	0,29	0,26	0,15	0,17	0,13	0,15	0,06	0,14	0,17
<i>Soma A</i>	0,60	0,61	0,57	0,58	0,63	0,60	0,42	0,46	0,33	0,45	0,19	0,38	0,45
Total	15,60	15,61	15,57	15,58	15,63	15,60	15,42	15,46	15,33	15,45	15,19	15,38	15,45

Tabela 5.4 Análises químicas de anfibólios dos Plútons Remígio e Pocinhos do Complexo Esperança (PB).

ANFIBÓLIOS													
PLÚTON	REMÍGIO								POCINHOS				
Amostra	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E	ESP 75	ESP 75	ESP 75	ESP 75	ESP 75
Análise	1/Bd	1/Nc	1/Nc2	2/Bd	2/Bd2	2/Bd3	2/Bd4	C1-7/Bd	3-9N	3-10B	4-11N	4-12B	5
Fácies	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito
SiO ₂	42,64	42,44	40,69	42,21	41,39	43,80	46,10	45,07	38,41	39,02	38,20	39,05	38,07
TiO ₂	0,23	0,40	0,22	0,29	0,36	0,33	0,26	0,18	0,91	1,12	0,79	1,19	1,04
Al ₂ O ₃	11,00	9,45	12,21	10,76	11,43	8,88	6,94	8,08	12,35	12,16	12,92	12,85	11,61
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	21,18	19,42	21,25	20,40	21,16	20,66	19,24	19,20	29,79	29,95	29,38	28,93	29,49
MnO	0,51	0,57	0,51	0,64	0,61	0,52	0,59	0,62	0,47	0,49	0,48	0,52	0,46
MgO	7,31	8,06	6,65	7,47	7,31	8,70	9,87	9,03	1,46	1,53	1,51	1,49	1,41
CaO	11,86	11,39	11,58	11,62	11,56	11,73	11,64	11,85	10,96	10,84	10,98	10,85	10,70
Na ₂ O	1,03	1,04	1,07	1,15	1,23	0,95	0,87	0,95	0,94	1,18	1,16	1,22	1,39
K ₂ O	1,24	1,03	1,42	1,22	1,32	0,94	0,70	0,77	1,69	1,67	1,77	1,72	1,62
Total:	97,00	93,80	95,60	95,76	96,36	96,51	96,22	95,74	96,99	97,94	97,19	97,81	95,79
N° Cátions													
Si	6,55	6,69	6,36	6,56	6,41	6,70	7,01	6,93	6,18	6,22	6,14	6,23	6,24
Al ^{IV}	1,45	1,31	1,64	1,44	1,59	1,30	0,99	1,07	1,82	1,78	1,86	1,77	1,76
Soma T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,54	0,45	0,61	0,53	0,49	0,30	0,26	0,39	0,52	0,51	0,58	0,64	0,48
Ti	0,03	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,11	0,13	0,10	0,14	0,13
Fe ³⁺	0,37	0,31	0,44	0,32	0,48	0,54	0,39	0,26	0,56	0,45	0,48	0,27	0,38
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,67	1,90	1,55	1,73	1,69	1,98	2,24	2,07	0,35	0,36	0,36	0,35	0,35
Fe ²⁺	2,40	2,29	2,38	2,38	2,30	2,14	2,09	2,26	3,46	3,54	3,48	3,59	3,67
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Soma C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	-0,04	-0,04	-0,04	-0,05	-0,04	-0,03	-0,03	-0,06	-0,01	0,00	-0,01	0,00	-0,01
Mn	0,07	0,08	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,06	0,07	0,06	0,07	0,06
Ca	1,95	1,93	1,94	1,93	1,92	1,92	1,90	1,95	1,89	1,85	1,89	1,85	1,88
Na	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,06	0,03	0,06	0,08	0,06	0,08	0,06
Soma B	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,28	0,28	0,29	0,31	0,33	0,24	0,20	0,26	0,24	0,29	0,30	0,30	0,38
K	0,24	0,21	0,28	0,24	0,26	0,18	0,14	0,15	0,35	0,34	0,36	0,35	0,34
Soma A	0,52	0,49	0,57	0,55	0,59	0,43	0,34	0,41	0,58	0,63	0,67	0,65	0,72
Total	15,52	15,49	15,57	15,55	15,59	15,43	15,34	15,41	15,58	15,63	15,67	15,65	15,72

Tabela 5.4 Análises químicas de anfibólios do Plúton Puxinanã do Complexo Esperança (PB).

ANFIBÓLIOS									
PLÚTON	PUXINANÃ								
Amostra	ESP 01	ESP 01	ESP 01	ESP 01	ESP 01	ESP 01	ESP 16	ESP 16	ESP 16
Análise	AN1 BD/A	AN1 BD/D	AN1 BD/E	AN1 NC/A	AN1 NC/D	AN1 NC/E	A/Bd	B1	C/Nc
Fácies	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito
SiO ₂	41,75	41,76	41,74	41,70	41,91	42,25	43,96	41,72	40,61
TiO ₂	1,10	1,12	1,06	1,07	0,65	0,55	0,80	0,82	0,78
Al ₂ O ₃	9,89	10,02	9,98	9,95	9,73	9,92	10,10	10,12	10,21
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,06	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
FeO	24,50	24,11	24,38	24,24	24,26	24,30	23,31	23,17	23,28
MnO	0,46	0,43	0,46	0,51	0,47	0,44	0,47	0,48	0,51
MgO	5,83	5,94	5,70	5,90	6,10	5,84	6,28	5,98	5,77
CaO	11,28	11,46	11,47	11,25	11,35	11,29	11,22	11,21	11,06
Na ₂ O	1,20	1,15	1,26	1,21	1,23	1,19	1,02	1,13	1,36
K ₂ O	1,45	1,43	1,48	1,43	1,30	1,27	1,22	1,25	1,38
Total	97,45	97,41	97,59	97,26	96,99	97,07	98,38	95,86	94,97
N° Cátions									
Si	6,50	6,50	6,51	6,50	6,54	6,58	6,70	6,56	6,48
Al ^{IV}	1,50	1,50	1,49	1,50	1,46	1,42	1,30	1,44	1,52
<i>Soma T</i>	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,32	0,34	0,34	0,33	0,33	0,40	0,52	0,44	0,41
Ti	0,13	0,13	0,12	0,13	0,08	0,06	0,09	0,10	0,09
Fe ³⁺	0,39	0,37	0,31	0,39	0,46	0,39	0,25	0,33	0,33
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,35	1,38	1,32	1,37	1,42	1,36	1,43	1,40	1,37
Fe ²⁺	2,81	2,79	2,89	2,78	2,72	2,78	2,72	2,73	2,79
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Soma C</i>	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	-0,01	-0,02	-0,02	-0,01	-0,01	-0,01	0,01	-0,01	-0,02
Mn	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07
Ca	1,88	1,91	1,92	1,88	1,90	1,89	1,83	1,89	1,89
Na	0,06	0,05	0,04	0,06	0,05	0,06	0,10	0,06	0,06
<i>Soma B</i>	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,30	0,30	0,34	0,30	0,32	0,30	0,21	0,29	0,36
K	0,29	0,28	0,29	0,29	0,26	0,25	0,24	0,25	0,28
<i>Soma A</i>	0,59	0,58	0,63	0,59	0,58	0,55	0,44	0,53	0,65
Total	15,59	15,58	15,63	15,59	15,58	15,55	15,44	15,53	15,65

Tabela 5.4 (continuação) Análises químicas de anfibólios do Plúton Puxinanã do Complexo Esperança (PB).

ANFIBÓLIOS								
PLÚTON	PUXINANÃ							
Amostra	ESP 16	ESP 16	ESP 27	ESP 27	ESP 27	ESP 35	ESP 35	ESP 35
Análise	E/Bd	E/Nc	2/Bd	4/Bd	4/Nc	1/Bd	1/Bd2	1/Bd3
Fácies	Granodiorito	Granodiorito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito
SiO ₂	42,35	42,29	40,10	38,75	42,15	39,23	41,36	40,75
TiO ₂	0,99	0,98	0,65	0,41	1,22	0,60	0,59	0,96
Al ₂ O ₃	9,79	9,87	10,79	12,24	9,16	11,91	10,04	10,81
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	22,56	22,64	24,61	25,77	23,73	25,45	24,13	23,79
MnO	0,52	0,43	0,46	0,48	0,45	0,47	0,55	0,51
MgO	6,35	6,36	5,33	4,85	6,18	5,47	5,77	5,52
CaO	11,10	10,94	11,21	11,38	11,20	10,10	11,45	11,39
Na ₂ O	1,26	1,33	1,25	1,34	1,28	0,98	1,20	1,19
K ₂ O	1,27	1,37	1,48	1,62	1,34	1,20	1,16	1,38
Total:	96,19	96,20	95,88	96,82	96,71	95,41	96,23	96,31
N° Cátions								
Si	6,63	6,62	6,36	6,11	6,61	6,17	6,50	6,42
Al ^{IV}	1,37	1,38	1,64	1,89	1,39	1,83	1,50	1,58
<i>Soma T</i>	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,44	0,44	0,38	0,39	0,30	0,38	0,36	0,43
Ti	0,12	0,12	0,08	0,05	0,14	0,07	0,07	0,11
Fe ³⁺	0,21	0,23	0,52	0,76	0,28	1,06	0,47	0,37
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,48	1,48	1,26	1,14	1,44	1,28	1,35	1,30
Fe ²⁺	2,75	2,73	2,76	2,67	2,84	2,20	2,74	2,80
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Soma C</i>	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	-0,01	0,01	-0,02	-0,03	0,00	0,09	-0,04	-0,03
Mn	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07
Ca	1,86	1,83	1,91	1,92	1,88	1,70	1,93	1,92
Na	0,08	0,10	0,05	0,04	0,06	0,15	0,04	0,04
<i>Soma B</i>	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Na	0,31	0,30	0,33	0,37	0,33	0,15	0,33	0,32
K	0,25	0,27	0,30	0,33	0,27	0,24	0,23	0,28
<i>Soma A</i>	0,56	0,58	0,63	0,69	0,59	0,39	0,56	0,60
Total	15,56	15,58	15,63	15,69	15,59	15,39	15,56	15,60

Tabelas 5.5 e 5.6 Análises químicas de epidotos dos Plútons Aerial e Serrote da Cobra e das titanitas do Plúton Remígio do Complexo Esperança (PB).

EPIDOTOS							
PLÚTON	AREIAL		SERROTE DA COBRA				
Amostra	ESP 08 B	ESP 08 B	ESP 100	ESP 100	ESP 100	ESP 100	ESP 100
Análise	EPI DI/B	EPI DI/N	EPI 1/6B	EPI 1/7N	EPI 2/9B	EPI 7/21B	EPI 7/23N
Fácies	Granodiorito	Granodiorito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito	Tonalito
SiO ₂	36,37	36,47	37,38	37,60	37,68	37,44	38,10
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	21,98	20,98	24,01	23,69	23,88	24,09	23,73
FeO	12,36	13,63	10,86	11,05	10,86	10,66	11,42
MgO	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
CaO	22,60	22,76	23,62	24,28	23,80	23,85	23,54
La ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00
Ce ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,04	0,05	0,03	0,02
Total	93,33	93,84	95,93	96,67	96,33	96,12	96,82
N° Cátions							
Si	3,00	3,01	2,99	2,98	3,00	2,99	3,02
Al ^{IV}	0,00	-0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	-0,02
<i>Soma T</i>	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al ^{VI}	2,14	2,05	2,25	2,20	2,24	2,25	2,24
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,85	0,94	0,73	0,73	0,72	0,71	0,76
<i>Soma A</i>	3,00	2,99	2,97	2,93	2,96	2,96	3,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	2,00	2,01	2,02	2,06	2,03	2,04	2,00
La	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ce	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<i>Soma B</i>	2,00	2,01	2,03	2,07	2,04	2,04	2,00
Total	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Ps	0,29	0,32	0,24	0,25	0,24	0,24	0,25

TITANITAS			
PLÚTON	REMÍGIO		
Amostra	ESP 25E	ESP 25E	ESP 25E
Análise	1	1A	2
Fácies	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito
SiO ₂	30,01	30,28	30,18
TiO ₂	34,54	35,70	33,86
Al ₂ O ₃	3,08	2,34	3,80
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00
FeO	0,82	0,83	0,88
MnO	0,08	0,11	0,07
MgO	0,01	0,04	0,04
CaO	28,85	28,03	28,85
Na ₂ O	0,01	0,03	0,03
K ₂ O	0,01	0,01	0,02
BaO	0,05	0,05	0,09
F	1,14	0,85	1,10
Total:	98,59	98,26	98,92
N° Cátions			
Si	3,93	3,98	3,94
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00
<i>Soma T</i>	3,93	3,98	3,94
Al ^{VI}	0,47	0,36	0,58
Ti	3,40	3,53	3,32
Cr	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,01	0,01
Fe ₂₊	0,09	0,09	0,10
<i>Soma A</i>	3,97	4,00	4,01
Mn	0,01	0,01	0,01
Ca	4,05	3,95	4,03
Na	0,00	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00
F	0,47	0,35	0,45
<i>Soma B</i>	4,54	4,33	4,51
Total	12,43	12,31	12,46

CAPÍTULO 6 - GEOQUÍMICA

6.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Trinta e sete (37) amostras representativas dos Plútons Areial, Remígio, Puxinanã, Pocinhos e Serrote da Cobra constituintes do Complexo Granítico Esperança com seus respectivos fácies foram analisadas para elementos maiores, traços e terras raras por ICP-AES, no ACME-Laboratories-Canadá.

O Plúton Puxinanã está representado por duas amostras do fácies intermediário, granodiorítico equigranular a levemente porfirítico, fino a médio (ESP-16 e ESP-41B), sete amostras do fácies félsico biotita sienogranito a monzogranito porfirítico grosso (ESP-01, ESP-27, ESP-28, ESP-35, ESP-36 B, ESP-40 A e ESP-41 A), e uma amostra de dique granítico leucocrático monzogranítico (ESP-36C), ver **Tabela 6.1**.

O Plúton Areial está representado por uma amostra de enclave máfico (ESP-52E), quatro amostras do fácies intermediário, granodiorítico (ESP-03B, ESP-08B, ESP-08E e ESP-17) e onze amostras do fácies félsico biotita sienogranito a biotita monzogranito (ESP 03-A, ESP-06, ESP-08 A, ESP-09 A, ESP-09 B, ESP-12, ESP-14 A, ESP-18, ESP-19, ESP-31 e ESP-32), ver **Tabela 6.2**.

O Plúton Pocinhos, bastante homogêneo petrograficamente, leucocrático de cor branca, fanerítico inequigranular de granulação média a grossa, composição biotita sienogranito, com apenas 10% de máficos (biotita e anfibólio), está representado por três amostras: ESP-33, ESP-75 e ESP-111; ver **Tabela 6.3**.

O Plúton Serrote da Cobra, o qual é leucocrático de cor cinza claro e textura inequigranular a porfirítica de granulação média a grossa e composição biotita tonalito com diques máficos coexistindo sem mistura, está representado por três amostras do fácies biotita tonalítico : ESP-82, ESP-91 e ESP-104; ver **Tabela 6.4**.

O Plúton Remígio está representado por cinco amostras do mesmo afloramento, na Pedreira do Jenipapo (ESP-25), onde estão presentes: três amostras do fácies félsico, variando entre quartzo-monzonito, monzogranito e sienogranito (ESP 25 A, ESP 25 B e ESP 25 C), uma do fácies intermediário granodiorítico (ESP-25 E) e uma de dique granítico leucocrático álcali-feldspático granítico tardio (ESP 25D), ver **Tabela 6.5**.

O controle de qualidade dos dados foi feito utilizando-se análises de amostras em duplicatas e padrões internacionais. Os dados litogeoquímicos foram inseridos e trabalhados nos programas petrológicos MINPET 2.02 (Richard, 1995) e NEWPET (Clarke, 1991).

6.2 CLASSIFICAÇÃO DO COMPLEXO GRANÍTICO ESPERANÇA DENTRO DAS SÉRIES MAGMÁTICAS:

As amostras dos cinco plútons constituintes do Complexo Granítico Esperança foram projetadas juntas para fins de comparação entre elas, todavia para evitar a sobreposição de amostras e facilitar a interpretação (e apenas por isso) optamos pela sistemática de projetar sempre dois diagramas lado a lado: um com os plútons Areal, Remígio e Puxinanã; e outro com os plútons Pocinhos e Serrote da Cobra.

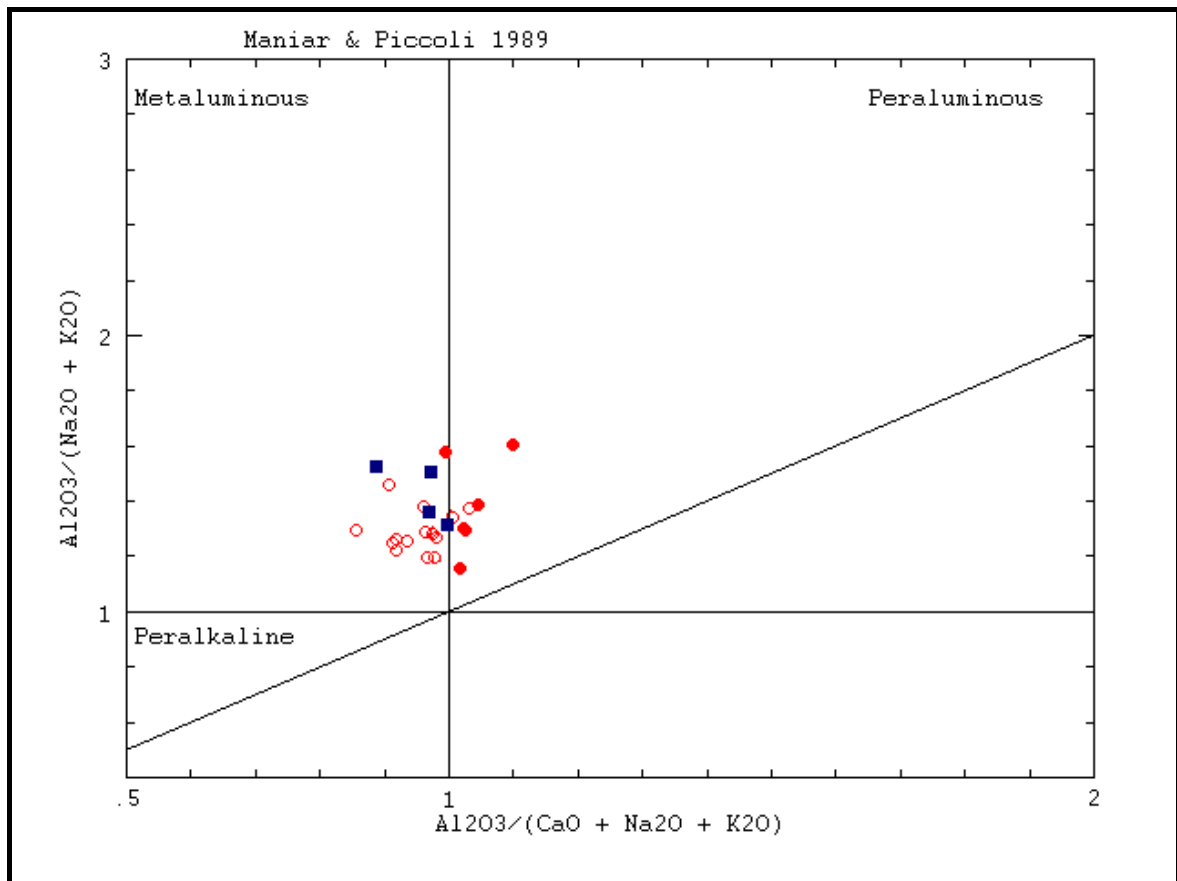


Figura 6.1a: Diagrama A/NK versus A/CNK com os campos de Maniar & Piccoli (1989), baseado no Índice de Shand (1927), para as rochas do Complexo Granítico Esperança.

Legenda:

Plúton Remígio: ● Biotita quartzo-monzonitos, sienos a monzogranitos e granodioritos.

Plúton Areal: ○ Biotita sienos a monzogranitos e granodioritos.

Plúton Puxinanã: ■ Biotita sienos a monzogranitos e granodioritos.

As rochas do Complexo Granítico Esperança, ao serem projetadas no diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ versus $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ de Maniar & Piccoli (1989), o qual é baseado nos Índices de Shand (1927), mostram que as amostras dos Plútons Areial e Puxinanã caem no campo das metaluminosas a fracamente peraluminosas, enquanto as amostras do Plúton Remígio são levemente peraluminosas (**Figura 6.1 a**).

As rochas dos Plútons Pocinhos e Serrote da Cobra caem no campo das metaluminosas a fracamente peraluminosas (**Figura 6.1 b**)

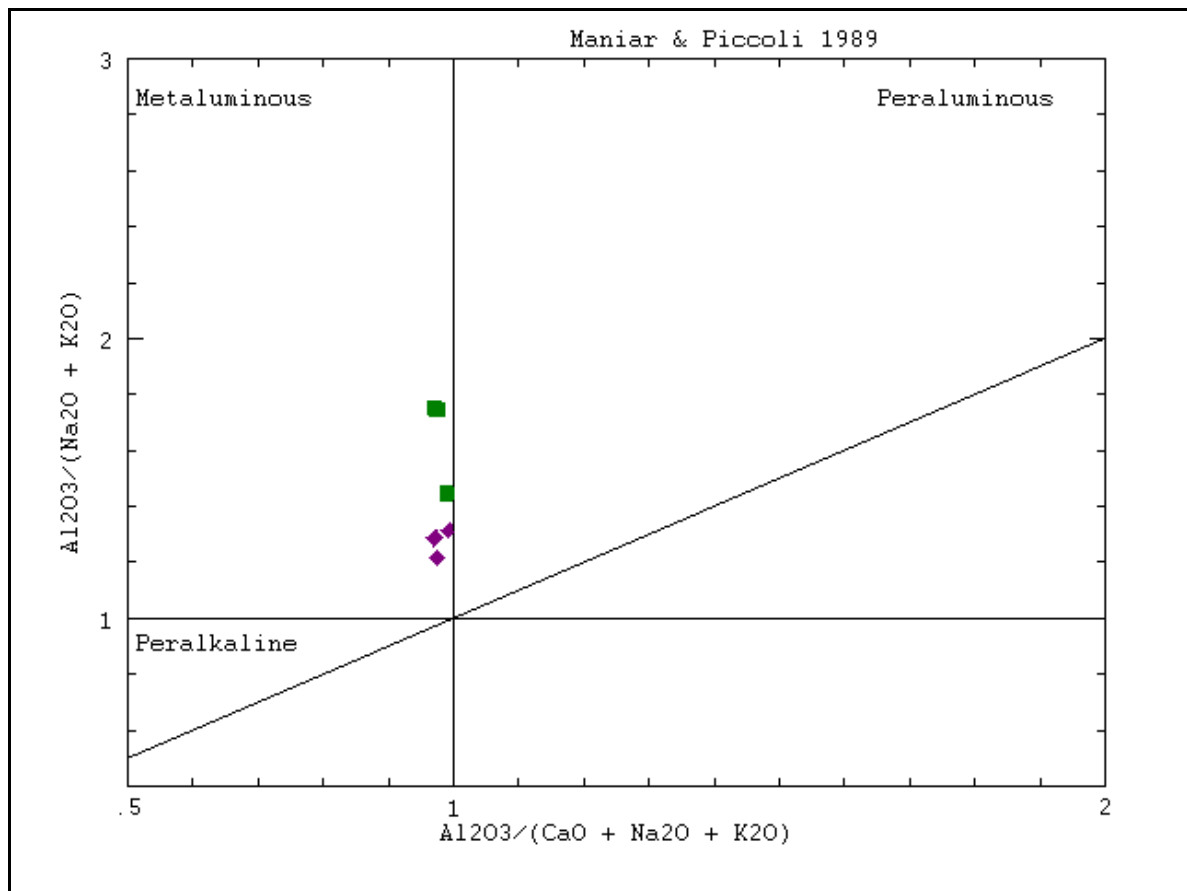


Figura 6.1b: Diagrama A/NK versus A/CNK com os campos de Maniar & Piccoli (1989), baseado no Índice de Shand (1927), para as rochas do Complexo Granítico Esperança.

Legenda:

Plúton Pocinhos: ◆ Biotita sienogranitos.

Plúton Serrote da Cobra: ■ Biotita tonalitos

As amostras dos diferentes plútons do Complexo Granítico Esperança, quando projetadas no diagrama Na_2O+K_2O versus SiO_2 , com os campos de Irvine & Baragar (1971), apresentam-se projetadas no campo das rochas da série subalcalina (**Figura 6.2**). Uma amostra de enclave máfico (ESP-52) do Plúton Areial cai no campo da série alcalina. Os

granitóides dos plútons Areal, Puxinanã e Remígio mostram correlação positiva dos álcalis com SiO_2 .

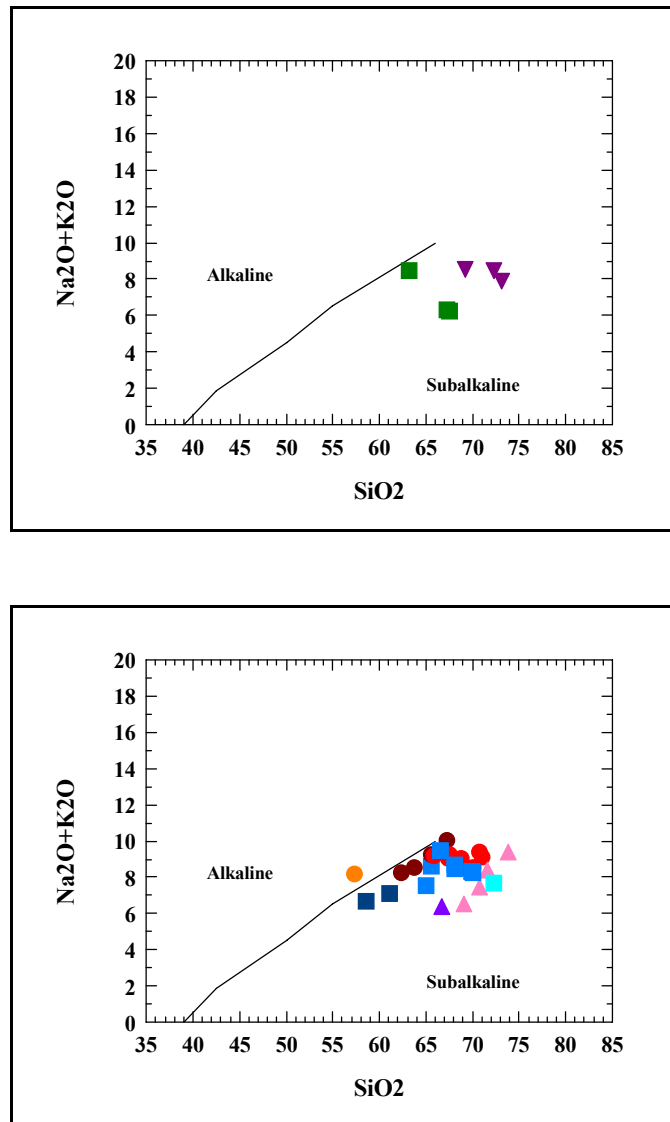


Figura 6.2: Diagrama TAS com os campos de Irvine & Baragar (1971) para as rochas do Complexo Granítico Esperança. **Legenda:**

Plúton Areal: ● Biotita sieno a monzogranitos; ● granodioritos, ● enclave máfico.

Plúton Puxinanã: ■ Biotita sieno a monzogranito; ■ Granodiorito; ■ Dique leucogranítico fino.

Plúton Remígio: ▲ Biotita quartzo-monzonitos e sieno a monzogranitos.

▲ Granodioritos.

Plúton Pocinhos: ▼ Biotita Sienogranito.

Plúton Serrote da Cobra: ■ Biotita Tonalito.

No diagrama AFM com os campos de Irvine & Baragar (1971), as rochas do Complexo Granítico Esperança caem no campo das rochas da série cálcioalcalina (**Figura**

6.3). Entretanto, este diagrama não discrimina as rochas da série alcalina das cálcioalcalinas. Os granitóides do Plúton Puxinanã descrevem um *trend* mais paralelo ao lado AF do triângulo, quando comparado ao *trend* do Plúton Areal, embora todos os plútons exibam um *trend* das rochas mais máficas às mais félsicas.

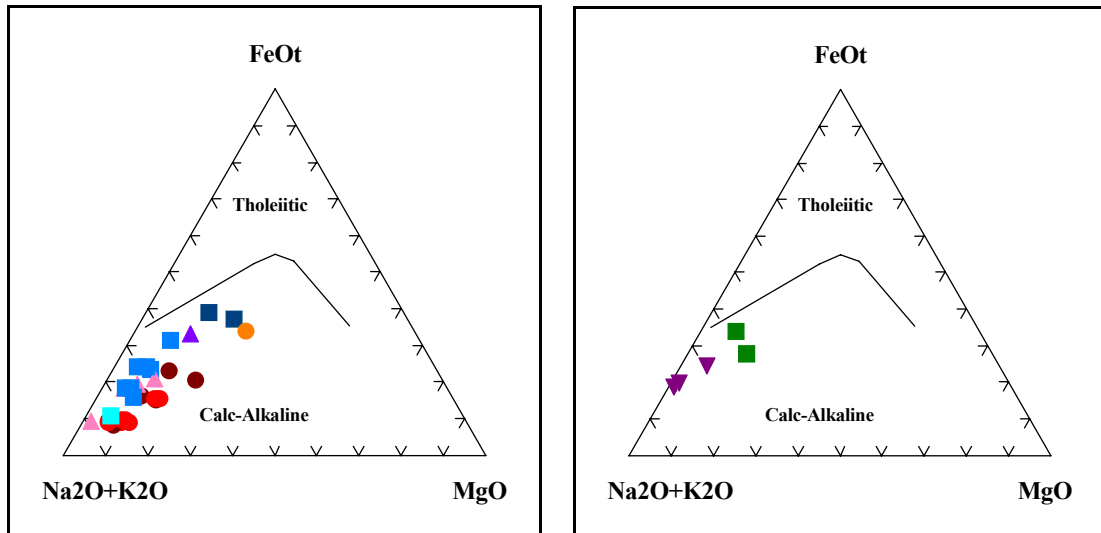


Figura 6.3: Diagrama AFM com os campos de Irvine & Baragar (1971) para as rochas do Complexo Granítico Esperança. **Legenda:**

Plúton Areal: ● Biotita sieno a monzogranitos; ● granodioritos, ● enclave máfico.

Plúton Puxinanã: ■ Biotita sieno a monzogranito; ■ Granodiorito; ■ Dique leucogranítico fino.

Plúton Remígio: ▲ Biotita quartzo-monzonitos e sieno a monzogranitos.

▲ Granodioritos.

Plúton Pocinhos: ▼ Biotita Sienogranito.

Plúton Serrote da Cobra: ■ Biotita Tonalito.

No diagrama binário SiO_2 vs K_2O (**Figura 6.4**) com os campos de Pecerrillo & Taylor (1976) as rochas dos fácies mais félsicos (biotita sienogranitos a biotita monzogranitos) dos Plútons Areal, Puxinanã, Pocinhos e Serrote da Cobra caem no campo das rochas shoshoníticas e cálcio-alcalinas de alto-K.

Observa-se que as rochas mais primitivas do Plúton Puxinanã caem no campo das rochas cálcio-alcalinas variando de médio a alto-K. Estas rochas intermediárias a máficas também mostram elevados teores de TiO_2 (>1%), não característicos da série shoshonítica. A ausência de rochas mais primitivas com assinaturas da série shoshonítica sugerem que este plúton não pertence à série shoshonítica e sim à série cálcio-alcalina de alto-K, apesar dos

altos teores de K_2O nos granitos, os quais poderiam estar associados simplesmente a um maior fracionamento.

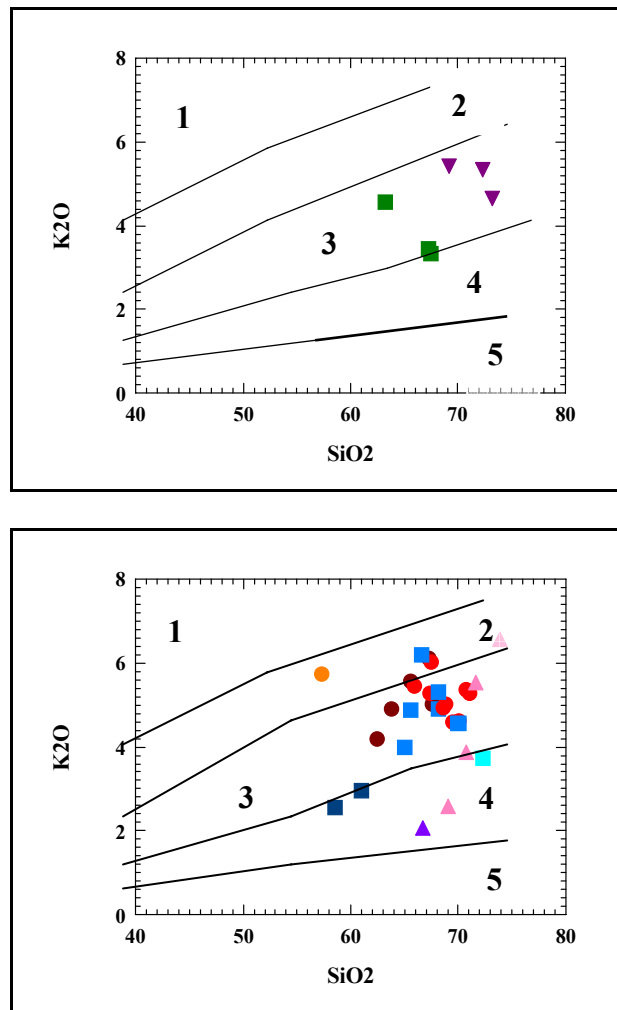


Figura 6.4: Diagrama binário SiO_2 vs K_2O com os campos de Pecерillo & Taylor (1976) para as rochas do Complexo Granítico Esperança. **Legenda:** 1: Série Ultrapotássica; 2: Série Shoshonítica; 3: Série K-cálcioalcalina; 4: Série Cálcioalcalina; 5: Série Toleítica. **Legenda:**
Plúton Areal: ● Biotita sieno a monzogranitos; ● granodioritos, ● enclave máfico.
Plúton Puxinanã: ■ Biotita sieno a monzogranito; ■ Granodiorito; ■ Dique leucogranítico fino.
Plúton Remígio: ▲ Biotita quartzo-monzonitos e sieno a monzogranitos.
▲ Granodioritos.
Plúton Pocinhos: ▼ Biotita Sienogranito.
Plúton Serrote da Cobra: ■ Biotita Tonalito.

No caso do Plúton Areal, exceto pela amostra de enclave máfico (ESP-52), a qual apresenta todas as características da série ultrapotássica ($MgO= 5,4$; $K_2O=5,7$ e $K_2O/Na_2O >2,0$) e que foi a única amostra com esta assinatura geoquímica analisada no Complexo Granítico Esperança; as demais rochas exibem características da série shoshonítica:

enriquecimento em Ba e Sr em relação aos demais plútons, teores de TiO_2 (<1%) inclusive para as amostras mais primitivas (granodioritos), e baixos teores de Nb e Y. Assim, consideramos que este plúton pertença à série shoshonítica.

As rochas do Plúton Remígio caem no campo das séries cálcio-alcálicas (amostras ESP-25A e ESP-25E) e cálcio-alcálicas de alto-K (amostras ESP-25B e ESP-25C). Apenas uma amostra, correspondente a um dique álcali-feldspático granítico leucocrático tardio (ESP-25D) caiu no campo das séries shoshoníticas, mas a amostra mais primitiva não exibe características da série shoshonítica, de modo que consideramos que este plúton tem afinidade cálcio-alcálica de alto-K.

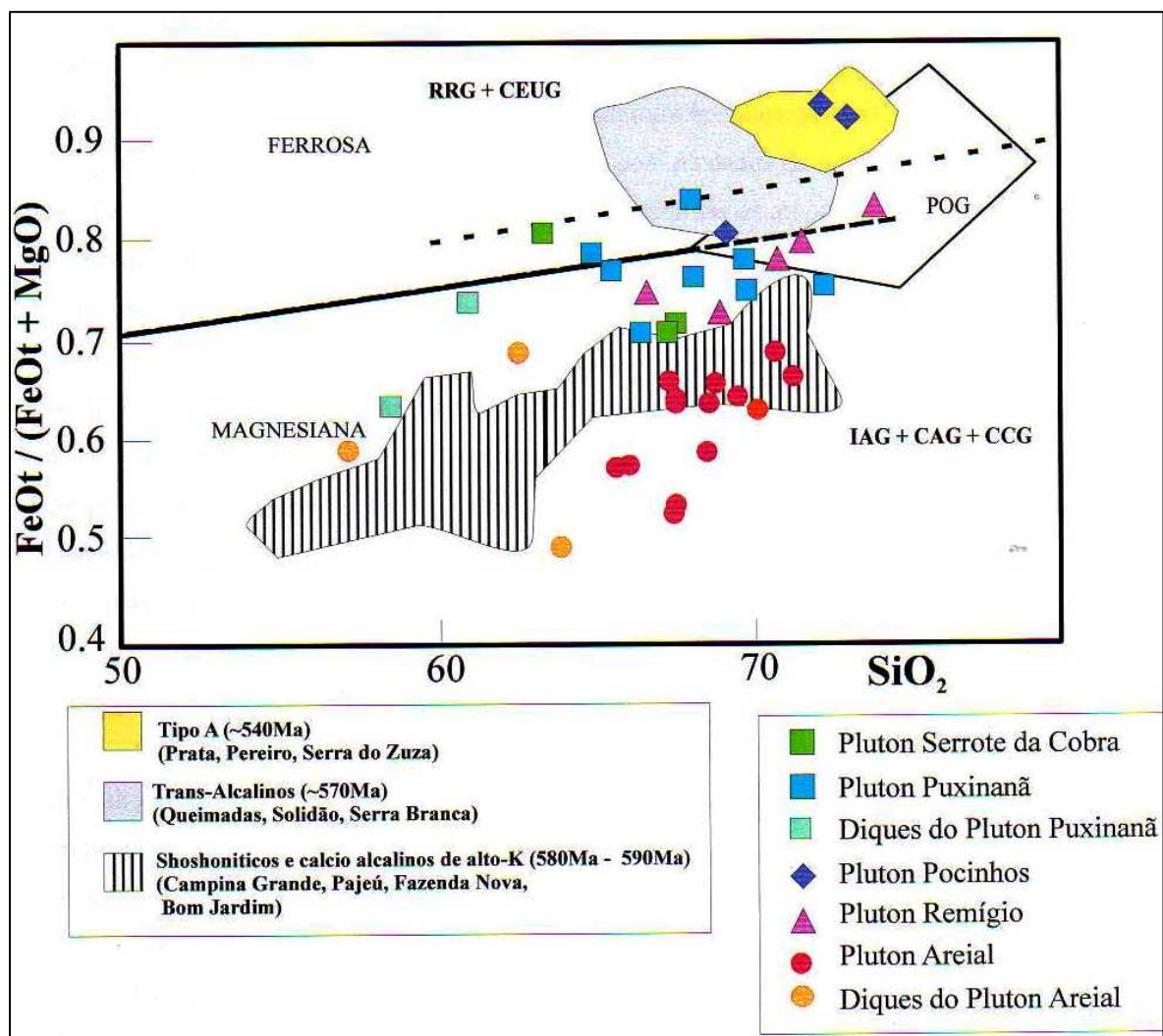


Figura 6.5 Projeção dos índices de $\text{Fe}\# = [\text{FeO}^t/(\text{FeO}^t + \text{MgO})]$ versus SiO_2 , para os granitóides do Complexo Esperança, com os campos das séries magnesianas e ferrosas (Frost et al., 2001) e os campos dos granitóides orogênicos, pós-orogênicos e anorogênicos (Maniar & Picolli, 1989), comparando com os dados obtidos de outros plútons graníticos do Terreno Alto Pajeú (TAP).

Os plútons Pocinhos e Serrote da Cobra não apresentam amostras primitivas analisadas, dificultando a interpretação, todavia suas demais características (teores mais baixos de Ba e Sr, teores mais elevados de Nb e Y, mineralogia mostrando biotita pertencente à série siderofilita-anita, anfibólio da série edenita-ferro edenita, etc...) são incompatíveis com a série shoshonítica conforme definida por Morrison (1980), sendo melhor caracterizadas como de afinidade cálcio-alcálica de alto-K.

A **Figura 6.5** mostra a projeção dos índices de Fe# [$\text{FeO}^{\text{T}}/(\text{FeO}^{\text{T}}+\text{MgO})$] versus SiO_2 para os granitóides do Complexo Esperança, com os campos das séries magnesianas e ferrosas (Frost et al., 2001) e os campos dos granitóides anorogênicos, pós-orogênicos e orogênicos (Maniar e Picoli (1989), comparando com os dados de outros plútons graníticos do Terreno Alto Pajeú (TAP). Observa-se que quase todas as amostras dos plútons Areal, Puxinanã, Remígio e Serrote da Cobra caem no campo das séries magnesianas, exceto as amostras do Plúton Pocinhos as quais caem no campo das séries ferrosas, evidenciando o enriquecimento em ferro observado em biotitas e anfibólios deste pluton, em relação às biotitas e anfibólios dos demais plútons do Complexo Esperança. As amostras do Plúton Puxinanã, assim como as do Pluton Remígio, caem próximas ao limite entre os campos propostos. Este comportamento tem sido descrito para os granitóides cálcio-alcálicos de alto-K do Domínio Rio Grande do Norte (Hollanda et al. 2002; Guimarães et al. 2004). As amostras do Plúton Pocinhos cai no campo das séries anorogênicas, enquanto os plútons Puxinanã, Areal e Serrote da Cobra projetam-se no campo das séries orogênicas. O Plúton Remígio mostra afinidade com as rochas do campo das séries pós-orogênicas, o que é compatível com seu comportamento intrusivo tardio (alojamento por “*stopping*”).

Com relação a outros plútons graníticos ocorrentes no TAP, as amostras do Plúton Pocinhos caem no campo definido por granitos tipo A (Prata, Pereiro, Serra do Zuza) enquanto as amostras dos plútons Areal e Serrote da Cobra, mostram valores de Fe# semelhantes aos granitóides cálcio-alcálicos de alto-K e shoshoníticos (Campina Grande, Pajeú, Fazenda Nova e Bom Jardim) dos Terrenos Alto Pajeú e Rio Capibaribe.

Com relação à tipologia dos plútons do Complexo Granítico Esperança, o Plúton Pocinhos apresenta todas as características dos granitos tipo A: (1) teores de SiO_2 acima de 70% (as amostras analisadas tem SiO_2 variando de 69.21 a 73.16%), (2) teores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) entre 7 e 11% (as amostras tem álcalis de 7.9 a 8.51%), (3) teores de CaO em torno de 1.8% (as amostras tem CaO de 1.49 a 1.93%), (4) $\text{FeO}^{\text{T}}/\text{MgO}$ variando de 8-80% (as amostras de Pocinhos tem $\text{FeO}^{\text{T}}/\text{MgO}$ variando de 4.25 a 16.8%), (5) elevados teores de Y,

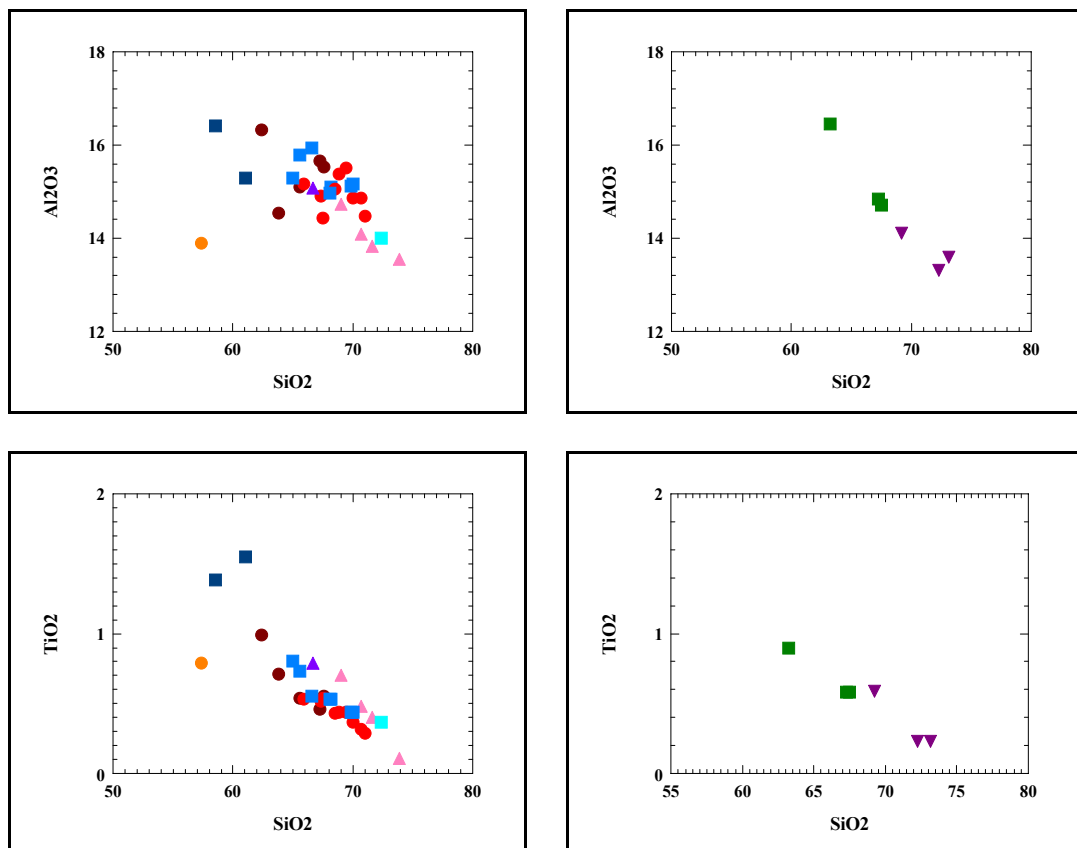
Nb, Zr e Ga; (6) baixos teores de Al_2O_3 , MgO e CaO; (7) elevada razão Ga/Al; (8) mineralogia caracterizada por micas, anfibólios e piroxênios enriquecidos em Fe.

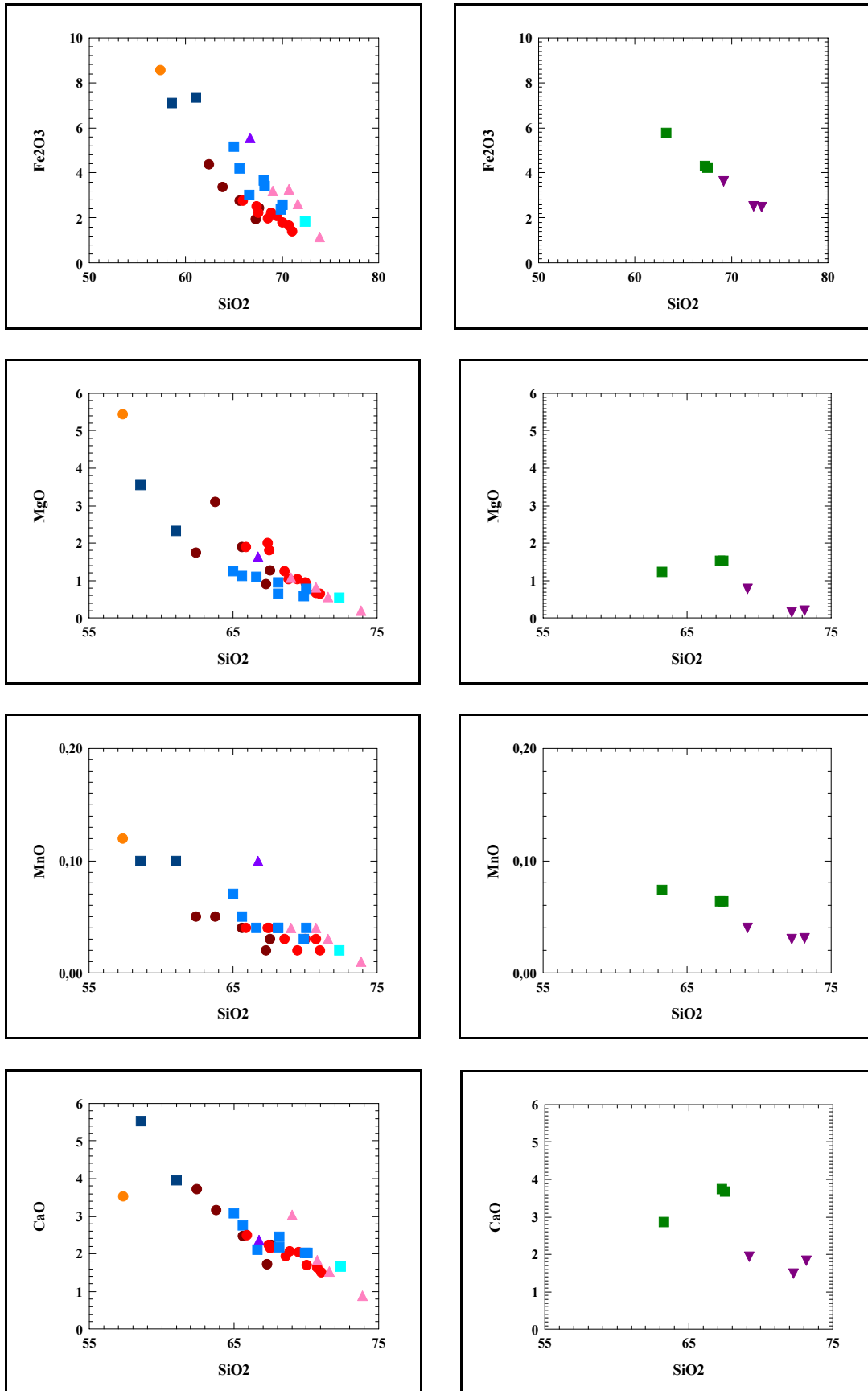
Os plútons graníticos Areial, Remígio, Serrote da Cobra e Puxinanã, por sua vez, exibem características mineralógicas e geoquímicas típicas dos granitos orogênicos, tipo I: (1) mineralogia incluindo hornblenda verde e biotita marrom (ambas comumente contendo inclusões de apatita), titanita, alanita e magnetita (com alguma ilmenita); (2) baixa razão K/Na; (3) alto teor de CaO; (4) alto estado de oxidação. O Plúton Serrote da Cobra, todavia, não apresenta anfibólio modal, contudo também não identificamos minerais característicos de granitos tipo S: monazita, muscovita, cordierita.

6.3 DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO HARKER PARA ELEMENTOS MAIORES

Nos diagramas de variação tipo Harker, os elementos maiores em forma de óxidos são projetados contra a sílica, visando verificar a existência de correlações entre os pares de óxidos, positivas ou negativas, com o intuito de determinar os processos de diferenciação sofridos pelas rochas e o fracionamento ou não de minerais a partir do líquido original.

Os diagramas de variação tipo Harker para as rochas do Complexo Granítico Esperança são mostrados na **Figura 6.6**.





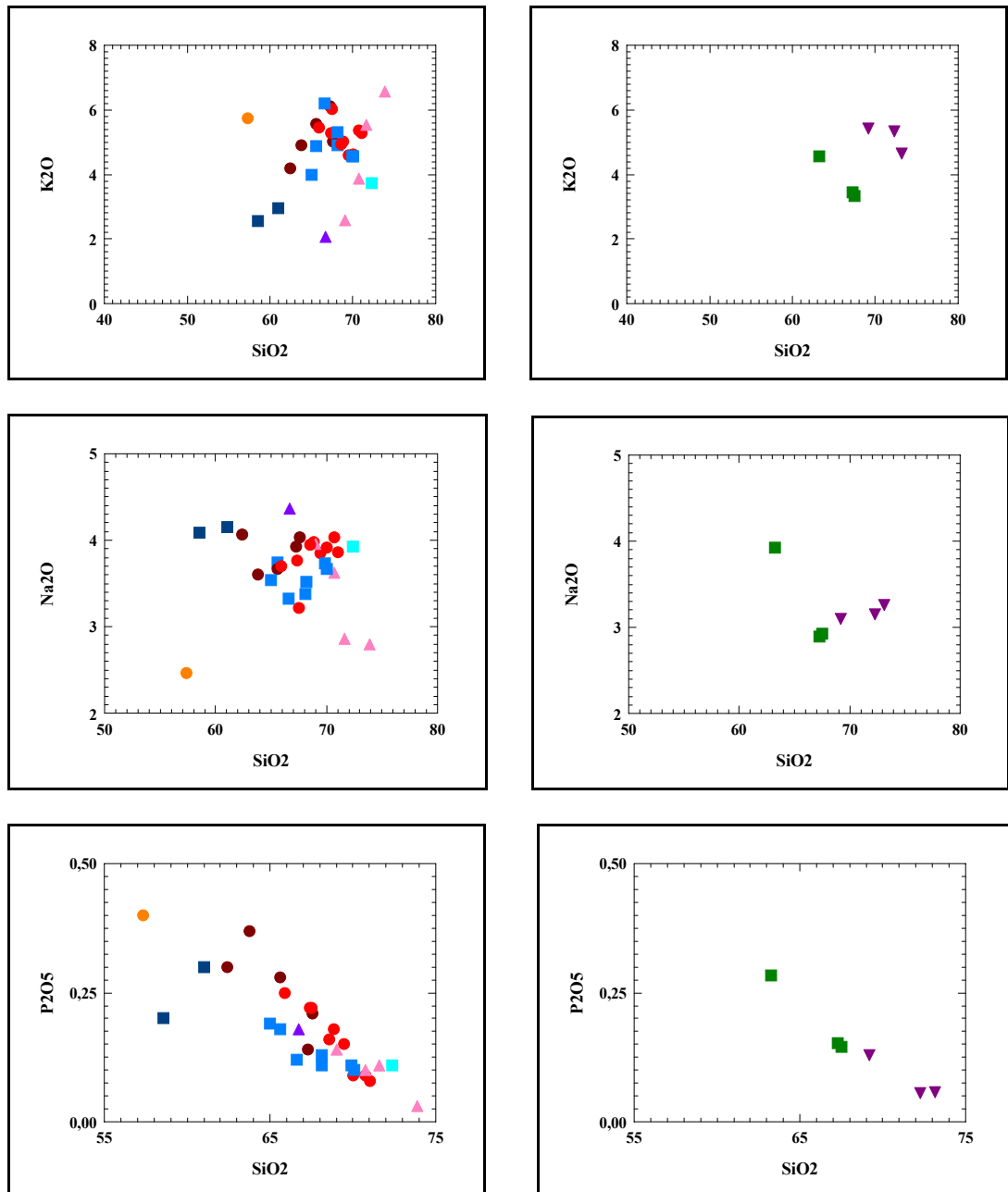


Figura 6.6 Diagramas de variação química tipo Harker, mostrando a variação dos elementos maiores versus SiO_2 , para as rochas do Complexo Granítico Esperança. **Legenda:**

Plúton Areal: ● Biotita sieno a monzogranitos; ● granodioritos, ● enclave máfico.

Plúton Puxinanã: ■ Biotita sieno a monzogranito; ■ Granodiorito; ■ Dique leucogranítico fino.

Plúton Remígio: ▲ Biotita quartzo-monzonitos e sieno a monzogranitos.

▲ Granodioritos.

Plúton Pocinhos: ▼ Biotita Sienogranito.

Plúton Serrote da Cobra: ■ Biotita Tonalito.

Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO e P_2O_5 mostram correlações negativas com a sílica para todas as intrusões, com exceção no caso dos diagramas MgO e CaO para o Plúton

Serrote da Cobra que a despeito do pequeno número de amostras, mostra suave correlação positiva com a sílica. As variações observadas sugerem que houve fracionamento de biotita (diagramas Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 e MgO vs SiO_2), para todas as intrusões. De um modo geral estes diagramas (Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO e P_2O_5) mostram uma certa tendência de *overlap* (sobreposição) entre os plútons estudados.

Também titanita foi uma fase fracionada em todas as intrusões (diagrama TiO_2 vs SiO_2), idem para apatita (diagrama CaO e P_2O_5 vs SiO_2) e plagioclásio (diagramas Na_2O e CaO vs SiO_2).

Embora os diagramas CaO , MgO e Fe_2O_3 vs SiO_2 sugiram fracionamento de anfibólio, as observações petrográficas mostram pequena porcentagem modal de anfibólio nas rochas dos plútons constituintes do Complexo Granítico Esperança e no caso do Plúton Serrote da Cobra, os diagramas CaO e MgO suavemente positivos sugerem ausência de anfibólio.

Quanto aos diagramas dos álcalis, o Na_2O mostra correlações negativas com a sílica no caso dos plútons Pocinhos e Remígio, sugerindo fracionamento de feldspato alcalino (K-feldspato e/ou plagioclásio sódico) e suavemente positiva no caso do Serrote da Cobra (ausência de fracionamento do feldspato alcalino), sendo que no caso dos plútons Areial e Puxinanã as amostras formam uma nuvem e devido à ausência de um *trend* definido, nada de conclusivo se pode afirmar; quanto ao K_2O versus sílica, os plútons de Pocinhos e Serrote da Cobra mostram correlações negativas (fracionamento de K-feldspato e/ou biotita) enquanto os plútons Areial, Puxinanã e Remígio mostram correlações positivas.

As rochas dos fácies intermediários (granodioríticos) dos Plútons Areial, Remígio e Puxinanã apresentam-se de um modo geral grosseiramente alinhadas com o *trend* das rochas mais félsicas (com algumas exceções) em todos os diagramas Harker, refletindo os processos de mistura de magma observados em campo no Complexo Granítico Esperança (CGE), pois processos de mistura e fracionamento levam a um alinhamento das amostras.

Contudo, observa-se que no caso do Plúton Areial, as rochas félsicas e as intermediárias granodioríticas exibem *trends* paralelos, embora ambos negativos, nos diagramas CaO , MgO e MnO versus sílica, sugerindo presença de componentes de fontes distintas para os dois tipos de rochas.

6.4 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS TRAÇOS

Os elementos traços produzem boas interpretações quanto ao fracionamento de minerais e à evolução magmática por que passou determinada suíte de rochas. A partição de um determinado elemento químico entre a fase cristalina e a fase líquida é expressa por

coeficientes de partição, obtidos pela fórmula $K_d = C_o/CL$ (onde C_o é a concentração do elemento na fase cristalina e CL é a concentração do elemento na fase líquida), os quais permitem subdividir os elementos em compatíveis ($K_d > 1$) e incompatíveis ($K_d < 1$).

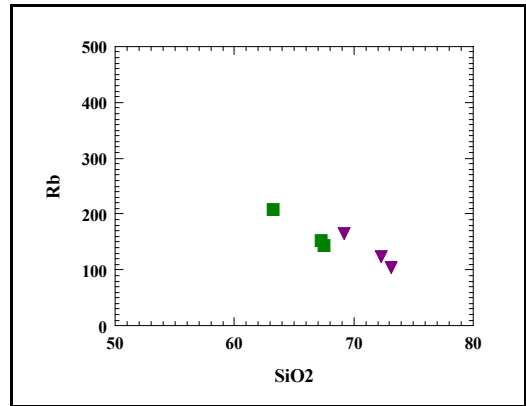
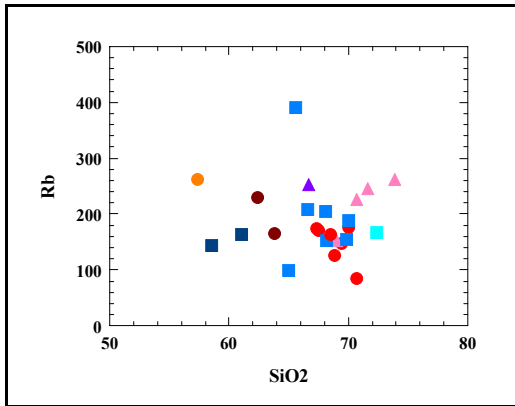
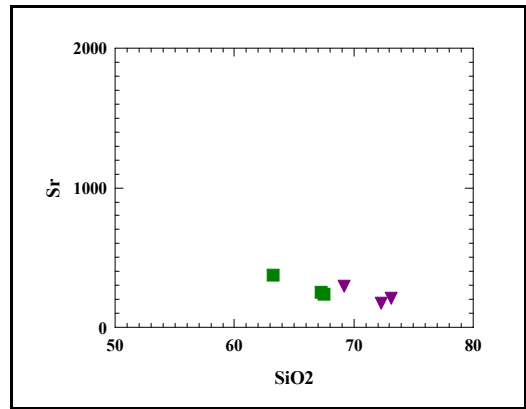
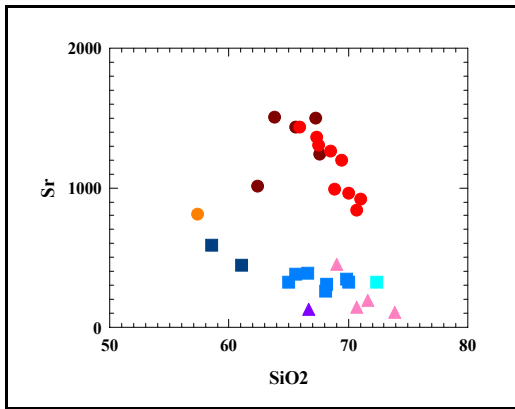
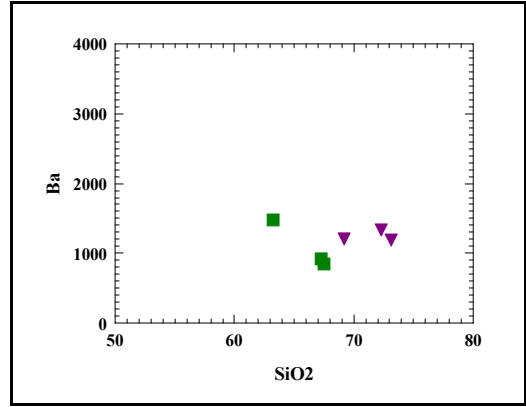
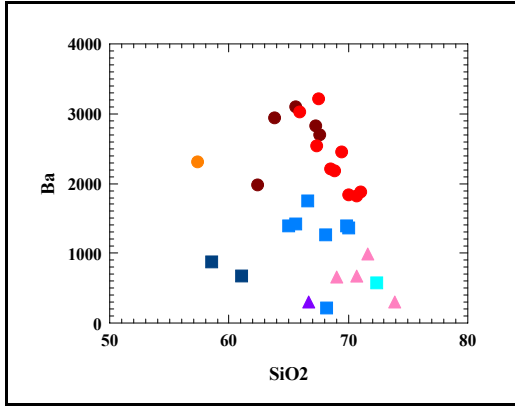
Os elementos compatíveis são aqueles primeiro fracionados nas fases sólidas (os elementos de transição Cr, Ni). Os elementos incompatíveis são aqueles que tendem a se concentrar no líquido residual durante o processo de cristalização fracionada. Os elementos incompatíveis podem ser subdivididos em LILE (Elementos litófilos de íon grande): K, Rb, Sr, Ba, Th e ETRL; e HFSE (Elementos de Ligação Forte ou Alto Potencial Iônico): Sc, Y, Ti, Zr, Hf, Nb e Ta. Os elementos HFSE são elementos pouco móveis, e portanto podem ser utilizados no estudo e identificação de ambientes geotectônicos.

A variação dos LILE e HFSE com a sílica (Diagramas tipo Harker) é mostrada nas **Figuras 6.7 e 6.8** respectivamente.

Os teores de Ba para a Intrusão Areial mostram correlação negativa com a sílica para os sienos e monzogranitos, sugerindo fracionamento de biotita e possivelmente K-feldspato, enquanto as rochas intermediárias granodioríticas se alinham mostrando correlação positiva. Correlações negativas para a Intrusão Serrote da Cobra, indicam fracionamento de biotita. Para as Intrusões Puxinanã, Remígio e Pocinhos nada se pode afirmar, devido à dispersão das amostras, embora pareça existir correlações levemente negativas (biotita e K-feldspato fracionados).

Os elevados teores de Ba presentes nas diversas intrusões constituintes do CGE, têm um importante significado em termos da evolução crustal e petrogênese deste complexo granítico, qual seja o de indicar origem a partir de pequeno grau de fusão parcial de uma fonte enriquecida, possivelmente manto metassomatizado, podendo ser também uma característica herdada da fonte. Deve-se ressaltar que o Plúton Areial é mais enriquecido em Ba que todos os demais plútons, inclusive seus termos mais primitivos.

O Rb apresenta-se relativamente disperso no caso da Intrusão Puxinanã, mas podemos identificar, no caso das Intrusões Areial, Pocinhos e Serrote da Cobra uma discreta correlação negativa com a sílica, também sugerindo fracionamento de biotita e/ou K-feldspato. No caso da Intrusão Remígio, nada se pode afirmar, devido à concentração das amostras.



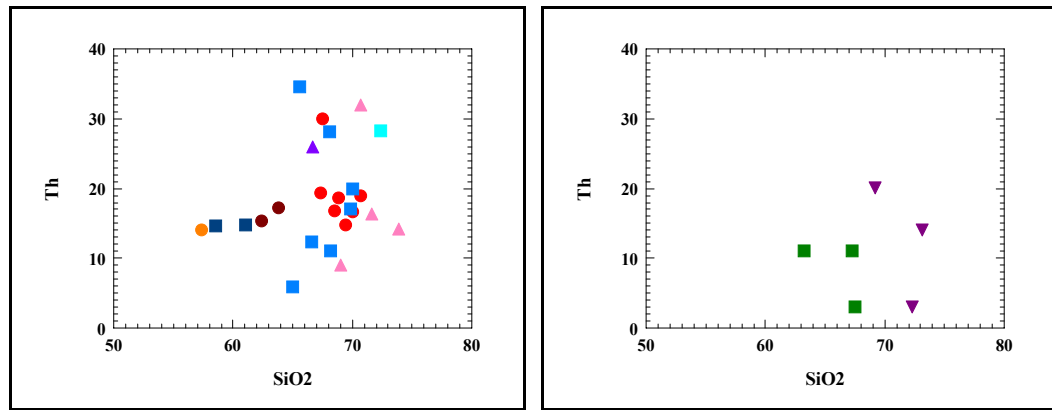


Figura 6.7 Diagramas de variação química tipo Harker, mostrando a variação dos elementos incompatíveis LIL (Rb, Sr, Th e Ba) versus SiO₂, para as rochas do Complexo Granítico Esperança. **Legenda:**

Plúton Areal: ● Biotita sieno a monzogranitos; ● granodioritos, ● enclave máfico.

Plúton Puxinanã: ■ Biotita sieno a monzogranito; ■ Granodiorito; ■ Dique leucogranítico fino.

Plúton Remígio: ▲ Biotita quartzo-monzonitos e sieno a monzogranitos.

▲ Granodioritos.

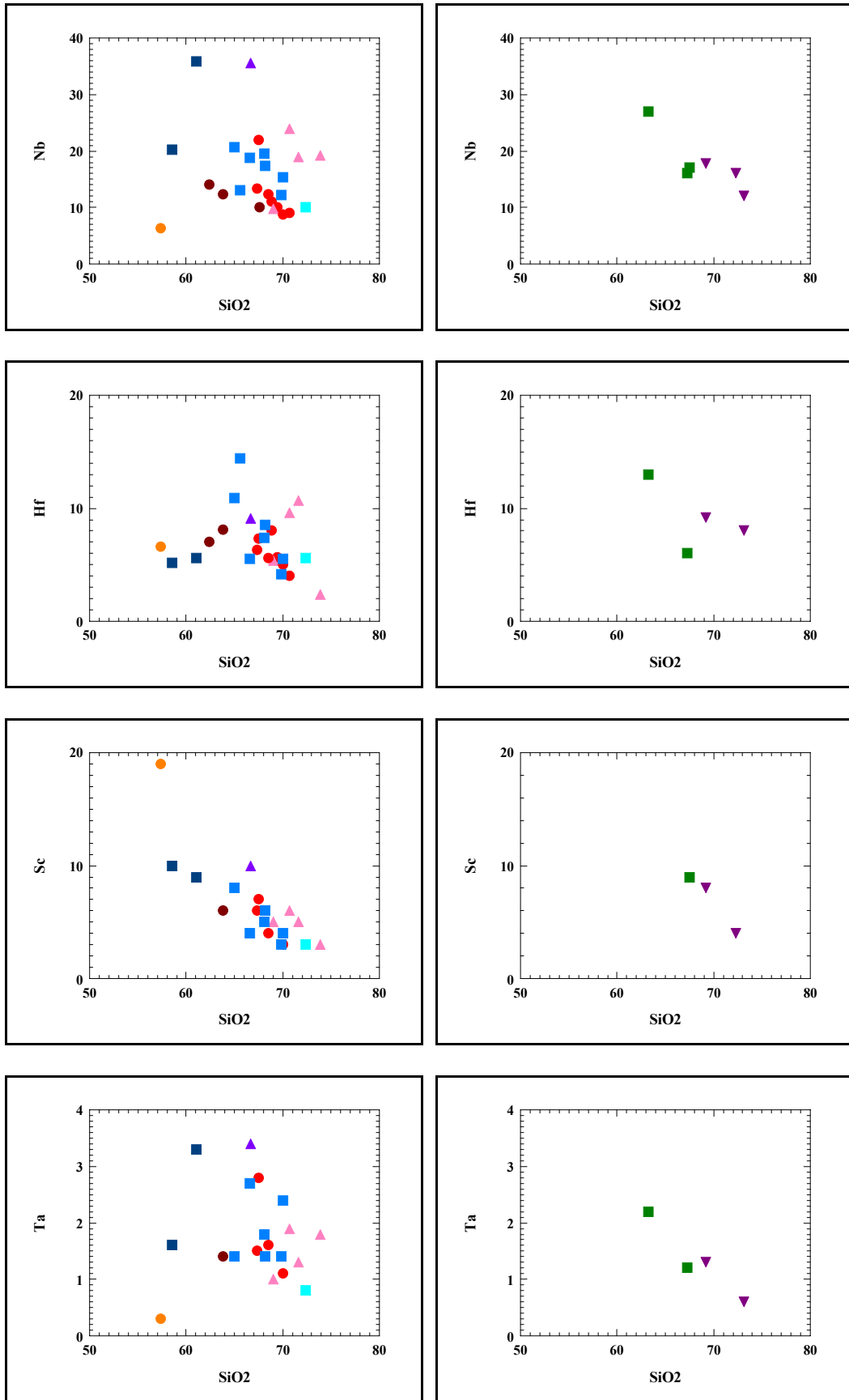
Plúton Pocinhos: ▼ Biotita Sienogranito.

Plúton Serrote da Cobra: ■ Biotita Tonalito.

O Sr apresenta *trends* de correlação negativa com a sílica para todos os cinco plútons estudados, sugerindo que plagioclásio e/ou apatita foram fases fracionadas, durante a evolução dos mesmos.

Os diagramas de Ba e Sr mostram, para a Intrusão Areal, que as amostras intermediárias e félsicas apresentam-se alinhadas, porém um pouco afastadas da amostra do enclave máfico. Isto sugere, em casos de processos de mistura de magma, mistura incompleta; ou que os processos de mistura foram localizados, tendo esta intrusão evoluído principalmente por cristalização fracionada, ou que o enclave máfico é tardio e não-correlacionado geneticamente com a evolução deste plúton. Já no caso da Intrusão Puxinanã, as amostras intermediárias e félsicas apresentam um bom alinhamento, sugerindo que nesta intrusão os processos de mistura de magma teriam sido mais eficazes.

Os teores de Th apresentam-se dispersos para todas as intrusões, impedindo maiores interpretações.



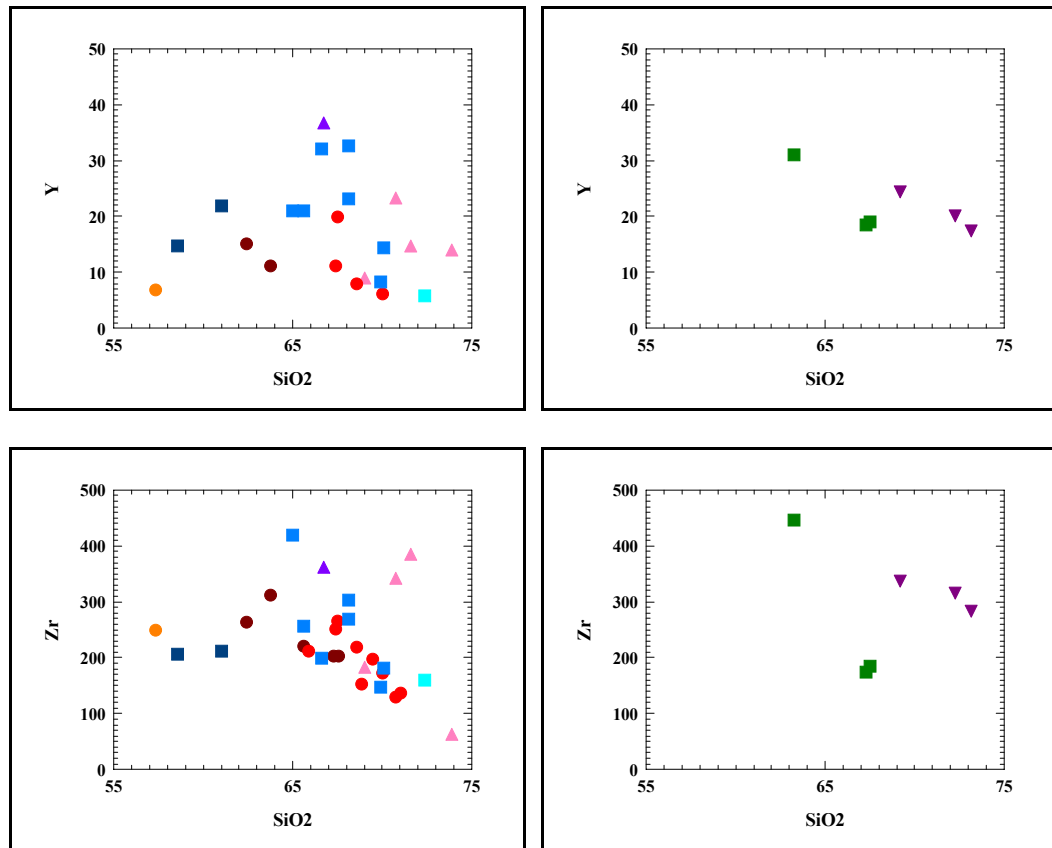


Figura 6.8: Diagrama de variação química tipo Harker, mostrando a variação dos elementos incompatíveis HFS (Ta, Nb, Zr, Y, Hf e Sc) versus SiO_2 , para as rochas do Complexo Granítico Esperança. **Legenda:**

Plúton Areal: ● Biotita sieno a monzogranitos; ● granodioritos, ● enclave máfico.

Plúton Puxinanã: ■ Biotita sieno a monzogranito; ■ Granodiorito; ■ Dique leucogranítico fino.

Plúton Remígio: ▲ Biotita quartzo-monzonitos e sieno a monzogranitos.

▲ Granodioritos.

Plúton Pocinhos: ▼ Biotita Sienogranito.

Plúton Serrote da Cobra: ■ Biotita Tonalito.

Os diagramas dos elementos incompatíveis HFS vs sílica mostram grande dispersão, impossibilitando maiores interpretações. Contudo, observa-se em todos os diagramas uma clara separação entre as amostras félsicas e as intermediárias, sugerindo presença de componentes de fontes distintas. No caso dos diagramas Zr vs SiO_2 e Hf vs SiO_2 , as amostras do Plúton Areal exibem um *trend* negativo, sugestivo de fracionamento de zircão.

O U exibe para o Plúton Areal uma correlação positiva entre três amostras, seguindo o *trend* intermediário-félsico, sugerindo enriquecimento em U no líquido no caso de processos de cristalização fracionada, ou os componentes extremos e o intermediário poderiam estar relacionados por mistura (mistura incompleta, como analisado nos diagramas de Ba e Sr vs SiO_2); para as demais amostras deste plúton há uma dispersão grande, impedindo maiores

interpretações. O Plúton Puxinanã exibe uma clara separação entre as amostras intermediárias e félsicas, o que sugere presença de componentes de fontes distintas nos dois tipos petrográficos. Uma suave tendência negativa indica possível fracionamento de minerais com urânio nas fases precoces da cristalização do plúton (zircão, alanita). Do Plúton Remígio nada se pode afirmar, e no caso dos plútons Pocinhos e Serrote da Cobra, os baixos teores de U não permitem maiores interpretações, embora se vislumbre um ligeiro *trend* negativo em ambos casos, sugestivo de fracionamento de zircão e/ou alanita, possivelmente nas etapas precoces de cristalização.

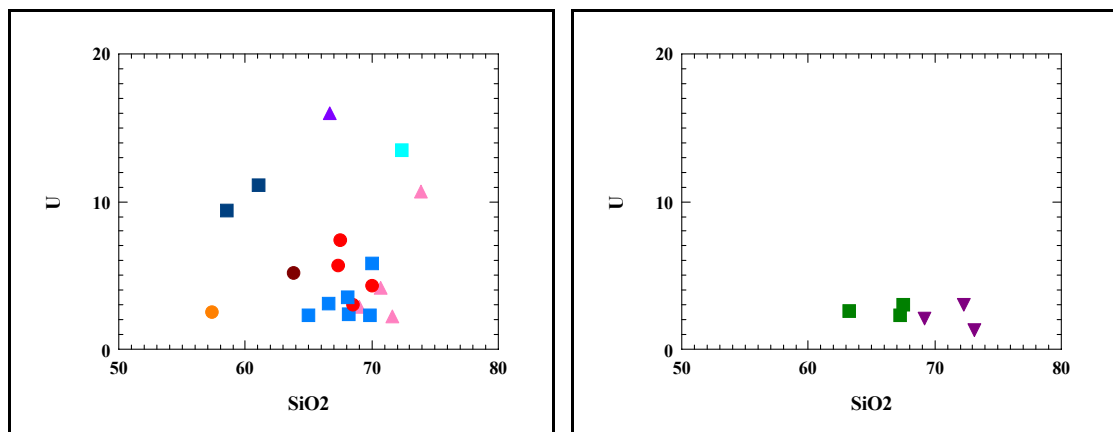


Figura 6.9: Diagrama de variação química tipo Harker, mostrando a variação do elemento Urânio versus SiO_2 , para as rochas do Complexo Granítico Esperança. **Legenda:**

Plúton Areal: ● Biotita sieno a monzogranitos; ● granodioritos, ● enclave máfico.

Plúton Puxinanã: ■ Biotita sieno a monzogranito; ■ Granodiorito; ■ Dique leucogranítico fino.

Plúton Remígio: ▲ Biotita quartzo-monzonitos e sieno a monzogranitos.

▲ Granodioritos.

Plúton Pocinhos: ▼ Biotita Sienogranito.

Plúton Serrote da Cobra: ■ Biotita Tonalito.

O Plúton Areal exibe teores mais elevados em Ba e Sr, e mais baixos em Nb e Y, que os demais plútons, semelhante às sugeridas para os granitóides da série shoshonítica.

Podemos utilizar os elementos traços para inferir fracionamento de fases minerais significantes nos processos de evolução magmática, seja por mecanismos de cristalização fracionada, seja por mecanismos de mistura, conforme mostrado por Tollo et al. (2004). Os diagramas (Rb/Sr vs Rb/Ba), (Sr vs Eu/Eu^*), (Sc vs Ta) e (Hf/Ta vs Ce/Yb) para os granitóides dos plútons Areal, Puxinanã e Remígio são mostrados nas **Figuras 6.10, 6.11,**

6.12 e 6.13. Os granitóides dos plútons Pocinhos e Serrote da Cobra não foram projetados devido ao reduzido número de amostras analisadas para estes plútons.

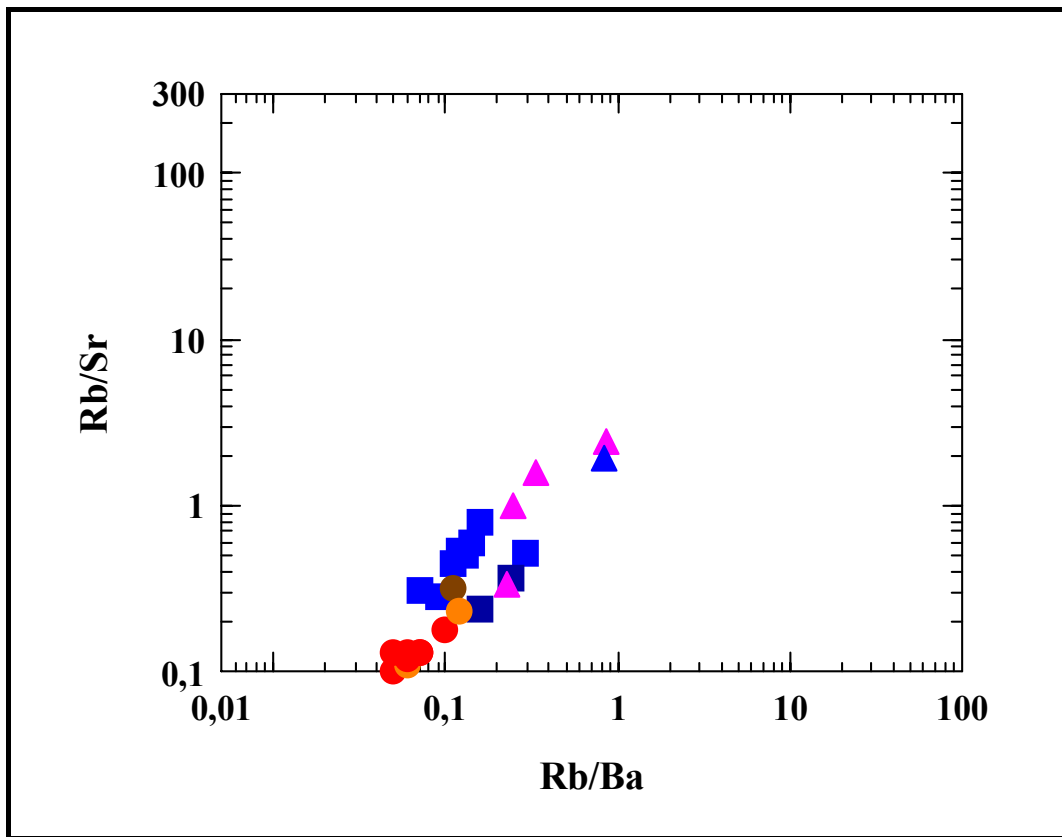


Figura 6.10: Diagrama Rb/Sr vs Rb/Ba, sugerindo o fracionamento das fases K-feldspato e Plagioclásio, para as rochas do Complexo Granítico Esperança. As amostras félsicas do Plúton Areal mostram tendência a superposição ou concentração (*overlap*).

Legenda:

Plúton Areal: ● Biotita sieno a monzogranitos; ● granodioritos, ● enclave máfico.

Plúton Puxinanã: ■ Biotita sieno a monzogranito; ■ Granodiorito; ■ Dique leucogranítico fino.

Plúton Remígio: ▲ Biotita quartzo-monzonitos e sieno a monzogranitos.

▲ Granodioritos.

Plúton Pocinhos: ▼ Biotita Sienogranito.

Plúton Serrote da Cobra: ■ Biotita Tonalito.

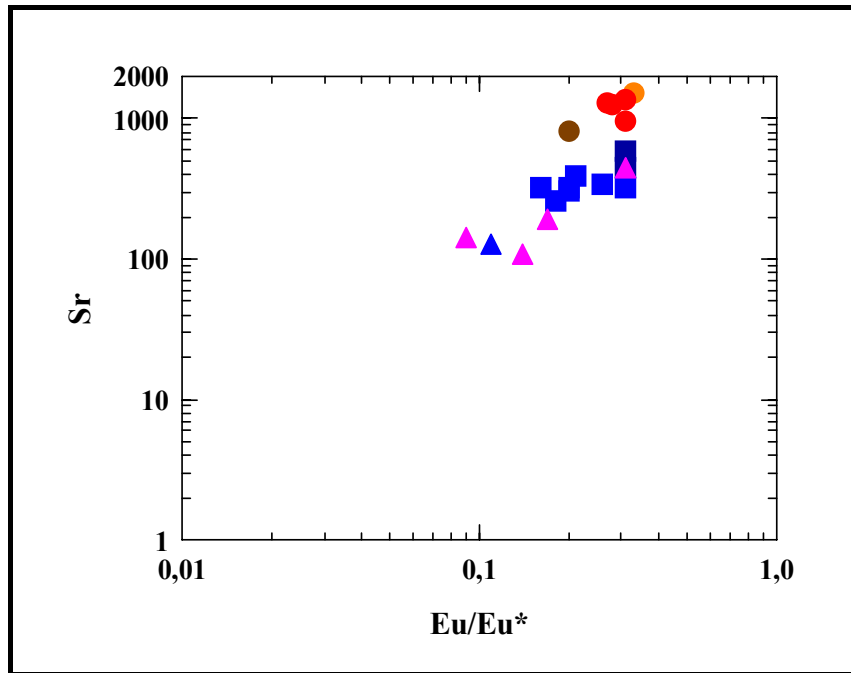


Figura 6.11: Diagrama Sr vs Eu/Eu*, sugerindo o fracionamento das fases K-feldspato e Plagioclásio, para as rochas do Complexo Granítico Esperança.

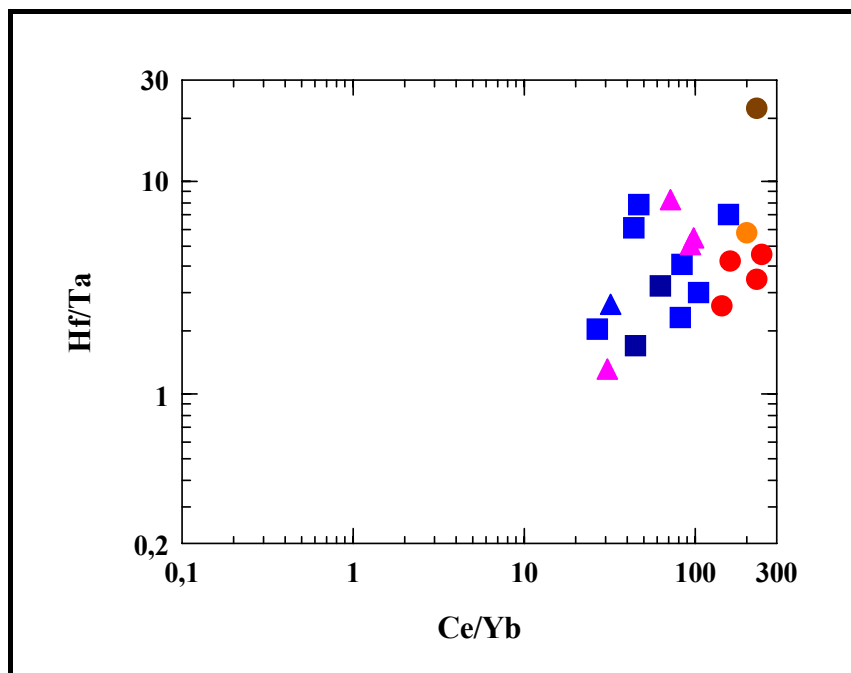


Figura 6.12: Diagrama Hf/Ta vs Ce/Yb sugerindo o fracionamento de zircão e alanita, para as rochas do Complexo Granítico Esperança. **Legenda:**

Plúton Areial: ● Biotita sieno a monzogranitos; ● granodioritos, ● enclave máfico.

Plúton Puxinanã: ■ Biotita sieno a monzogranito; ■ Granodiorito; ■ Dique leucogranítico fino.

Plúton Remígio: ▲ Biotita quartzo-monzonitos e sieno a monzogranitos.

▲ Granodioritos.

Plúton Pocinhos: ▼ Biotita Sienogranito.

Plúton Serrote da Cobra: ■ Biotita Tonalito.

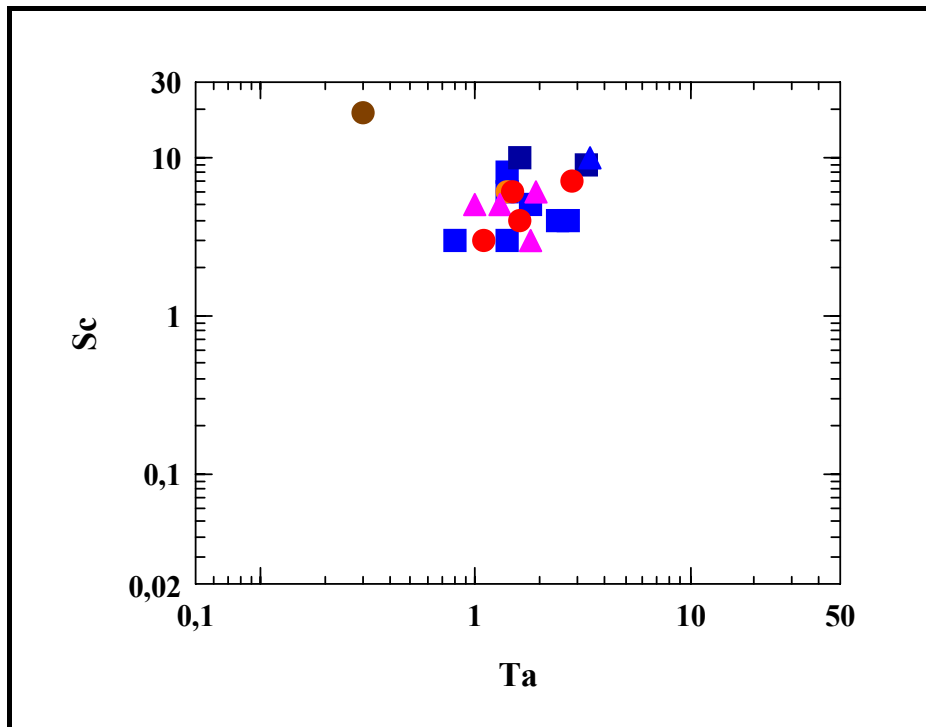


Figura 6.13: Diagrama Sc vs Ta, sugerindo o fracionamento de anfibólio para as rochas do Complexo Granítico Esperança. **Legenda:**

Plúton Areal: ● Biotita sieno a monzogranitos; ● granodioritos, ● enclave máfico.

Plúton Puxinanã: ■ Biotita sieno a monzogranito; ■ Granodiorito; ■ Dique leucogranítico fino.

Plúton Remígio: ▲ Biotita quartzo-monzonitos e sieno a monzogranitos.

▲ Granodioritos.

Plúton Pocinhos: ▼ Biotita Sienogranito.

Plúton Serrote da Cobra: ■ Biotita Tonalito.

Nos diagramas Rb/Sr vs Rb/Ba e Sr vs Eu/Eu* as rochas félsicas do Plúton Areal não mostram *trend* de fracionamento (**Figuras 6.10 e 6.11**), exibindo concentração de amostras, sugerindo apenas processos de mistura de magmas durante a evolução dos granitóides do Pluton Areal. As amostras do Plúton Puxinanã mostram *trend* sugestivo de fracionamento de K-feldspato, sugerindo que o fracionamento desta fase mineral foi um importante processo durante a evolução dos granitóides deste plúton. No diagrama Sr vs Eu/Eu* (**Figura 6.11**) as amostras do Plúton Puxinanã mostram *trend* com diminuição dos valores da razão Eu/Eu* com Sr constante, com a mesma interpretação (fracionamento de K-feldspato). Os granitóides do Plúton Remígio mostram *trend* que sugere fracionamento de K-feldspato e de fase mineral com Kds elevados para Eu e Sr. As variações observadas nos plútons Puxinanã e Remígio associadas à variação de P₂O₅ versus SiO₂ (**Fig. 6.6**) mostram correlações negativas que sugerem fracionamento de apatita durante a evolução dos granitóides Puxinanã e Remígio.

As amostras dos plútons Areal, Puxinanã e Remígio projetadas no diagrama Sc vs Ta sugerem fracionamento de anfibólio em diferentes proporções, durante a evolução destes granitóides.

O diagrama Hf/Ta vs Ce/Yb (**Fig. 6.12**) sugere fracionamento de zircão durante a evolução dos granitóides dos plútons Areal, Remígio e Puxinanã.

6.5 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS TERRAS RARAS

Os elementos terras raras constituem a série dos lantanídeos, e junto com o Y, o Sc e a série dos actinídeos, fazem parte da coluna 3B da Tabela Periódica de Elementos.

Em petrologia, apenas os lantanídeos são considerados elementos terras raras, sendo subdivididos em leves, médios e pesados (ETRL, ETRM e ETRP), conforme o aumento do número atômico. Os lantanídeos são quinze elementos de transição interna (apresenta elétrons de valência situados no subnível 4f), indo do Lantânio ($Z=57$) ao Lutécio ($Z=71$). Caracterizam-se por uma forte eletropositividade, e apresentam uma propriedade peculiar, a chamada “contração dos lantanídeos”: à medida que o número atômico aumenta ocorre a diminuição do raio atômico do elemento.

Os terras raras leves são o Lantânio, o Cério, o Praseodímio e o Neodímio; terras raras médios o Samário, o Európio, o Gadolínio e o Térbio; e terras raras pesados o Disprósio, o Hólmio, o Érbio, o Túlio, o Itérbio e o Lutécio. O Promécio, situado entre o Neodímio e o Samário, não ocorre na natureza, pois seu tempo de meia vida é extremamente curto.

Os elementos terras raras são todos trivalentes positivos, porém o Európio e o Itérbio podem ser bivalentes positivos em condições extremamente redutoras, e o Cério e o Térbio podem ser tetravalentes positivos em condições extremamente oxidantes.

Além disso, alguns ETR podem também apresentar mudança de valência devido às condições de temperatura e composição do magma: por exemplo, a razão $\text{Eu}^{+2}/\text{Eu}^{+3}$ em um magma é diretamente proporcional ao aumento de temperatura do mesmo, bem como à razão atômica $(\text{Al}+\text{Si})/\text{O}$, em magmas silicáticos mais ricos em Ca, Mg e Al.

Nessas circunstâncias, o Eu^{+2} comporta-se geoquimicamente de forma similar ao Sr, e assim como este pode substituir o Ca na rede cristalina dos plagioclásios. Este fenômeno é responsável pela famosa anomalia negativa do Európio, observada em diagramas que utilizam os ETR, para magmas que fracionaram plagioclásios em proporções significativas, durante sua evolução.

Para utilizarmos os ETR em petrologia, é preciso fazer a normalização para um padrão conhecido, como forma de minimizar o efeito Oddo-Harkins, que é a diferença natural

existente entre a abundância dos elementos de números atômicos pares e ímpares, uma vez que os elementos pares são mais abundantes na natureza que os ímpares adjacentes na Tabela Periódica, por razões de estabilidade eletrônica.

Assim, normalizando os ETR para um determinado padrão, já consagrado na literatura, os elementos comportam-se como se tivessem a mesma abundância e ao mesmo tempo, é possível comparar o quanto eles estão enriquecidos ou empobrecidos em relação ao padrão adotado, e conseqüentemente extrair inferências petrogenéticas dessas informações.

Quanto ao padrão que deve ser adotado, depende de cada situação, mas o condrito (ou meteorito condritico) é muito usado por representar a composição do sistema solar primitivo que originou a Terra, e por conseguinte pode-se estimar o quanto a rocha a ser analisada diferenciou-se da Terra primitiva, e até traçar um possível “*trend*” da evolução percorrida pela mesma.

Além da comparação da rocha com o padrão normalizador adotado, também é possível estimar a fugacidade do oxigênio durante a cristalização mineral, através da análise da razão $\text{Eu}^{+2}/\text{Eu}^{+3}$.

Outrossim, a análise do conteúdo de ETR em uma rocha pode ser comparada com outras rochas do mesmo sistema ígneo, ou com rochas de outros sistemas.

Também se pode estimar quais os minerais que estiveram envolvidos nos processos magmáticos responsáveis pelo fracionamento dos ETR. Os ETR ocorrem nas rochas félsicas concentrados em minerais acessórios, e nas rochas máficas em minerais essenciais. Em ambos os casos, eles entram na estrutura cristalina dos minerais de forma clandestina: seja ocupando defeitos na rede cristalina, substituindo elementos, ou aprisionados pela formação rápida do mineral.

A presença dos ETR num mineral está condicionada ao chamado coeficiente de distribuição (K_d), que varia de mineral para mineral. Minerais como apatita, titanita, monazita e alanita concentram ETRL (apresentam $K_d > 1$ para ETRL), empobrecendo o líquido nestes elementos se permanecerem em fases residuais durante a fusão. Ao mesmo tempo, a precipitação desses minerais durante a cristalização enriquece a rocha em ETRL.

Fracionamento de apatita, titanita e hornblenda empobrecem o líquido em ETRM, enquanto fracionamento de granada, zircão, piroxênio empobrecem o líquido em ETRP.

A anomalia positiva de Eu no líquido pode ser resultante do fracionamento de hornblenda, clinopiroxênio, granada e apatita, ao passo que a anomalia negativa de Eu é causada pelo fracionamento de plagioclásio ou pela retenção de plagioclásio na fonte.

A capacidade de um mineral de admitir um ETRL, ETRM ou ETRP em sua rede cristalina é controlada pelo poliedro de coordenação para os cátions no mineral (por exemplo, minerais com poliedros de coordenação largos, entre 10 e 12, favorecem os ETR com íons grandes (ETR leves), minerais com poliedros médios, entre 6 e 9, favorecem os ETR com íons médios (ETR médios) e minerais com poliedros apertados, menores que 6, favorecem os ETR com íons pequenos (ETR pesados).

Uma outra relação importante que se pode extrair da análise dos ETR é avaliar se o granitóide em questão apresenta afinidade com alguma das séries magmáticas consagradas na literatura (toleítica, cálcio-alcálica, alcálica, shoshonítica, etc.).

Cada uma destas séries apresenta padrões característicos de distribuição de ETR (empobrecimento ou enriquecimento em ETRL ou ETRP em relação ao padrão normalizador; anomalia negativa, ausente ou positiva de Eu, a qual também pode ser discreta, moderada ou acentuada, etc.).

A **Figura 6.14** apresenta diagramas de variação química tipo Harker, mostrando a variação dos elementos terras raras versus SiO₂, para as rochas do Complexo Granítico Esperança.

O granitóides do Plúton Areial exibem dois *trends* antagônicos no diagrama (La+ Ce) versus SiO₂: um positivo para as amostras máficas e intermediárias, com uma amostra do félsico no extremo (sugerindo processos de mistura) e outro fortemente negativo para as félsicas, sugerindo fracionamento de titanita e alanita, durante a evolução das rochas félsicas, processos de mistura entre félsicas e máficas e, que as rochas félsicas e intermediárias não são cogenéticas.

Esta mesma interpretação pode ser feita no Plúton Puxinanã onde também se observam dois *trends* distintos: um quase horizontal das rochas intermediárias para um grupo de félsicas e outro fortemente negativo para outro grupo de amostras félsicas, com as mesmas implicações explanadas para o Plúton Areial.

O Plúton Remígio exhibe um *trend* negativo das intermediárias para as félsicas, sugerindo evolução a partir de uma só fonte com cristalização de titanita e alanita.

No diagrama (Yb+Lu) versus SiO₂, para os plútons Areial e Puxinanã as correlações são mais uma vez antagônicas para as amostras félsicas (negativas) e intermediárias (positivas), sugerindo componentes de fontes distintas para estes dois tipos de rochas e possível fracionamento de anfibólio e zircão durante a evolução das rochas félsicas.

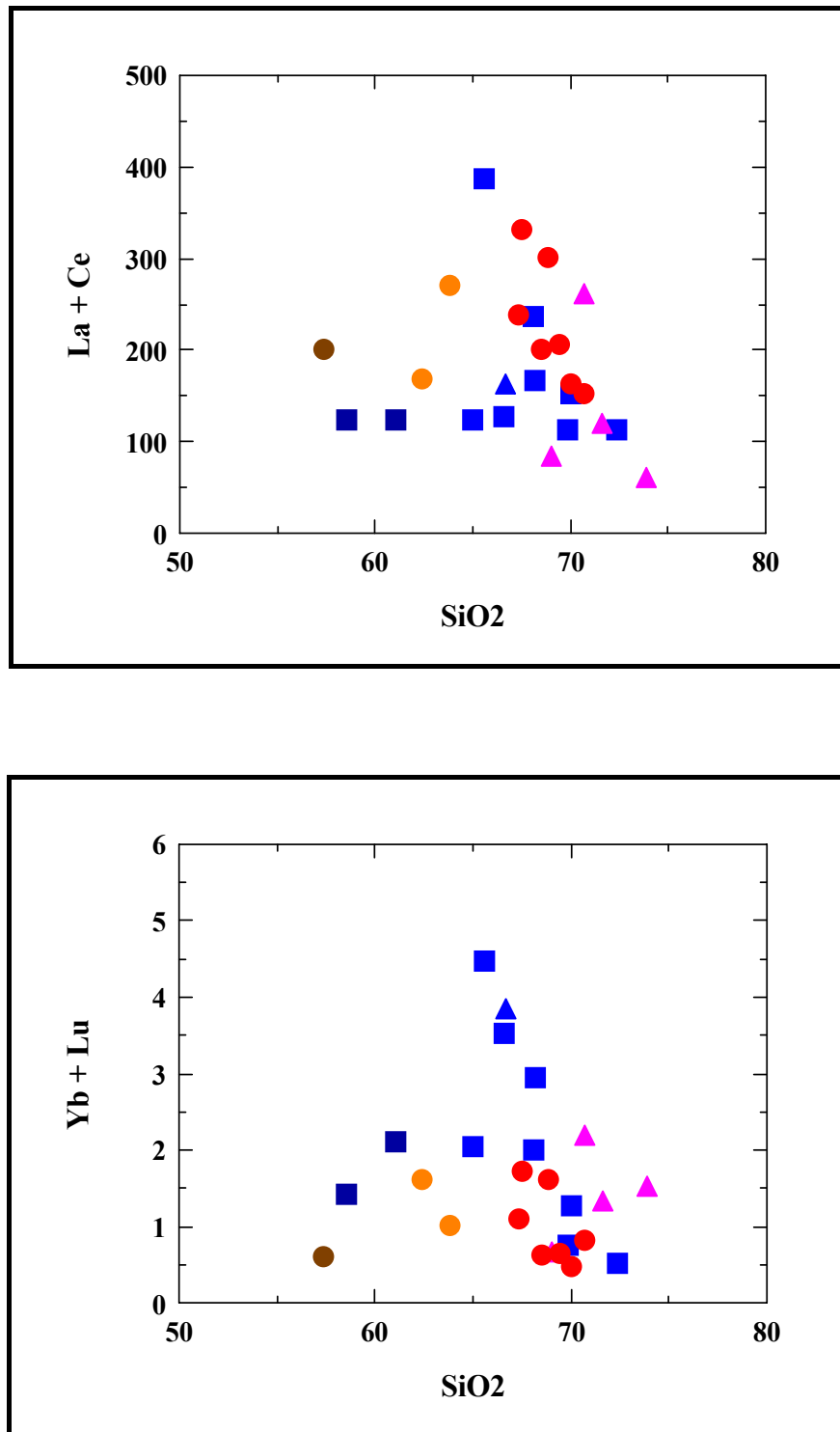


Figura 6.14: Diagramas de variação química tipo Harker, mostrando a variação dos elementos terras raras versus SiO_2 , para as rochas do Complexo Granítico Esperança.

Legenda:

Plúton Areal: ● Biotita sieno a monzogranitos; ● granodioritos, ● enclave máfico.

Plúton Puxinanã: ■ Biotita sieno a monzogranito; ■ Granodiorito; ■ Dique leucogranítico fino.

Plúton Remígio: ▲ Biotita quartzo-monzonitos e sieno a monzogranitos.

▲ Granodioritos.

Plúton Pocinhos: ▼ Biotita Sienogranito.

Plúton Serrote da Cobra: ■ Biotita Tonalito.

Os padrões de elementos terras raras, normalizados para o condrito de Sun (1982), mostram características distintas para cada intrusão:

Duas amostras do Plúton Puxinanã projetadas (**Figura 6.15a**) mostram os padrões menos fracionados, com razões $(La/Yb)_N$ baixas (9,16 a 14,31) e exibindo discreta anomalia negativa de európio (Eu/Eu^* variando de 0,66 a 0,61). A anomalia negativa de európio pode ser sugestiva de fracionamento de plagioclásio. O teor total de ETR varia de 523,45 ppm a 682,16 ppm.

Duas amostras do Plúton Pocinhos (**Figura 6.15b**) mostraram padrão ETR fracionado com razões $(La/Yb)_N$ médias a altas (39,4 a 51,4) e exibindo discreta anomalia negativa de európio (Eu/Eu^* variando de 0,64 a 0,65). O teor total de ETR varia de 995,57 ppm a 1012,95 ppm.

As rochas do Plúton Remígio (**Figura 6.15c**) mostram um padrão ETR pouco fracionado, com razões $(La/Yb)_N$ baixas a médias (9,71 a 29,12), exibindo marcante anomalia negativa de európio (Eu/Eu^* variando de 0,30 a 0,54), sugerindo fracionamento de plagioclásio, durante sua evolução petrogenética, ou em outra interpretação, plagioclásio retido na fonte. O teor total de ETR varia de 247,20 ppm a 901,15 ppm.

As rochas do Plúton Aerial (**Figura 6.15d**) mostra os padrões mais fracionados, com altas razões $(La/Yb)_N$ (47,68 a 88,95) e anomalia negativa de európio muito pequena até ausente (Eu/Eu^* variando de 0,88 a 1,08), sugerindo ausência de fracionamento de plagioclásio. O teor total de ETR varia de 510,95 ppm a 1140,40 ppm.

O padrão ETR do Plúton Aerial assemelha-se bastante ao padrão ETR exibido pelas rochas shoshoníticas dos Complexos Bom Jardim e Toritama (Guimarães e Silva Filho, 1998), com enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP e ausência de marcantes anomalias negativas de európio. Contudo, é prudente lembrar que os padrões de ETR das rochas alcalinas, shoshoníticas e cálcio-alcalinas de arco de ilha apresentam os mesmos teores de ETR e padrões semelhantes, definindo um único campo (Morrison, 1980).

Duas amostras do Plúton Serrote da Cobra (**Figura 6.15e**) projetadas mostram padrões pouco fracionados, com razões $(La/Yb)_N$ baixas a médias (14,35 a 21,26) e exibindo discreta anomalia negativa de európio (Eu/Eu^* variando de 0,69 a 0,73), sugestiva de fracionamento de plagioclásio. O teor total de ETR varia de 392,66 ppm a 803,83 ppm.

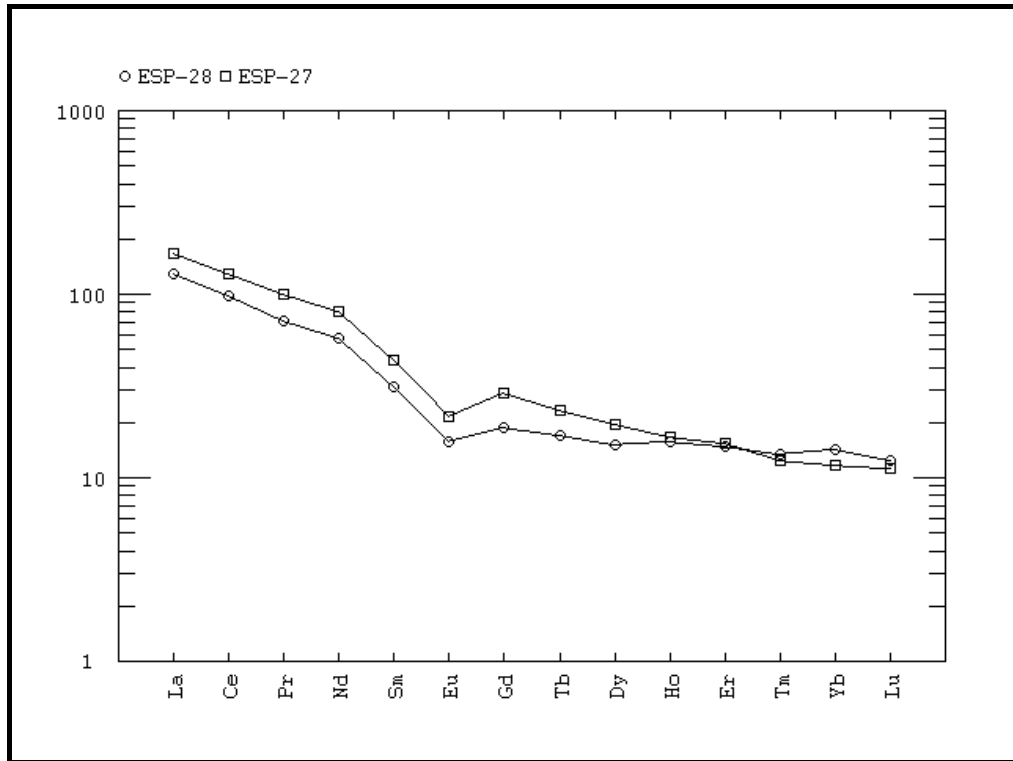


Figura 6.15a: Diagrama de variação dos elementos terras raras, normalizados para o condrito de Sun (1982), para as rochas do Plúton Puxinanã, constituinte do Complexo Granítico Esperança.

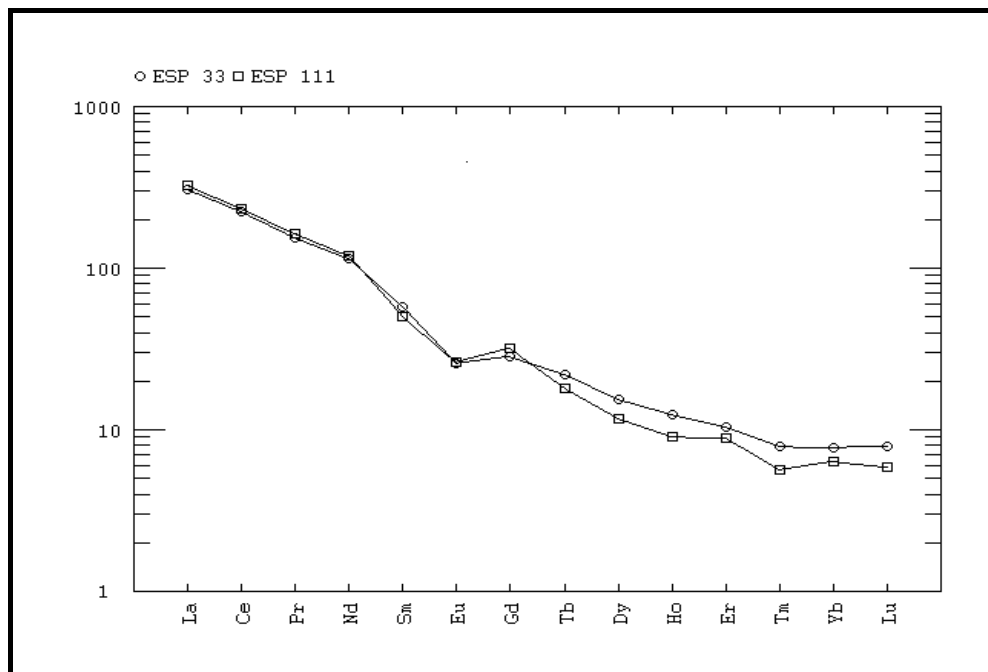


Figura 6.15b: Diagrama de variação dos elementos terras raras, normalizados para o condrito de Sun (1982), para as rochas do Plúton Pocinhos, constituinte do Complexo Granítico Esperança.

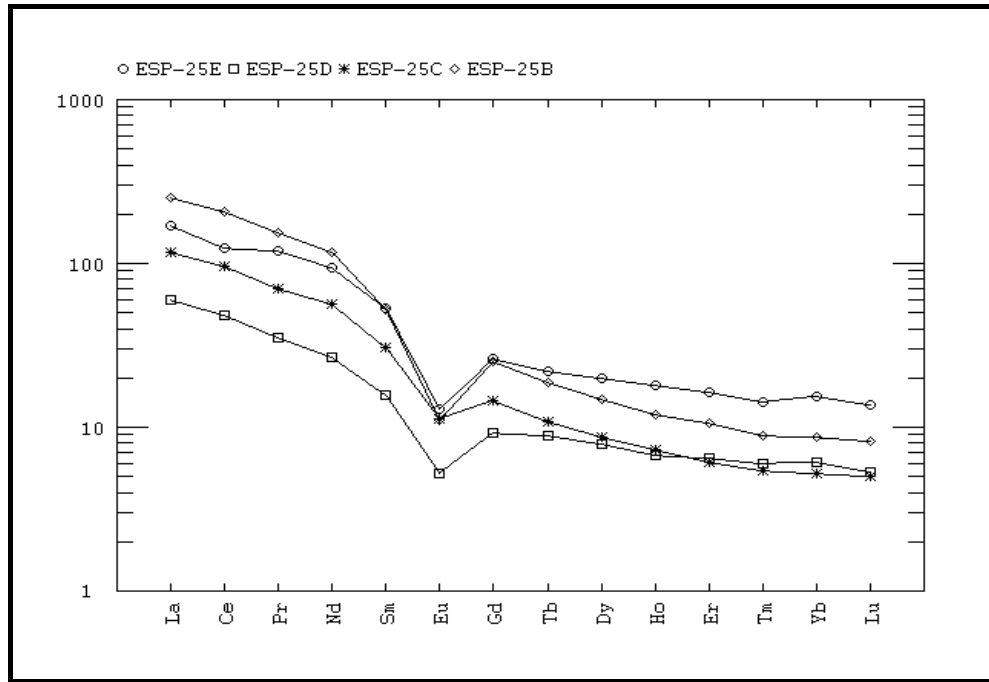


Figura 6.15c: Diagrama de variação dos elementos terras raras, normalizados para o condrito de Sun (1982), para as rochas do Plúton Remígio, constituinte do Complexo Granítico Esperança.

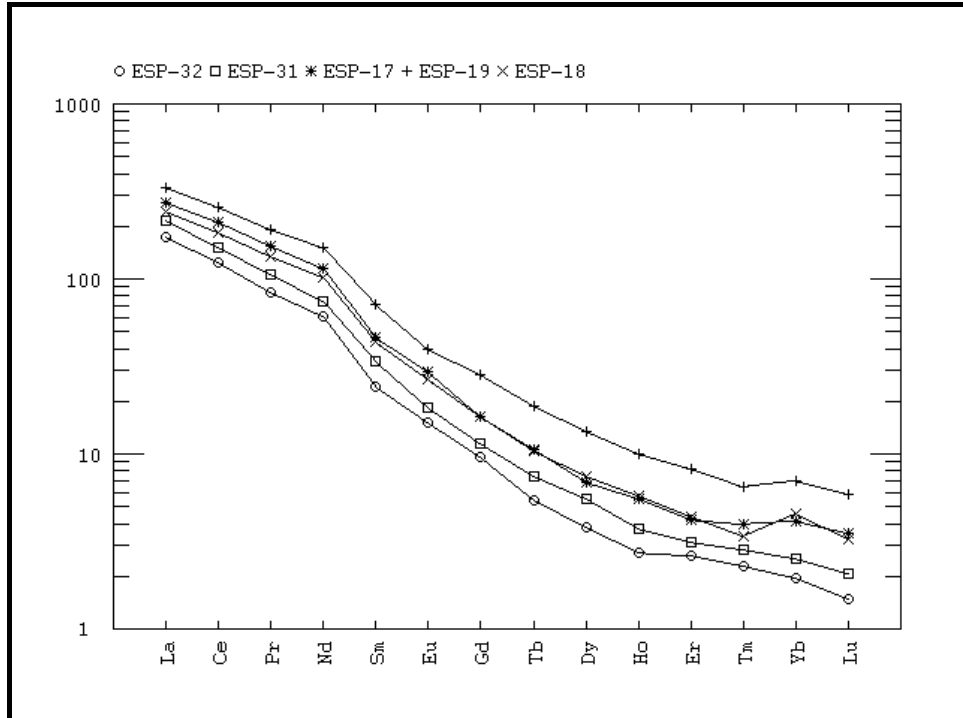


Figura 6.15d: Diagrama de variação dos elementos terras raras, normalizados para o condrito de Sun (1982), para as rochas do Plúton Areal, constituinte do Complexo Granítico Esperança.

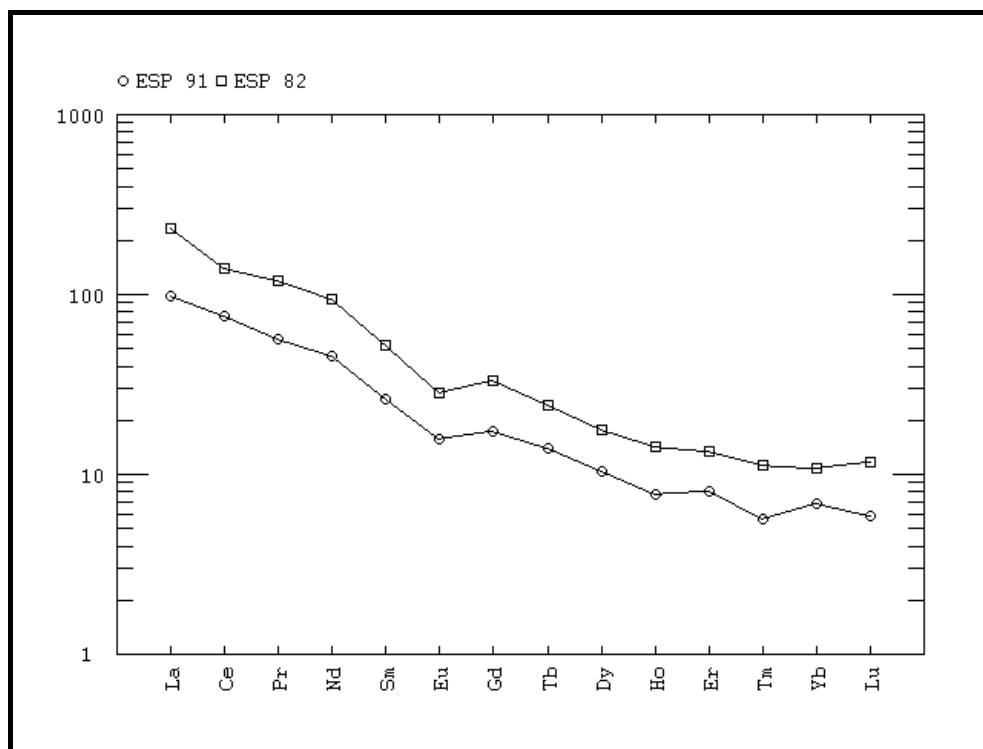


Figura 6.15e: Diagrama de variação dos elementos terras raras, normalizados para o condrito de Sun (1982), para as rochas do Plúton Serrote da Cobra, constituinte do Complexo Granítico Esperança.

6.6 SPIDERDIAGRAMAS

Os diagramas multielementares ou spiderdiagramas (aranhagramas) foram desenvolvidos a partir da utilização dos teores dos elementos traços contidos em uma amostra comparados com um padrão de referência, onde a abundância de uma série de elementos incompatíveis existentes em uma rocha (Ba, Sr, Rb, Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Y, etc.), incluindo os elementos terras raras, são comparados com a abundância dos mesmos em um determinado padrão (Wilson, 1989).

Os picos, depressões, inflexões, curvatura e inclinação das curvas formadas, proporcionam uma gama de informações petrogenéticas, servindo para comparação entre a rocha analisada e séries magmáticas descritas na literatura.

Entre os padrões mais utilizados, estão o manto primitivo de Wood (1979) e o condrito de Thompson (1982). Uma diferença fundamental entre estes dois padrões é que enquanto os valores de Wood (1979) são estimados, os valores de Thompson (1982) são diretamente medidos (Rollinson, 1993).

Os valores do manto primitivo estimados por Wood (1979) representam a composição do manto antes de se formar a crosta continental da Terra, e foram estimados a partir da

composição de lavas básicas. Neste trabalho preferimos utilizar os valores do manto primitivo para comparar com os padrões do CGE porque, como a litogeoquímica das rochas do CGE mostra elevados teores de álcalis e de elementos incompatíveis LIL (Ba, Sr) associado a baixos valores de Ti, estas características ficam mais ressaltadas na comparação com os valores de Wood (1979).

As amostras das intrusões constituintes do Complexo Granítico Esperança mostram, em padrões spiderdiagramas normalizados para o manto primitivo (Wood, 1979), enriquecimento em elementos LIL em relação aos HFS.

Para o Plúton Puxinanã, os padrões spiderdiagrama normalizados para o manto primitivo (Wood, 1979) mostram depressões em Ba, Nb, Sr e Ti (**Figura 6.16 a**). Este empobrecimento em Ba e Sr reflete o fracionamento de plagioclásio, e no caso do Nb e Ti pode significar a retenção na fonte de fases ricas nestes elementos, durante processos de fusão. Este empobrecimento em Ti também pode estar relacionado ao fracionamento de titanita.

Os padrões spiderdiagrama do Plúton Areial, normalizados para o manto primitivo (Wood, 1979) mostra pequenos picos em Ba, sugerindo o não fracionamento de plagioclásio (**Figura 6.16 b**), e depressões em Rb, Nb e Ti. O enriquecimento em Ba também pode sugerir ausência de fracionamento de K-feldspato e/ou ser uma característica herdada da fonte, sugerindo pequeno grau de fusão parcial de uma fonte enriquecida.

A presença de depressões em Nb e Ti é típica de magmas associados a ambientes de subducção. Existem também rochas ígneas associadas a rift, com padrões spiderdiagrama apresentando depressão em Nb (Wilson, 1989).

Os padrões spiderdiagrama das rochas do Plúton Remígio normalizados para o manto primitivo (Wood, 1979) mostram depressões (empobrecimento) em Ba, Nb, Sr e Ti (**Figura 6.16 c**), semelhante ao padrão observado para o Plúton Puxinanã (**Figura 6.16 a**). A amostra ESP-25 D (dique leucocrático tardio) apresenta os mais baixos teores de ETRL, Zr, Hf e Ti, quando comparada aos teores das outras rochas da mesma intrusão, sugerindo fracionamento de zircão.

Duas amostras do Plúton Pocinhos projetada para padrões spiderdiagramas normalizados para o manto primitivo (Wood, 1979) mostram empobrecimento em Sr, Nb e Ti (**Figura 6.16 d**), e de modo semelhante duas amostras do Plúton Serrote da Cobra também exibem depressões em Sr, Nb e Ti (**Figura 6.16 e**). Em ambos casos, estas anomalias negativas podem ser indicativas de ambientes relacionados à subducção.

Uma observação que pode ser feita quanto ao comportamento dos plútons constituintes do Complexo Esperança é que todos eles apresentam depressões em Nb e Ti, mas é sugestivo que enquanto o Plúton Areial mostra picos em Ba e Sr (embora discretos), o Plúton Remígio, freqüentemente interpretado em trabalhos de fotointerpretação regional (Santos et al., 2002) e trabalhos de ASM (Archanjo & Fetter, 2003) como uma extensão do Plúton Areial, mostra depressões em Ba e Sr; sugestivas de fontes distintas para estes dois plútons.

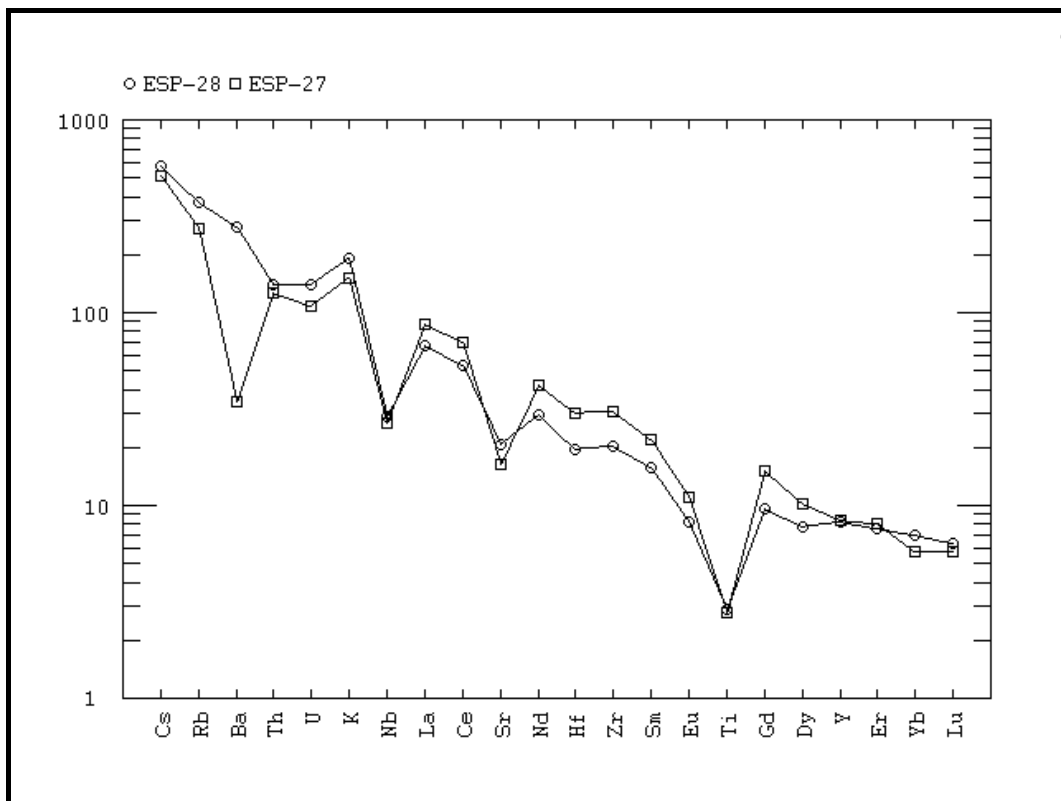


Figura 6.16 a: Diagrama multielementar (spiderdiagrama), normalizado para o manto primitivo (Wood, 1979), para as rochas do Plúton Puxinanã constituinte do Complexo Granítico Esperança.

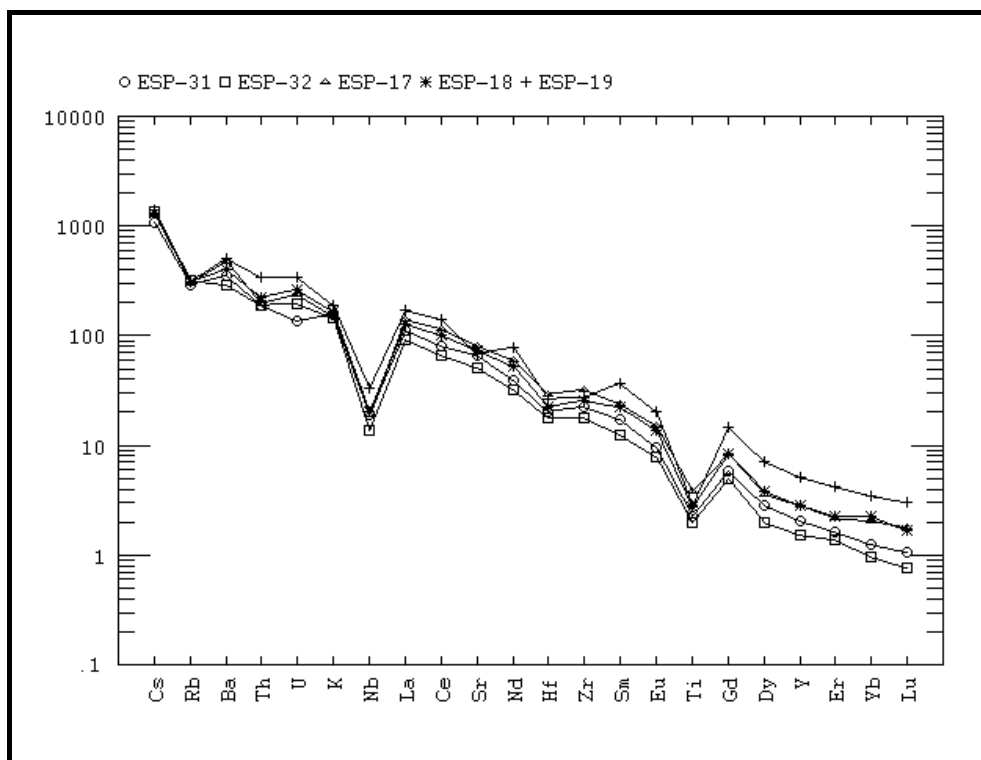


Figura 6.16 b: Diagrama multielementar (spiderdiagrama), normalizado para o manto primitivo (Wood, 1979), para as rochas do Plúton Areial, constituinte do Complexo Granítico Esperança.

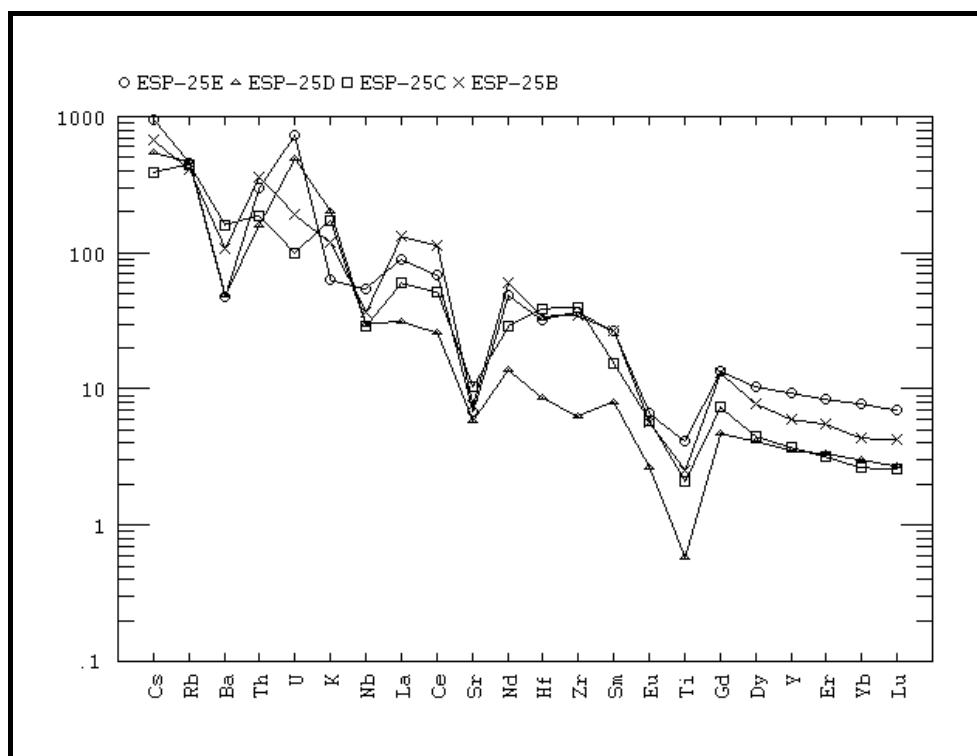


Figura 6.16 c: Diagrama multielementar (spiderdiagrama), normalizado para o manto primitivo (Wood, 1979), para as rochas do Plúton Remígio, constituinte do Complexo Granítico Esperança.

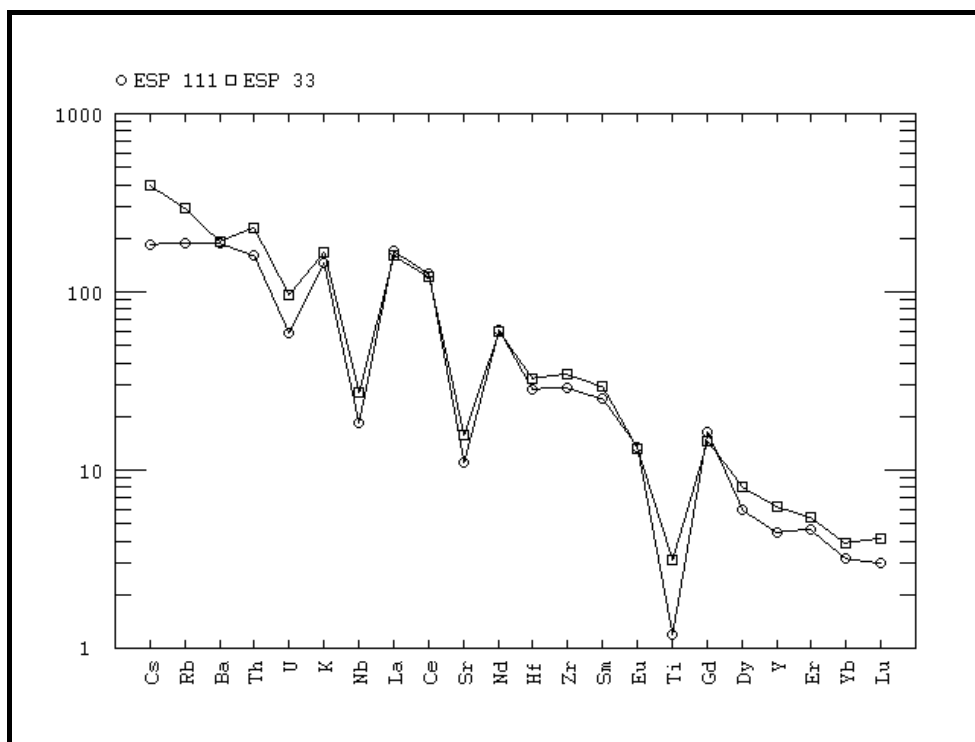


Figura 6.16 d: Diagrama multielementar (spiderdiagrama), normalizado para o manto primitivo (Wood, 1979), para as rochas do Plúton Pocinhos, constituinte do Complexo Granítico Esperança.

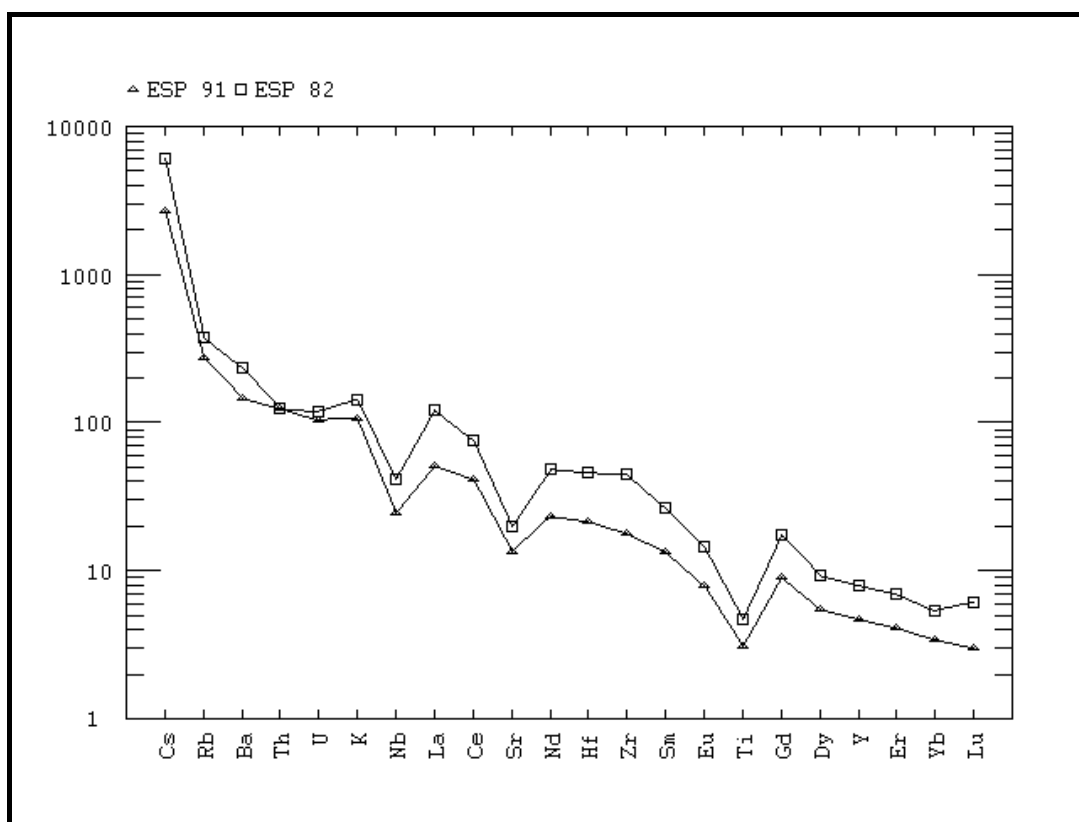


Figura 6.16 e: Diagrama multielementar (spiderdiagrama), normalizado para o manto primitivo (Wood, 1979), para as rochas do Plúton Serrote da Cobra, constituinte do Complexo Granítico Esperança.

6.7 DIAGRAMAS DISCRIMINANTES DE AMBIENTES TECTÔNICOS

Os diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para granitos Rb vs (Y+Nb) e Nb vs Y (Pearce et al., 1984), mostram que os granitos do Complexo Granítico Esperança caem em sua maioria no campo dos granitos de arco vulcânico, sendo que algumas amostras caem no campo dos granitos sin-colisionais (ESP 01-Puxinanã e ESP 52E-Areal) e intraplacas (ESP 25E-Remígio e ESP 82-Serrote da Cobra); ver **Figuras 6.17 a e 6.17 b**.

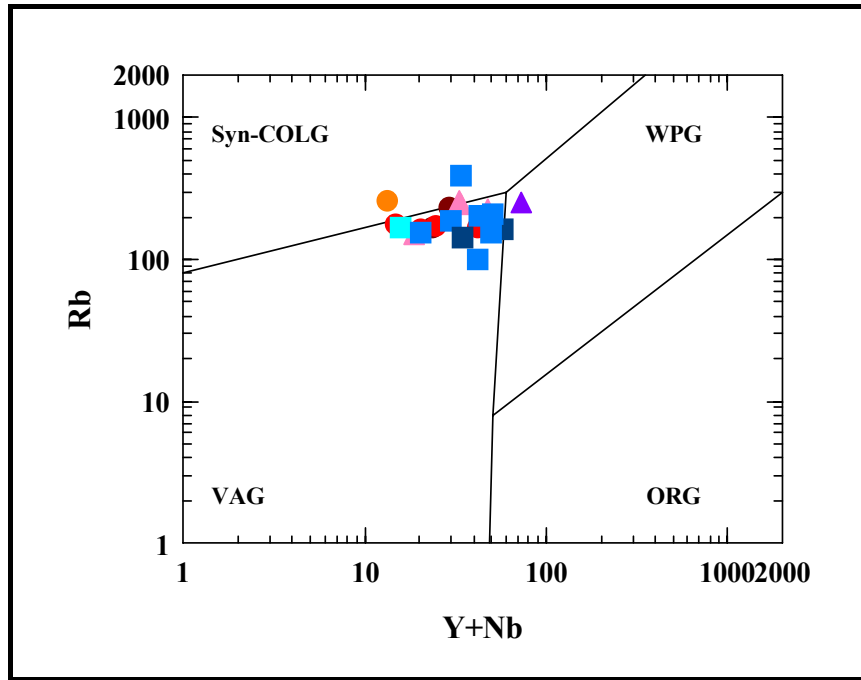
A utilização de Rb como uma das variáveis, o qual é um elemento considerado relativamente móvel, pode ser responsável pelas pequenas discrepâncias entre os dois diagramas.

No diagrama discriminante para granitos R1 vs R2 (De La Roche et al., 1980; com os campos propostos por Batchelor & Bowden, 1985), as rochas do Complexo Granítico Esperança mostram (**Figura 6.18**) que as amostras do Plúton Areal e Puxinanã caem preferencialmente no campo dos granitos tardi-orogênicos, enquanto as amostras do Plúton Remígio caem no campo sin-colisional. As amostras do Plúton Pocinhos caem no campo sin-colisional e as amostras do Plúton Serrote da Cobra caem duas no campo pré-colisional e uma no campo tardi-orogênico (ESP 82).

Nos diagramas discriminantes para granitos de Whalen et al., 1987 (**Figura 6.19**), as amostras mais félsicas dos Plútons Areal e Puxinanã caem preferencialmente no campo dos granitos normais, enquanto as amostras dos Plútons Remígio e Pocinhos, e as amostras intermediárias dos Plútons Areal e Puxinanã caem preferencialmente no campo dos granitos tipo A (alcalinos/anorogênicos). Apenas o dique leucocrático tardio do Plúton Remígio ESP-25D projetou-se no campo dos granitos altamente fracionados.

As amostras do Plúton Pocinhos caem todas no campo dos granitos tipo A, bem como uma só do Plúton Serrote da Cobra (ESP-82), as demais caem no campo dos granitos normais.

Uma questão fundamental é que estes gráficos pretendem refletir o ambiente em que a rocha fonte das atuais rochas constituintes dos complexos graníticos foi gerada. Como ocorre na amostragem uma grande proporção de rochas intermediárias granodioríticas, possivelmente geradas por processos de mistura e/ou coexistência de magmas distintos, algumas informações sobre ambientes tectônicos sugeridas por estes diagramas podem não ter validade.



Legenda:

Plúton Areal: ● Biotita sieno a monzogranitos; ● granodioritos, ● enclave máfico.

Plúton Puxinanã: ■ Biotita sieno a monzogranito; ■ Granodiorito; ■ Dique leucogranítico fino.

Plúton Remígio: ▲ Biotita quartzo-monzonitos e sieno a monzogranitos.

▲ Granodioritos.

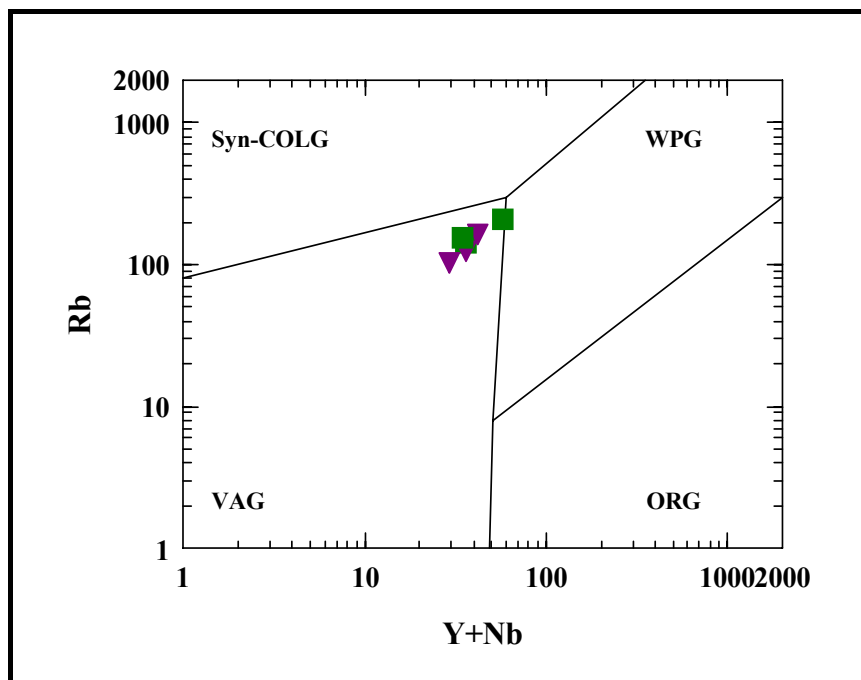


Figura 6.17 a: Diagramas discriminantes Rb versus Y+Nb, para granitos para as rochas do Complexo Granítico Esperança (Pearce et al, 1984).

Legenda:

Plúton Pocinhos: ▼ Biotita Sienogranito.

Plúton Serrote da Cobra: ■ Biotita Tonalito.

Todavia, os fácies mais félsicos (monzogranitos e sienogranitos) dos Plútons Aerial, Puxinanã, Remígio e Pocinhos, que caem preferencialmente no campo sin-colisional a pós-colisional no diagrama R1 vs R2, **Figura 6.18**), refletem rochas mais fracionadas e são sugestivos de ambientes transicionais entre colisionais e pós-colisionais associados a limites de placas. A química destas rochas, analisada nos diagramas 6.1, 6.2, 6.3, 6.4 e 6.5, é predominantemente cálcioalcalina de alto-K a shoshonítica, e sabe-se que magmatismo cálcioalcalino está associado a ambientes de subducção (Wilson, 1989) e por conseguinte também a limite de placas, podendo responder pelo ambiente preferencialmente de arco vulcânico detectado pelos diagramas de Pearce et al. (1984) nas **Figuras 6.17 a e 6.17b**. Todavia, o caráter cálcio-alcalino pode também ser devido à natureza do protólito (rochas da crosta inferior, originadas a partir do manto litosférico subcontinental enriquecido), conforme proposto por Mariano et al. (2001) para algumas intrusões graníticas cálcio-alcalinas de alto-K da Província Borborema; e neste caso não estaria relacionado a limites de placas nem a zonas de subducção.

Por fim, analisemos a alcalinidade registrada pelos diagramas de Whalen et al., 1987 (**Diagramas 6.19 a, b, c, d**), os quais refletem a composição das rochas do Complexo Granítico Esperança (elevados teores de álcalis e dos elementos incompatíveis LIL Ba e Sr, além de altos teores de K_2O (valores frequentemente em torno de 5%); ver **Tabelas 6.1 a 6.5**). Estas características já foram interpretadas na análise dos spiderdiagramas (seção 6.6) como indicativas de fusão parcial a partir de uma fonte enriquecida nestes elementos ou como uma característica herdada da fonte, não indicando ambiente intraplacas ou anorogênico como pareceria à primeira vista pela simples observação dos diagramas de Whalen et al. (1987).

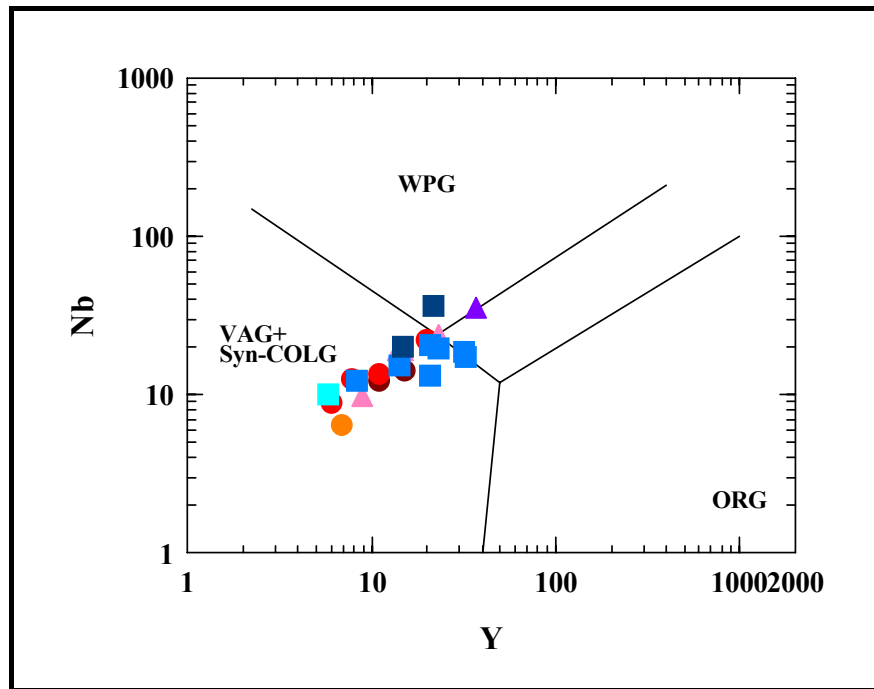


Figura 6.17 b1: Diagramas discriminantes Nb versus Y, para granitos para as rochas do Complexo Granítico Esperança (Pearce et al, 1984). **Legenda:**

Plúton Areial: ● Biotita sieno a monzogranitos; ● granodioritos, ● enclave máfico.

Plúton Puxinanã: ■ Biotita sieno a monzogranito; ■ Granodiorito; ■ Dique leucogranítico fino.

Plúton Remígio: ▲ Biotita quartzo-monzonitos e sieno a monzogranitos. ▲ Granodioritos.

Plúton Pocinhos: ▼ Biotita Sienogranito.

Plúton Serrote da Cobra: ■ Biotita Tonalito.

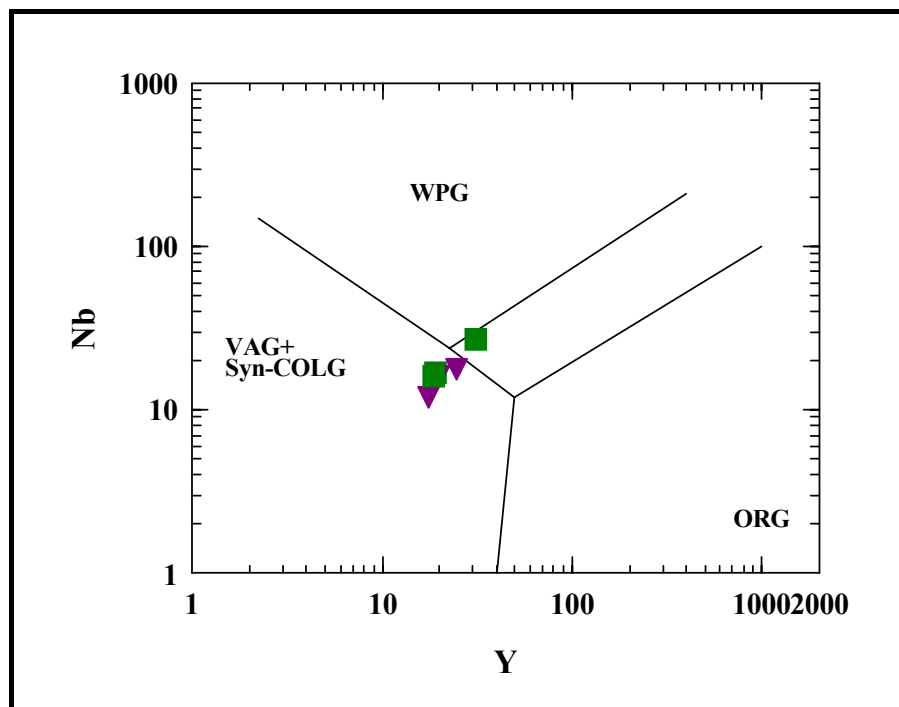


Figura 6.17 b2: Diagramas discriminantes Nb versus Y, para granitos para as rochas do Complexo Granítico Esperança (Pearce et al, 1984).

Plúton Pocinhos: ▼ Sienogranito Equigranular Grosso.

Plúton Serrote Da Cobra: ■ Tonalito Porfíritico Médio.

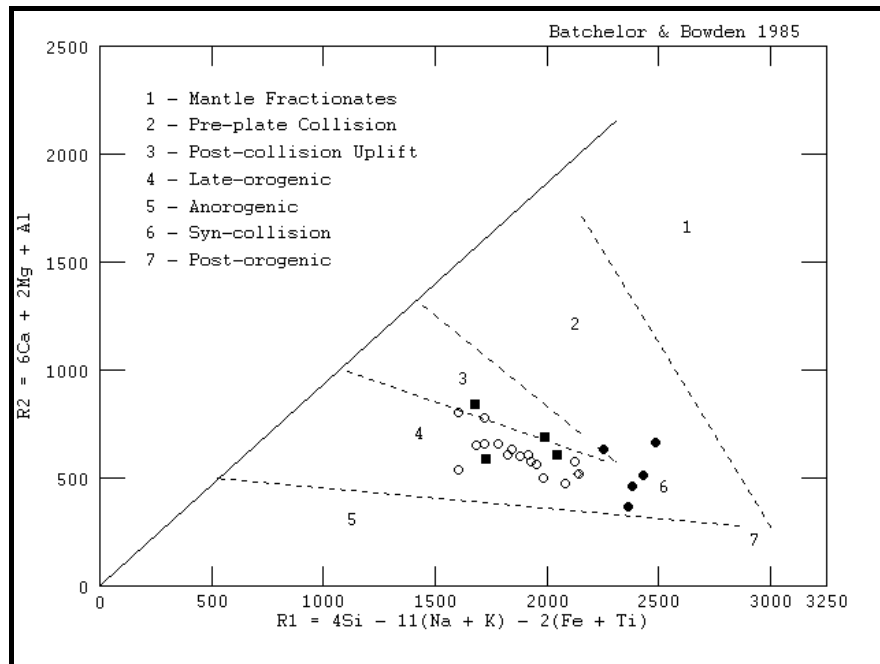


Figura 6.18 a: Diagrama discriminante para granitos para as rochas do Complexo Granítico Esperança tipo R1 vs R2 (De La Roche et al., 1980; com os campos propostos por Batchelor & Bowden, 1985). **Legenda:**

Plúton Remigio: ● Biotita quartzo-monzonitos, biotita sieno a monzogranitos, granodioritos.

Plúton Areial: ○ Biotita sieno a monzogranitos, granodioritos.

Plúton Puxinanã: ■ Biotita sieno a monzogranitos, granodioritos.

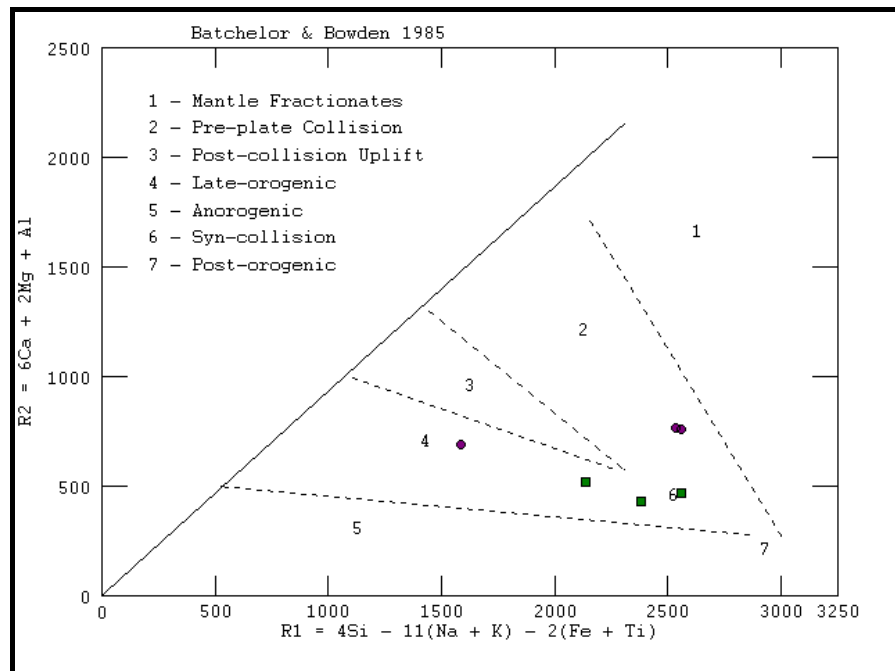


Figura 6.18 b: Diagrama discriminante para granitos para as rochas do Complexo Granítico Esperança tipo R1 vs R2 (De La Roche et al., 1980; com os campos propostos por Batchelor & Bowden, 1985). **Legenda:**

Plúton Pocinhos: ● Biotita Sienogranito.

Plúton Serrote Da Cobra: ■ Biotita Tonalito.

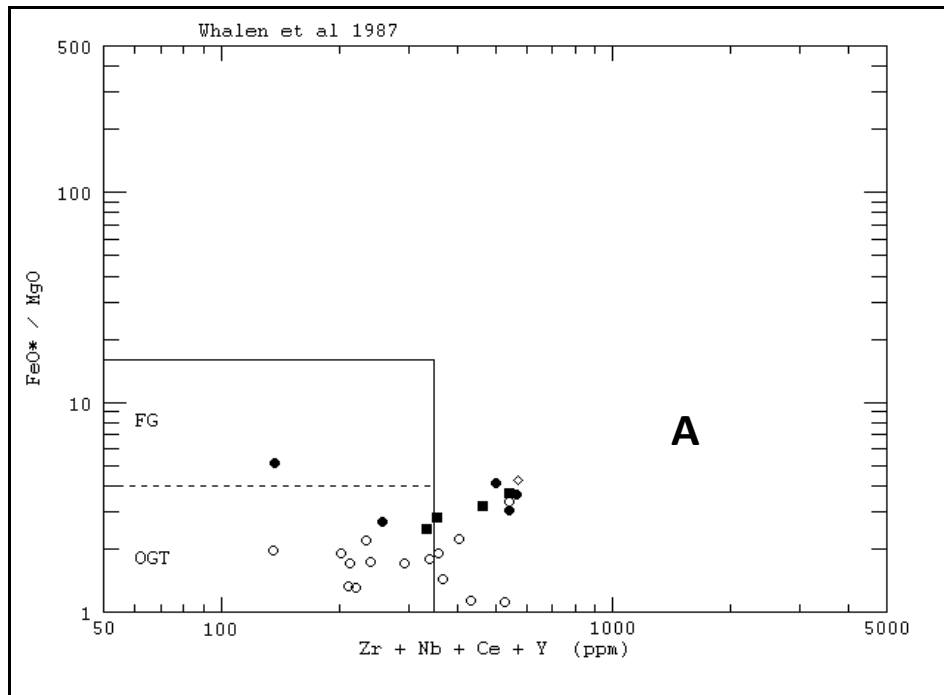


Figura 6.19 a: Diagramas discriminantes para granitos para as rochas do Complexo Granítico Esperança (Whalen et al., 1987). **FG:** Granitos tipo I ou tipo S altamente fracionados. **OGT:** Granitos tipo I ou tipo S normais. **Tipo A:** Alcalinos/Anorogênicos. **Legenda:**

Plúton Remigio: ● Biotita quartzo-monzonitos, biotita sieno a monzogranitos, granodioritos.

Plúton Areal: ○ Biotita sieno a monzogranitos, granodioritos.

Plúton Puxinanã: ■ Biotita sieno a monzogranitos, granodioritos.

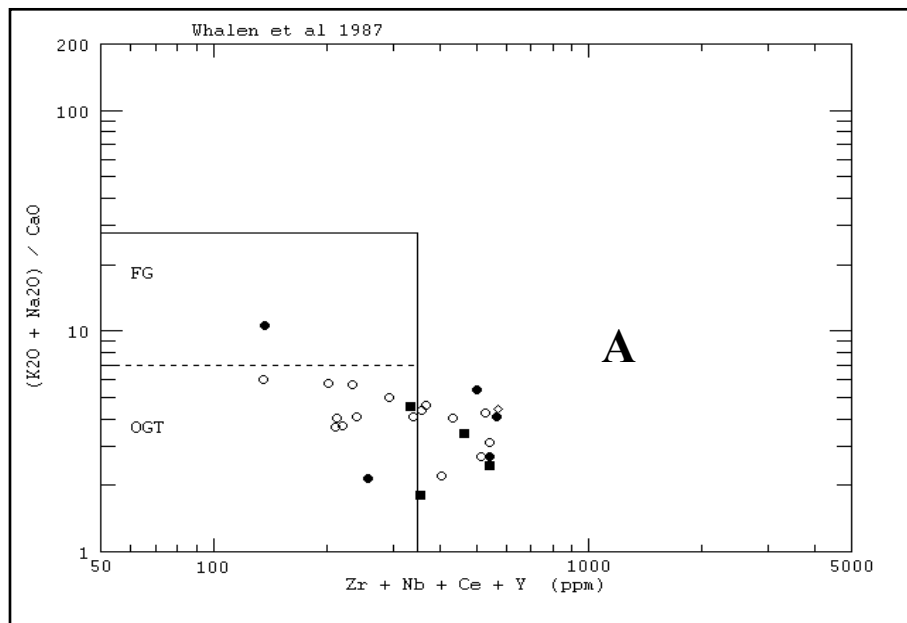


Figura 6.19 b: Diagramas discriminantes para granitos para as rochas do Complexo Granítico Esperança (Whalen et al., 1987). **FG:** Granitos tipo I ou tipo S altamente fracionados. **OGT:** Granitos tipo I ou tipo S normais. **Tipo A:** Alcalinos/Anorogênicos. **Legenda:**

Plúton Remigio: ● Biotita quartzo-monzonitos, biotita sieno a monzogranitos, granodioritos.

Plúton Areal: ○ Biotita sieno a monzogranitos, granodioritos.

Plúton Puxinanã: ■ Biotita sieno a monzogranitos, granodioritos.

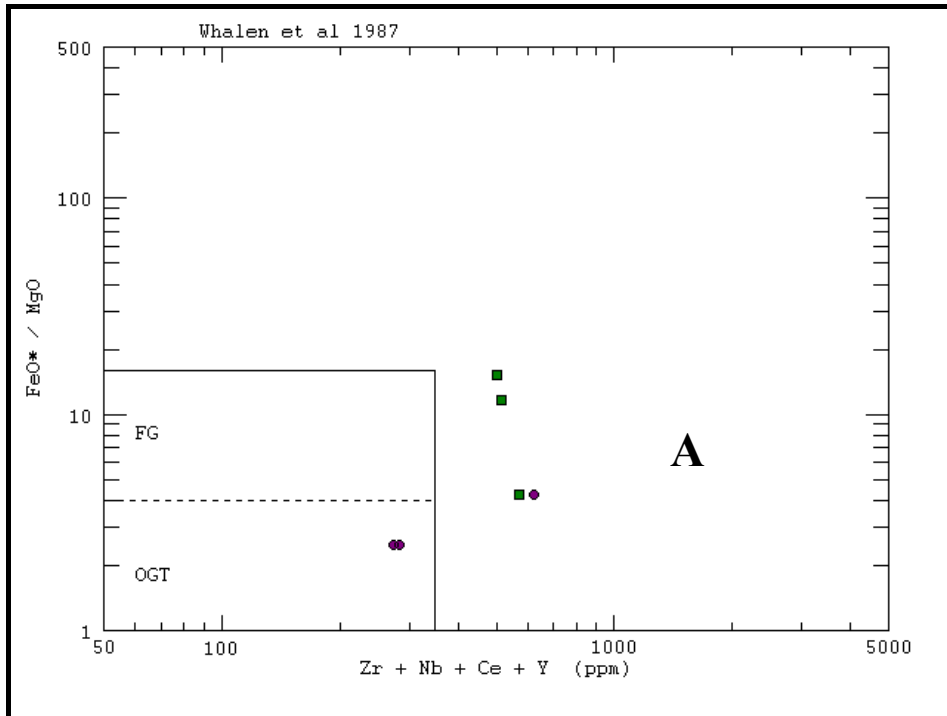


Figura 6.19 c: Diagramas discriminantes para granitos para as rochas do Complexo Granítico Esperança (Whalen et al., 1987). **FG:** Granitos tipo I ou tipo S altamente fracionados. **OGT:** Granitos tipo I ou tipo S normais. **Tipo A:** Alcalinos/Anorogênicos. **Legenda:** **Plúton Pocinhos:** ● Biotita Sienogranito. **Plúton Serrote da Cobra:** ■ Biotita Tonalito.

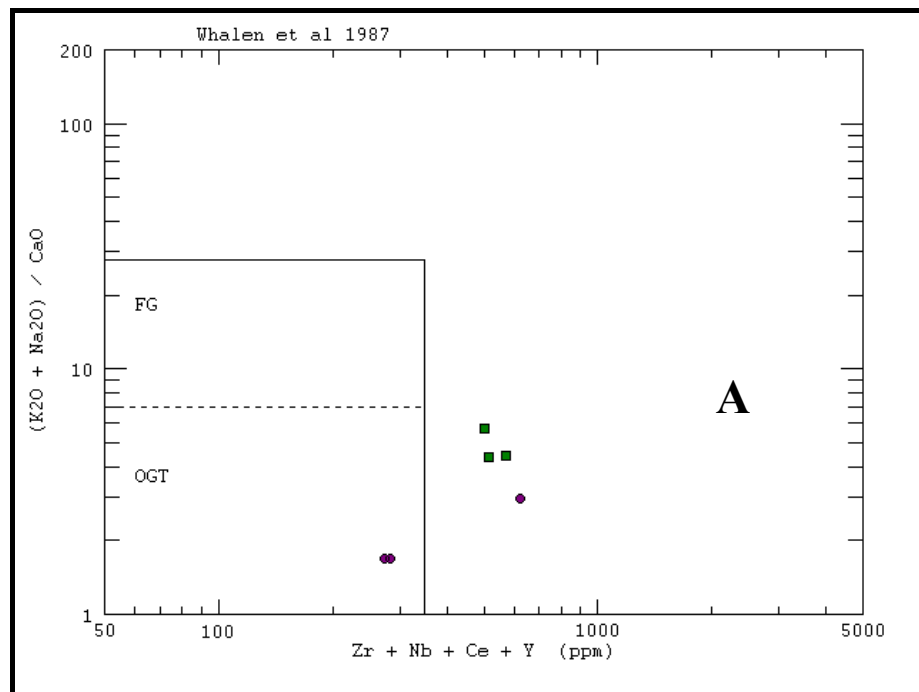


Figura 6.19 d: Diagramas discriminantes para granitos para as rochas do Complexo Granítico Esperança (Whalen et al., 1987). **FG:** Granitos tipo I ou tipo S altamente fracionados. **OGT:** Granitos tipo I ou tipo S normais. **Tipo A:** Alcalinos/Anorogênicos. **Legenda:** **Plúton Pocinhos:** ● Biotita Sienogranito. **Plúton Serrote da Cobra:** ■ Biotita Tonalito.

Tabela 6.1: Análises químicas de rocha total para elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras do Plúton Puxinanã do Complexo Granítico Esperança, PB.

Amostra	ESP-41B	ESP-16	ESP-35	ESP-01	ESP-28	ESP-36B
Intrusão	PLÚTON PUXINANÃ					
Fácies	Granodiorito	Granodiorito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito
Elementos Maiores						
SiO ₂	58,55	61,05	65,02	65,62	66,61	68,13
TiO ₂	1,38	1,55	0,80	0,73	0,55	0,53
Al ₂ O ₃	16,41	15,29	15,29	15,79	15,94	14,97
Fe ₂ O ₃	7,08	7,36	5,17	4,20	3,02	3,67
MnO	0,10	0,10	0,07	0,05	0,04	0,04
MgO	3,54	2,33	1,26	1,13	1,09	0,65
CaO	5,52	3,96	3,07	2,76	2,10	2,17
Na ₂ O	4,09	4,15	3,54	3,74	3,32	3,38
K ₂ O	2,56	2,96	4,00	4,87	6,18	5,31
P ₂ O ₅	0,20	0,30	0,19	0,18	0,12	0,11
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	99,74	99,83	99,37	99,60	99,77	99,81
Elementos Traços						
Ba	882,0	678,0	1391,0	1427,0	1747,0	1265,0
Rb	144,2	163,9	99,5	391,0	207,3	204,7
Sr	590,4	446,7	321,3	383,0	390,3	258,8
Y	14,7	21,9	21,0	21,0	32,0	23,1
Zr	205,8	212,2	418,9	257,0	198,2	269,1
Nb	20,2	35,9	20,6	13,0	18,8	19,5
Th	14,6	14,8	5,9	34,5	12,4	28,1
Ga	23,0	26,1	23,8	0,0	23,3	25,1
Ni	26,0	0,0	0,0	23,0	24,0	
V	90,0	77,0	37,0	0,0	26,0	17,0
Hf	5,2	5,6	10,9	14,4	5,5	7,4
Cs	9,6	13,4	2,6	0,0	4,0	8,5
Sc	10,0	9,0	8,0	0,0	4,0	5,0
Ta	1,6	3,3	1,4	0,0	2,7	1,8
Co	52,1	54,3	43,0	0,0	56,7	51,0
U	9,4	11,1	2,3	0,0	3,1	3,5
W	248,0	296,0	293,0	0,0	428,0	469,0
Sn	1,0	11,0	2,0	0,0	5,0	3,0
Tl	0,2	0,6	0,6	0,0	0,4	0,5
Elementos Maiores						
La	45,8	39,5	40,0	135,0	42,6	89,2
Ce	78,4	84,3	83,1	252,0	84,2	147,2
Pr	8,3	10,2	10,0	0,0	9,3	15,3
Nd	31,9	40,9	41,6	88,0	36,0	56,4
Sm	4,9	7,4	7,7	14,6	6,3	8,1
Eu	1,4	2,0	2,1	3,2	1,2	1,3
Gd	4,0	5,5	6,0	0,0	5,1	6,4
Tb	0,6	0,7	0,8	2,1	0,9	0,9
Dy	2,8	4,4	4,1	0,0	5,2	4,4
Ho	0,5	0,8	0,8	0,0	1,2	0,8
Er	1,3	1,9	2,1	0,0	3,3	1,9
Tm	0,2	0,3	0,3	0,0	0,5	0,3
Yb	1,3	1,9	1,8	3,9	3,1	1,8
Lu	0,2	0,2	0,3	0,6	0,4	0,2

Tabela 6.1 (continuação): Análises químicas de rocha total para elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras do Plúton Puxinanã do Complexo Granítico Esperança, PB.

Amostra	ESP-27	ESP-41A	ESP-40A	ESP-36C
Intrusão	PLÚTON PUXINANÃ			
Fácies	Sienogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito
Elementos Maiores				
SiO ₂	68,15	69,90	70,06	72,35
TiO ₂	0,53	0,44	0,44	0,37
Al ₂ O ₃	15,09	15,12	15,16	14,01
Fe ₂ O ₃	3,41	2,37	2,60	1,84
MnO	0,04	0,03	0,04	0,02
MgO	0,96	0,59	0,77	0,55
CaO	2,45	2,03	2,03	1,66
Na ₂ O	3,52	3,73	3,67	3,93
K ₂ O	4,91	4,57	4,55	3,72
P ₂ O ₅	0,13	0,11	0,10	0,11
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,73	99,75	99,88	99,83
Elementos Traços				
Ba	1218,0	1394,0	1358,0	569,0
Rb	152,8	155,0	187,6	167,3
Sr	307,7	343,7	320,2	322,5
Y	32,7	8,3	14,3	5,8
Zr	302,3	146,7	181,1	160,1
Nb	17,4	12,2	15,3	10,1
Th	11,1	17,0	19,9	28,3
Ga	26,5	23,8	26,3	25,7
Ni	0,0	0,0	0,0	0,0
V	28,0	15,0	18,0	19,0
Hf	8,5	4,2	5,5	5,6
Cs	3,6	9,3	6,9	5,6
Sc	6,0	3,0	4,0	3,0
Ta	1,4	1,4	2,4	0,8
Co	73,9	56,5	45,7	86,5
U	2,4	2,3	5,8	13,5
W	579,0	519,0	428,0	820,0
Sn	3,0	3,0	2,0	3,0
Tl	0,4	0,1	0,4	0,1
Elementos Terras Raras				
La	54,8	43,3	58,3	41,9
Ce	112,3	69,8	93,7	72,0
Pr	13,0	7,2	9,8	7,8
Nd	51,2	28,0	36,3	30,7
Sm	8,8	4,0	6,1	4,9
Eu	1,7	0,8	0,8	0,8
Gd	8,1	2,5	4,5	2,7
Tb	1,2	0,4	0,6	0,3
Dy	6,7	1,6	2,8	1,2
Ho	1,3	0,3	0,5	0,2
Er	3,5	0,6	1,1	0,4
Tm	0,4	0,1	0,2	0,1
Yb	2,6	0,7	1,2	0,5
Lu	0,4	0,1	0,1	0,1

Tabela 6.2: Análises químicas de rocha total para elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras do Plúton Areal do Complexo Granítico Esperança, PB.

Amostra	ESP-52E	ESP-08B	ESP-17	ESP-03B	ESP-08E	ESP-09A	ESP-18
Intrusão	PLÚTON AREIAL						
Fácies	Enclave Máfico	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Granodiorito	Monzogranito	Monzogranito
Elementos Maiores							
SiO ₂	57,35	62,43	63,79	65,61	65,90	67,29	67,38
TiO ₂	0,79	0,99	0,71	0,54	0,53	0,46	0,52
Al ₂ O ₃	13,90	16,32	14,54	15,09	15,16	15,65	14,90
Fe ₂ O ₃	8,58	4,37	3,37	2,76	2,77	1,93	2,51
MnO	0,12	0,05	0,05	0,04	0,04	0,02	0,04
MgO	5,43	1,75	3,10	1,89	1,89	0,91	2,00
CaO	3,52	3,73	3,16	2,47	2,49	1,72	2,23
Na ₂ O	2,46	4,06	3,60	3,67	3,70	3,93	3,76
K ₂ O	5,74	4,18	4,91	5,56	5,45	6,10	5,27
P ₂ O ₅	0,40	0,30	0,37	0,28	0,25	0,14	0,22
Cr ₂ O ₃	0,04	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Total	99,81	99,27	99,35	99,28	99,44	99,48	99,33
Traços							
Ba	2310,0	1983,0	2940,0	3096,0	3019,0	2830,0	2538,0
Rb	260,9	230,0	165,5	0,0	0,0	0,0	174,0
Sr	809,1	1010,0	1505,7	1433,0	1437,0	1499,0	1361,0
Y	6,9	15,0	11,1	0,0	0,0	0,0	11,1
Zr	248,5	264,0	311,3	221,0	211,0	202,0	250,9
Nb	6,4	14,0	12,3	0,0	0,0	0,0	13,4
Th	14,0	15,3	17,2	0,0	0,0	0,0	19,3
Ga	25,9	0,0	21,3	0,0	0,0	0,0	21,9
Ni	130,0	0,0	63,0	59,0	60,0	0,0	28,0
V	83,0	0,0	46,0	0,0	0,0	0,0	33,0
Hf	6,6	7,0	8,1	0,0	0,0	0,0	6,3
Cs	11,4	0,0	9,3	0,0	0,0	0,0	9,1
Sc	19,0	0,0	6,0	0,0	0,0	0,0	6,0
Ta	0,3	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	1,5
Co	38,4	0,0	74,9	0,0	0,0	0,0	67,8
U	2,5	0,0	5,2	0,0	0,0	0,0	5,7
W	162,0	0,0	567,0	0,0	0,0	0,0	521,0
Sn	1,0	0,0	4,0	0,0	0,0	0,0	4,0
Tl	0,3	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,7
Elementos Terras Raras							
La	80,7	56,7	89,9	0,0	0,0	0,0	79,5
Ce	120,4	112,0	181,3	0,0	0,0	0,0	158,9
Pr	11,5	0,0	19,9	0,0	0,0	0,0	17,4
Nd	42,2	45,0	72,8	0,0	0,0	0,0	64,2
Sm	4,4	9,2	9,4	0,0	0,0	0,0	8,8
Eu	0,8	2,1	2,3	0,0	0,0	0,0	2,1
Gd	3,2	0,0	4,5	0,0	0,0	0,0	4,5
Tb	0,3	1,2	0,5	0,0	0,0	0,0	0,5
Dy	1,3	0,0	2,4	0,0	0,0	0,0	2,6
Ho	0,2	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,4
Er	0,6	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	1,0
Tm	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1
Yb	0,5	1,4	0,9	0,0	0,0	0,0	1,0
Lu	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1

Tabela 6.2: (continuação) Análises químicas de rocha total para elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras do Plúton Areal do Complexo Granítico Esperança, PB.

Amostra	ESP-19	ESP-09B	ESP-31	ESP-06	ESP-08A
Intrusão	PLÚTON AREIAL				
Fácies	Monzogranito	Monzogranito	Sienogranito	Monzogranito	Sienogranito
Elementos Maiores					
SiO ₂	67,50	67,59	68,55	68,60	68,86
TiO ₂	0,54	0,55	0,43	0,52	0,44
Al ₂ O ₃	14,43	15,52	15,05	16,03	15,37
Fe ₂ O ₃	2,23	2,44	1,97	2,20	2,21
MnO	0,04	0,03	0,03	0,02	*
MgO	1,81	1,28	1,24	1,15	1,04
CaO	2,16	2,24	1,93	2,19	2,07
Na ₂ O	3,22	4,03	3,95	4,04	3,98
K ₂ O	6,01	5,01	4,93	4,92	5,03
P ₂ O ₅	0,22	0,21	0,16	0,13	0,18
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Total	99,43	99,69	99,49	100,58	100,30
Traços					
Ba	3208,0	2694,0	2204,0	2856,0	2179,0
Rb	169,8	0,0	162,7	0,0	125,0
Sr	1307,2	1242,0	1259,5	1345,0	989,0
Y	19,9	0,0	7,9	10,0	0,0
Zr	265,1	202,0	218,3	231,0	153,0
Nb	21,9	10,0	12,4	0,0	11,0
Th	30,0	0,0	16,8	0,0	18,7
Ga	20,0	0,0	23,8	0,0	0,0
Ni	26,0	24,0	0,0	26,0	21,0
V	34,0	0,0	20,0	0,0	0,0
Hf	7,3	0,0	5,6	0,0	8,0
Cs	9,8	0,0	7,5	0,0	0,0
Sc	7,0	0,0	4,0	0,0	0,0
Ta	2,8	0,0	1,6	0,0	0,0
Co	43,2	0,0	54,4	0,0	0,0
U	7,4	0,0	3,0	0,0	0,0
W	335,0	0,0	475,0	0,0	0,0
Sn	9,0	0,0	7,0	0,0	0,0
Tl	0,7	0,0	0,5	0,0	0,0
Elementos Terras Raras					
La	109,1	0,0	70,4	0,0	106,0
Ce	222,0	0,0	130,1	0,0	195,0
Pr	25,0	0,0	13,7	0,0	0,0
Nd	94,5	0,0	47,1	0,0	65,0
Sm	14,6	0,0	6,9	0,0	8,8
Eu	3,1	0,0	1,4	0,0	2,0
Gd	7,8	0,0	3,2	0,0	0,0
Tb	0,9	0,0	0,4	0,0	0,0
Dy	4,6	0,0	1,9	0,0	0,0
Ho	0,8	0,0	0,3	0,0	0,0
Er	1,8	0,0	0,7	0,0	0,0
Tm	0,2	0,0	0,1	0,0	0,0
Yb	1,5	0,0	0,6	0,0	1,4
Lu	0,2	0,0	0,1	0,0	0,2

Tabela 6.2: (continuação) Análises químicas de rocha total para elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras do Plúton Areal do Complexo Granítico Esperança, PB.

Amostra	ESP-03 A	ESP-32	ESP-12	ESP-14 A
Intrusão	PLÚTON AREIAL			
Fácies	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito	Monzogranito
Elementos Maiores				
SiO ₂	69,47	70,01	70,74	71,01
TiO ₂	0,44	0,37	0,32	0,29
Al ₂ O ₃	15,51	14,87	14,87	14,47
Fe ₂ O ₃	2,07	1,80	1,64	1,41
MnO	0,02	0,03	0,03	0,02
MgO	1,04	0,95	0,67	0,65
CaO	2,05	1,71	1,64	1,51
Na ₂ O	3,85	3,91	4,03	3,86
K ₂ O	4,59	4,62	5,35	5,28
P ₂ O ₅	0,15	0,09	0,09	0,08
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01	0,01
Total	100,10	99,27	100,41	99,33
Traços				
Ba	2449,0	1834,0	1817,0	1883,0
Rb	148,0	176,1	85,0	0,0
Sr	1194,0	961,3	838,0	918,0
Y	0,0	6,1	0,0	0,0
Zr	198,0	171,8	129,0	136,0
Nb	10,0	8,8	9,0	0,0
Th	14,8	16,6	19,0	0,0
Ga	0,0	22,4	0,0	0,0
Ni	22,0	0,0	0,0	29,0
V	0,0	16,0	0,0	0,0
Hf	5,7	5,0	4,0	0,0
Cs	0,0	9,4	0,0	0,0
Sc	0,0	3,0	0,0	0,0
Ta	0,0	1,1	0,0	0,0
Co	0,0	78,5	0,0	0,0
U	0,0	4,3	0,0	0,0
W	0,0	677,0	0,0	0,0
Sn	0,0	3,0	0,0	0,0
Tl	0,0	0,6	0,0	0,0
Elementos Terras Raras				
La	72,6	57,2	55,5	0,0
Ce	133,0	106,8	97,0	0,0
Pr	0,0	10,8	0,0	0,0
Nd	46,0	38,6	29,0	0,0
Sm	6,0	4,9	3,7	0,0
Eu	1,4	1,2	0,8	0,0
Gd	0,0	2,7	0,0	0,0
Tb	0,0	0,3	0,0	0,0
Dy	0,0	1,3	0,0	0,0
Ho	0,0	0,2	0,0	0,0
Er	0,0	0,6	0,0	0,0
Tm	0,0	0,1	0,0	0,0
Yb	0,6	0,4	0,7	0,0
Lu	0,1	0,1	0,1	0,0

Tabelas 6.3 e 6.4: Análises químicas de rocha total para elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras dos Plútons Pocinhos e Serrote da Cobra do Complexo Granítico Esperança, PB.

Amostra	ESP-111	ESP-33	ESP-75	ESP-104	ESP-82	ESP-91
Intrusão	PLÚTON POCINHOS			PLÚTON S. da COBRA		
Fácies	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Tonalito	Tonalito	Tonalito
Elementos maiores						
SiO ₂	73,16	69,21	72,28	67,53	63,24	67,30
TiO ₂	0,23	0,59	0,23	0,59	0,89	0,58
Al ₂ O ₃	13,60	14,10	13,32	14,71	16,46	14,84
Fe ₂ O ₃	2,47	3,63	2,52	4,24	5,78	4,29
MnO	0,03	0,04	0,03	0,06	0,07	0,06
MgO	0,19	0,77	0,15	1,52	1,22	1,54
CaO	1,82	1,93	1,49	3,68	2,87	3,75
Na ₂ O	3,26	3,10	3,15	2,93	3,92	2,89
K ₂ O	4,65	5,41	5,34	3,32	4,57	3,43
P ₂ O ₅	0,06	0,13	0,06	0,15	0,28	0,15
LOI	0,17	0,50	0,24	0,53	0,34	0,46
Total	99,64	99,55	98,81	99,26	99,65	99,30
ACNK	1,40	1,35	1,33	1,48	1,45	1,47
Elementos Traços						
Ba	1185,0	1201,0	1338,0	846,0	1485,0	924,0
Rb	103,5	164,3	123,0	144,0	208,0	153,0
Sr	210,0	297,0	174,0	240,0	376,0	251,0
Y	17,4	24,4	20,0	19,0	31,0	18,5
Zr	284,0	337,7	315,0	184,0	446,0	173,5
Nb	12,0	17,8	16,0	17,0	27,0	16,0
Th	14,0	20,1	3,0	3,0	11,0	11,0
Pb	17,0	0,0	42,0	43,0	20,0	20,0
Ga	23,0	0,0	22,0	21,0	30,0	22,0
Zn	44,0	0,0	44,0	81,0	100,0	82,0
Cu	8,0	0,0	9,0	14,0	10,0	11,0
Ni	5,0	0,0	2,0	2,0	9,0	20,0
V	6,0	26,0	8,0	51,0	51,0	59,0
Cr	10,0	0,0	6,0	52,0	10,0	60,0
Hf	8,0	9,2	0,0	0,0	13,0	6,0
Cs	1,3	2,8	0,0	0,0	1,3	18,9
Sc	0,0	8,0	4,0	9,0	0,0	0,0
Ta	0,6	1,3	0,0	0,0	2,2	1,2
Co	60,5	45,9	54,0	91,0	46,2	44,0
U	1,3	2,1	3,0	3,0	2,6	2,3
W	575,0	367,0	0,0	0,0	336,0	325,0
Sn	2,0	3,0	0,0	0,0	2,0	4,0
Mo	2,0	*	0,0	0,0	2,0	2,0
Tl	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,5
Elementos Terras Raras						
La	107,5	100,7	79,0	39,0	76,3	32,2
Ce	201,0	193,6	152,0	64,0	122,0	65,5
Pr	21,1	20,1	0,0	0,0	15,5	7,3
Nd	74,5	72,9	57,0	37,0	59,5	28,4
Sm	10,1	11,7	0,0	0,0	10,5	5,3
Eu	2,0	2,0	0,0	0,0	2,2	1,2
Gd	8,8	7,8	0,0	0,0	9,2	4,8
Tb	0,9	1,1	0,0	0,0	1,2	0,7
Dy	4,0	5,3	0,0	0,0	6,1	3,6
Ho	0,7	1,0	0,0	0,0	1,1	0,6
Er	2,0	2,3	0,0	0,0	3,0	1,8
Tm	0,2	0,3	0,0	0,0	0,4	0,2
Yb	1,4	1,8	0,0	0,0	2,4	1,5
Lu	0,2	0,3	0,0	0,0	0,4	0,2

Tabela 6.5: Análises químicas de rocha total para elementos maiores, elementos traços e elementos terras raras do Plúton Remígio do Complexo Granítico Esperança, PB.

Amostra	ESP-25E	ESP-25A	ESP-25B	ESP-25C	ESP-25D
Intrusão	PLÚTON REMÍGIO				
Fácies	Granodiorito	Qz-Monzonito	Monzogranito	Sienogranito	Alcali feldspato Granito
Elementos Maiores					
SiO ₂	66,71	69,03	70,73	71,58	73,90
TiO ₂	0,79	0,70	0,48	0,40	0,11
Al ₂ O ₃	15,08	14,73	14,08	13,83	13,55
Fe ₂ O ₃	5,55	3,21	3,25	2,61	1,14
MnO	0,10	0,04	0,04	0,03	0,01
MgO	1,63	1,08	0,81	0,57	0,20
CaO	2,37	3,03	1,83	1,54	0,88
Na ₂ O	4,36	3,96	3,62	2,86	2,80
K ₂ O	2,06	2,59	3,86	5,53	6,56
P ₂ O ₅	0,18	0,14	0,10	0,11	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,07	99,49	99,28	99,77	99,61
Traços					
Ba	300,0	668,0	677,0	995,0	306,0
Rb	252,2	152,2	225,7	245,4	261,7
Sr	129,3	451,9	143,4	194,2	109,6
Y	36,7	8,9	23,3	14,7	14,0
Zr	362,4	183,0	341,9	385,9	62,2
Nb	35,5	9,8	24,0	19,0	19,2
Th	26,0	9,0	31,9	16,3	14,2
Ga	27,7	25,3	22,2	21,9	21,2
Ni	0,0	0,0	27,0	0,0	22,0
V	41,0	34,0	20,0	17,0	0,0
Hf	9,1	5,4	9,6	10,7	2,4
Cs	6,7	6,3	4,7	2,7	3,8
Sc	10,0	5,0	6,0	5,0	3,0
Ta	3,4	1,0	1,9	1,3	1,8
Co	28,6	82,5	54,1	65,8	47,8
U	16,0	2,9	4,2	2,2	10,7
W	136,0	730,0	447,0	560,0	400,0
Sn	6,0	4,0	3,0	2,0	2,0
Tl	0,5	0,4	0,5	0,6	0,6
Elementos Terras Raras					
La	55,8	28,0	83,6	38,2	19,6
Ce	108,1	56,4	178,6	82,4	41,8
Pr	15,6	6,6	20,0	9,1	4,6
Nd	59,7	26,8	73,1	35,4	16,8
Sm	10,8	4,4	10,6	6,2	3,2
Eu	1,0	1,2	0,9	0,9	0,4
Gd	7,3	3,3	7,0	4,0	2,6
Tb	1,1	0,4	0,9	0,5	0,4
Dy	6,8	2,4	5,1	3,0	2,7
Ho	1,4	0,3	0,9	0,6	0,5
Er	3,7	0,8	2,4	1,4	1,5
Tm	0,5	0,1	0,3	0,2	0,2
Yb	3,4	0,6	1,9	1,2	1,4
Lu	0,5	0,1	0,3	0,2	0,2

CAPÍTULO 7 - DADOS ISOTÓPICOS E DISCUSSÕES PETROGENÉTICAS

7.1 GEOCRONOLOGIA

Foi realizada geocronologia pelo método U-Pb em zircão a partir de uma população de cristais de zircão eudrais, rosa-claros, sem qualquer tipo de inclusão, provenientes do fácies Biotita Monzogranito porfirítico grosso do Plúton Puxinanã (amostra ESP-01), de uma amostra retirada da localidade de São Sebastião de Lagoa de Roça. Os grãos de zircão foram abrasados por 02 horas e então lavados com HNO₃, para retirar qualquer sobrecrecimento. Este processo foi efetuado no Laboratório de Geoquímica Isotópica do IGL da Universidade do Kansas, EUA, pela pesquisadora Ignez de Pinho Guimarães.

A idade U-Pb em zircão foi obtida utilizando três frações magnéticas multicristalinas, as quais forneceram uma idade de 581.3 ± 7 M.a, quando forçada para zero (**Tabela 7.1** e **Figura 7.1**).

Tabela 7.1: Dados geocronológicos de três frações magnéticas multicristalinas de zircão da amostra ESP-01 (Biotita Monzogranito porfirítico grosso) do Plúton Puxinanã, constituinte do Complexo Granítico Esperança (PB), utilizados para construir o Diagrama- Concórdia da Figura 7.1.

Fração	Peso (mg)	Concentração		Pb/U	Pb/U	Pb/Pb	Idades (Ma)		
		U (ppm)	Pb (ppm)				Pb/U	Pb/U	Pb/Pb
M (-1)	0,14	48,06	43,24	0,086008	0,704081	0,059372	531,88	541,23	580,78
M (0)	0,20	531,07	46,71	0,085881	0,705076	0,059544	531,13	541,82	587,03
M (3)	0,20	505,30	35,60	0,067594	0,556713	0,059734	421,64	449,38	593,96

Uma análise U/Pb em zircão foi obtida por Archanjo & Fetter (2003) para o Plúton Pocinhos (Sítio Olho d'Água, Pocinhos) fornecendo idade de 592 ± 5 Ma.

O Plúton Pocinhos é isotrópico e nenhuma deformação tectônica foi nele observada, exceto aquelas relacionadas ao mecanismo de ascensão e alojamento (diapirismo e baloneamento). Por outro lado, o Plúton Puxinanã foi bastante afetado por cisalhamento simples, mostrando foliação tipo S-C. Estas idades obtidas para os plútons Pocinhos e Puxinanã contrariam a classificação proposta por Jardim de Sá (1994), na qual os granitos mais deformados seriam os mais antigos. Todavia, considerando a margem de erro do Método

U-Pb em zircão, as idades dos dois plútons são praticamente iguais (Puxinanã: $581.3 \pm 7 = 588.3$ Ma; Pocinhos: $592-5=587$ Ma) e Pocinhos até pode ser um pouco mais jovem que Puxinanã.

A idade do Plúton Puxinanã inserido no Complexo Granítico Esperança (CGE) coincide com a do Complexo Granítico Campina Grande (581.2 ± 1.6 M.a; Almeida et al., 2002) e é ligeiramente mais jovem que os granitóides de Fazenda Nova (588 ± 12 M.a; Mariano et al., 2001) e Caruaru-Arcoverde (591 Ma; Melo et al., 2000). Todos estes complexos graníticos fazem parte dos granitóides metaluminosos cálcio-alcalinos de alto-K do denominado Grupo 2 da Zona Transversal (Guimarães e al., 1999), os quais são granitóides tipo Itaporanga e apresentam uma série de características em comum.

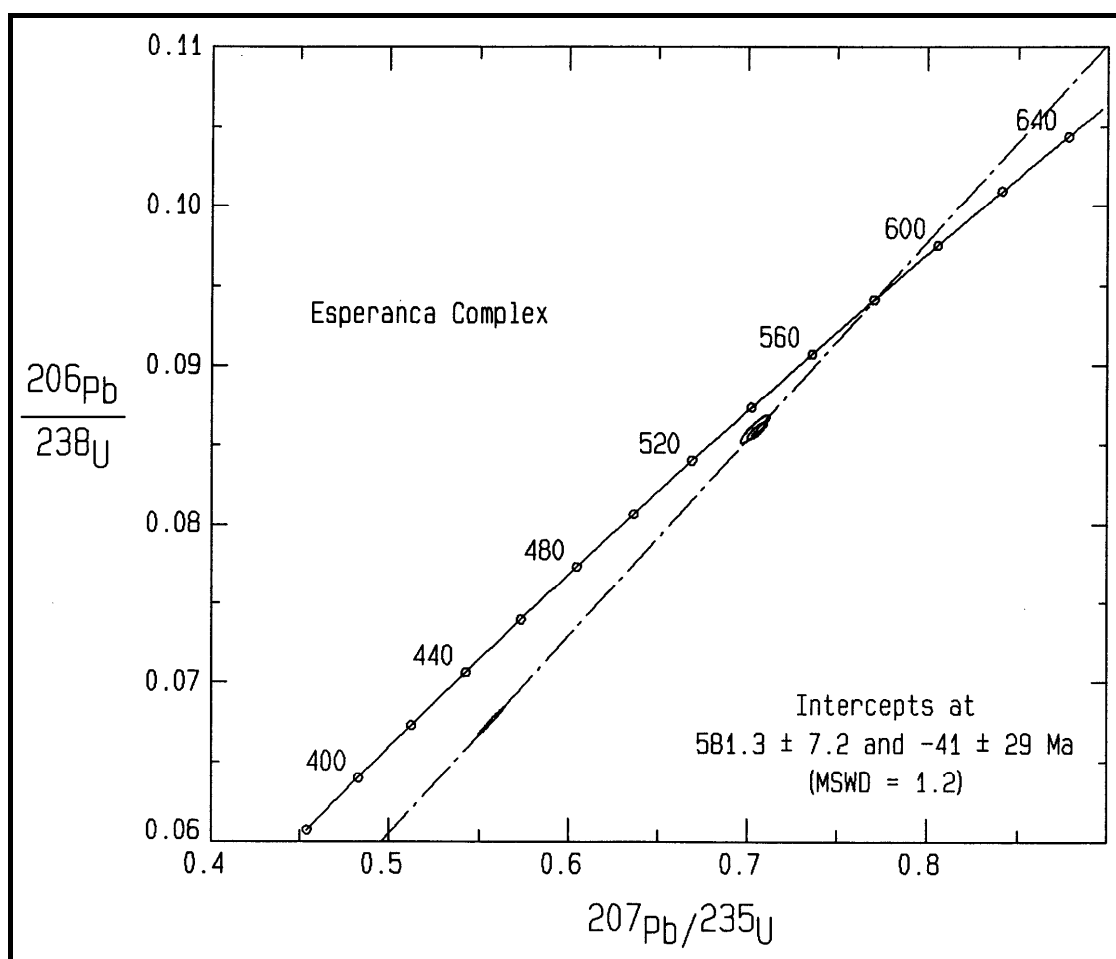


Figura 7.1: Diagrama concórdia para uma amostra do Plúton Puxinanã do Complexo Granítico Esperança (PB).

Estas rochas exibem composições variando de monzogranitos porfíricos a monzonitos com grandes fenocristais de K-feldspato e um grande número de enclaves dioríticos ricos em K. Constituem grandes intrusões variando de 250 Km^2 a 900 Km^2 ,

encaixados em gnaisses Transamazônicos (2,2 a 1,8 Ga). São granitóides com elevados teores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7\%$), com razões $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} > 1$, e assinatura de granito de arco vulcânico (VAG). Os enclaves dioríticos são enriquecidos em elementos LIL (principalmente Ba e Sr) com relação aos monzogranitos hospedeiros. Os granitóides deste grupo mostram Épsilon Nd atual negativos, variando de -24 a -19 ; e idades modelos Sm-Nd (T_{DM}) entre 1,8 e 2,0 Ga. Há duas hipóteses para o protólito destas rochas: poderia ser um manto enriquecido, metassomatizado durante a Orogenia Transamazônica; ou uma crosta inferior de composição máfica enriquecida, extraída do manto durante a Orogenia Transamazônica. A segunda possibilidade deixa em aberto a questão da fonte dos dioritos, pois a geração de dioritos a partir de uma crosta anfibolítica exigiria temperaturas muito altas, incompatíveis com fusões crustais (Guimarães et al., 1999).

7.2 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Estudos isotópicos foram realizados em rochas constituintes dos Plútons Areial, Puxinanã, Remígio, Pocinhos e Serrote da Cobra constituintes do Complexo Granítico Esperança (CGE), utilizando os métodos Rb-Sr e Sm-Nd. Os resultados obtidos são mostrados nas **Tabelas 7.2 e 7.3**.

As análises Rb/Sr foram realizadas no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, pelo Professor Márcio Pimentel (ESP-03A, ESP-08A, ESP 08B, ESP-12 e PX-01) e no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará pelo Professor Moacir Macambira (ESP-25C, ESP-104, ESP-01).

As análises Sm/Nd foram realizadas na Universidade do Kansas (EUA) pelos Professores Ignez de Pinho Guimarães e Adejardo Francisco da Silva Filho (ESP-01, ESP-03A, ESP-08A, ESP-12 e PX-01), uma foi realizada na Unb pelo Professor Márcio Pimentel (ESP 25 C). Para comparação, foram utilizadas duas amostras referidas na literatura (ESP 104 e ESP 75, Archanjo & Fetter, 2003).

Para o Plúton Areial, três amostras analisadas pertencem ao fácies félsico dominante de composição Biotita Sienogranito a Monzogranito e textura equigranular a porfirítica média a fina: ESP-03 A, ESP-08 A e ESP-12; e uma amostra ao fácies intermediário granodiorítico, ESP-08B. Para o Plúton Puxinanã, as duas amostras analisadas ESP-01 e PX-01 pertencem ao fácies félsico dominante de composição Biotita Monzogranito e textura porfirítica grossa. Para o Plúton Remígio, a amostra analisada (ESP 25 C) pertence ao fácies Biotita Sienogranito equigranular fino a médio (Fácies B). Para o Plúton Serrote da Cobra, a amostra

analisada (ESP 104) é um Biotita Tonalito. Para o Plúton Pocinhos, a análise referida (ESP 75) é um Biotita Sienogranito leucocrático.

Tabela 7.2 Análises isotópicas obtidas pelo Método Rb-Sr para os granitóides do Complexo Granítico Esperança (PB). Simbologia: (A) = Plúton Areal; (P) = Plúton Puxinanã; (R) = Plúton Remígio; (SC) = Plúton Serrote da Cobra.

Amostras	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ hoje	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ i (580M. a.)	ε _{Sr} i (580M.a)
ESP-03A (A)	148,0	1194,0	0,35698	0,70896	0,705997	30,89
ESP-08A (A)	125,0	989,0	0,36400	0,70938	0,706359	36,03
ESP-08B (A)	230,0	1010,0	0,65584	0,70869	0,703247	8,18
ESP-12 (A)	85,0	838,0	0,29212	0,71063	0,708206	62,27
PX-01 (P)	164,2	283,4	1,66865	0,72092	0,707070	46,13
ESP-01(P)	131,0	473,0	0,797632	0,717347	0,714316	149,09
ESP-25C (R)	133,0	574,0	0,667317	0,709531	0,706995	45,07
ESP-104(SC)	144,0	240,0	1,72800	0,728867	0,714525	152,05

Tabela 7.3: Análises isotópicas obtidas pelo Método Sm-Nd para os granitóides do Complexo Granítico Esperança (PB). Simbologia: (A) Plúton Areal; (P) Plúton Puxinanã; (R) = Plúton Remígio; (SC) = Plúton Serrote da Cobra; (PO) = Plúton Pocinhos.

- = Dados de Archanjo & Fetter (2003).

Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm ¹⁴⁷ / Nd ¹⁴⁴	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴ Hoje	Nd ¹⁴³ / Nd ¹⁴⁴ i	ε _{Nd} Hoje	ε _{Nd} inicial (580 Ma)	T _{DM} (M. a)
ESP-03A (A)	5,9632	45,5536	0,07914	0,511401	0,511100	-24,13	-15,45	1822,4
ESP-08A (A)	4,3378	31,3306	0,08371	0,511437	0,511119	-23,42	-15,08	1843,0
ESP-12 (A)	4,6832	27,2022	0,10409	0,511440	0,511045	-23,37	-16,53	2155,4
ESP-01 (P)	6,9140	39,0374	0,10708	0,511930	0,511123	-13,82	-7,19	1568,2
PX-01 (P)	8,1498	45,2183	0,10897	0,511997	0,511583	-12,50	-6,02	1503,5
ESP-25C (R)	4,0120	20,9940	0,1155	0,512153	0,511714	-9,47	-3,46	1370,0
ESP-75(PO)*	-	-	0,0830	0,511891	0,511576	-14,57	-6,15	1344,0
ESP-104(SC)*	-	-	0,1187	0,512047	0,511596	-11,53	-5,76	1595,0

Os resultados das análises de Rb-Sr mostram que as rochas dos Plútons Areal, Puxinanã, Remígio e Serrote da Cobra exibem valores de ε_{Sr} iniciais positivos, sugerindo

componente crustal no protólito das mesmas. Não há dados isotópicos Rb-Sr para o Plúton Pocinhos.

As amostras félsicas ESP-03 A, ESP-08 A e ESP-12 do Plúton Areial do Complexo Granítico Esperança mostram valores de ϵ_{Sr} iniciais variando de 30,89 a 62,27 e razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} todas menores que 0,708, semelhantes aos granitos tipo-I de Chappell & White (1974), exceto por uma amostra ligeiramente maior que 0,708 (ESP-12). A amostra intermediária granodiorítica ESP-08 B do Plúton Areial mostra ϵ_{Sr} inicial de 8,18 e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} menor que 0,705, compatível com um componente mantélico na fonte. Um diagrama de variação tipo Harker (**Figura 7.2**) para o Plúton Areial sugere a ocorrência de processos de mistura entre os termos máficos e félsicos desta intrusão.

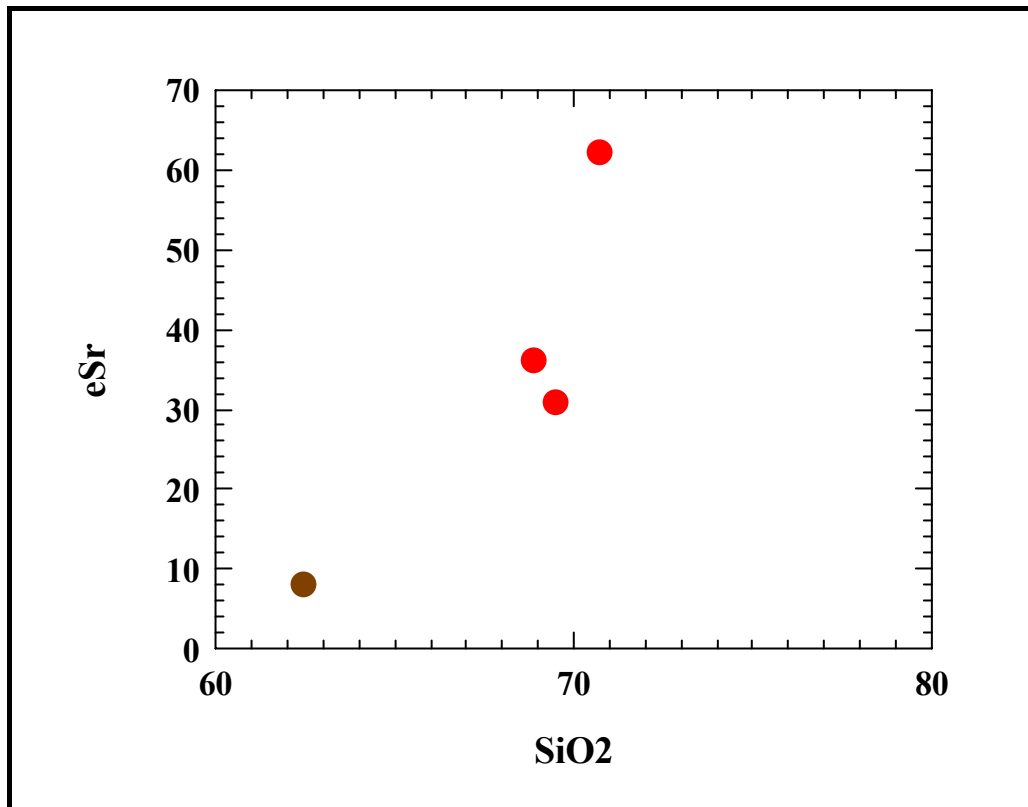


Figura 7.2: Diagrama ϵ_{Sr} inicial versus SiO_2 para os granitóides do Plúton Areial do Complexo Granítico Esperança (PB).

Duas amostras do Plúton Puxinanã exibem valores bem distintos de ϵ_{Sr} inicial: 46,143 (PX-01) e 149,09 (ESP-01). A razão Rb/Sr mais baixa na amostra ESP-01 (0,79) está relacionada aos teores de Sr mais elevados em relação ao Rb. Como é uma amostra coletada próxima às bordas da intrusão, possivelmente houve perda de Rb, o qual deve ter sido carregado para as encaixantes por fluidos metassomáticos. A razão Rb/Sr baixa pode também

sugerir participação na fonte das encaixantes, as quais são ortognaisses e metassedimentos Cariris Velhos enriquecidos em Rb (Kozuch, 2003).

Sendo que ambas as amostras analisadas apresentam razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} com valores em torno de 0,710 compatíveis com a presença de um componente metassedimentar na fonte. Uma amostra do Plúton Remígio forneceu C_{Sr} inicial de 45,07 e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,709, compatível com presença de componente metaígneo na fonte.

Uma amostra do Plúton Serrote da Cobra forneceu C_{Sr} inicial de 152,05 e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,714; compatível com presença de um componente metassedimentar na fonte, semelhante ao Plúton Puxinanã.

Os resultados das análises de Sm-Nd mostram que as rochas dos Plútons Areal e Puxinanã apresentam assinaturas isotópicas distintas, refletindo fontes distintas.

As rochas de ambas intrusões exibem valores de C_{Nd} iniciais fortemente negativos, sugerindo contribuição crustal na fonte.

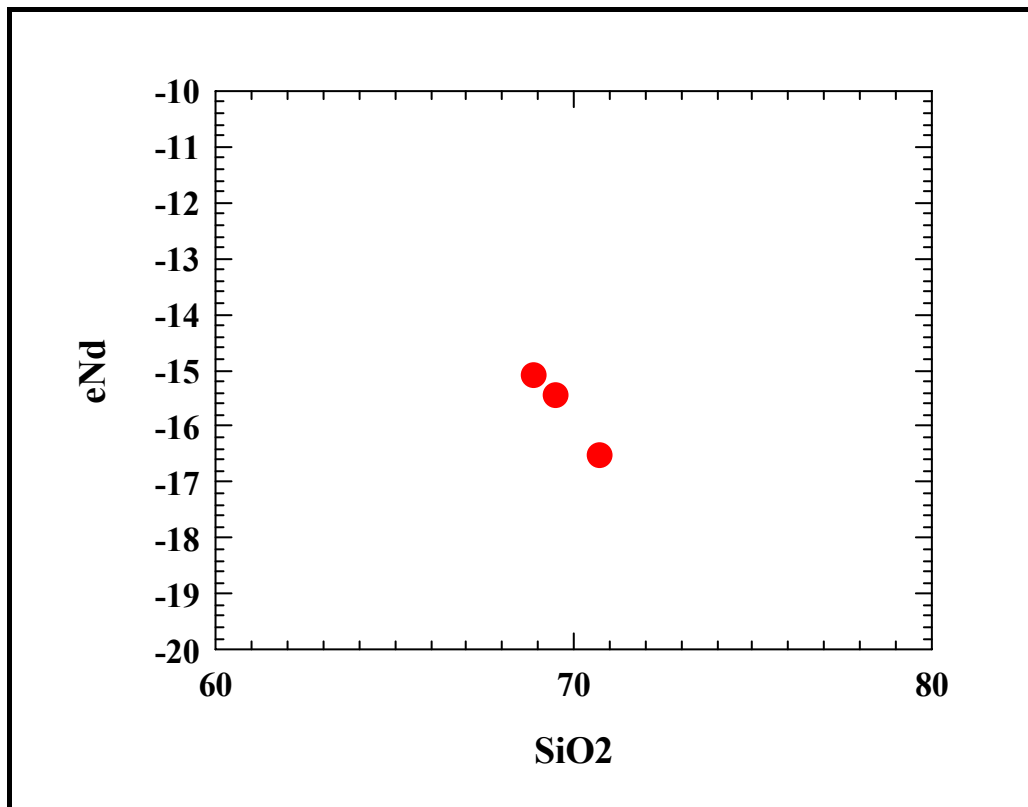


Figura 7.3: Diagrama C_{Nd} inicial versus SiO_2 para os granitóides do Plúton Areal do Complexo Granítico Esperança (PB).

Os granitóides do Plúton Areial mostram valores de ϵ_{Nd} iniciais variando de -16,53 a -15,08, e Idades Modelos T_{DM} variando de 1,82 a 2,1 G. a., sugerindo um protólito Paleoproterozóico, enquanto que os granitóides do Plúton Puxinanã mostram valores de ϵ_{Nd} iniciais variando de -7,19 a -6,02, e Idades Modelos T_{DM} variando de 1,50 a 1,57 G. a., sugerindo um protólito misto envolvendo crosta Paleoproterozóica com material juvenil Mesoproterozóico (Cariris Velhos) ou Neoproterozóico (Brasiliano). Um diagrama de variação tipo Harker (**Figura 7.3**) para o Plúton Areial exhibe o comportamento do Nd nas rochas desta intrusão, compatível com processos de mistura.

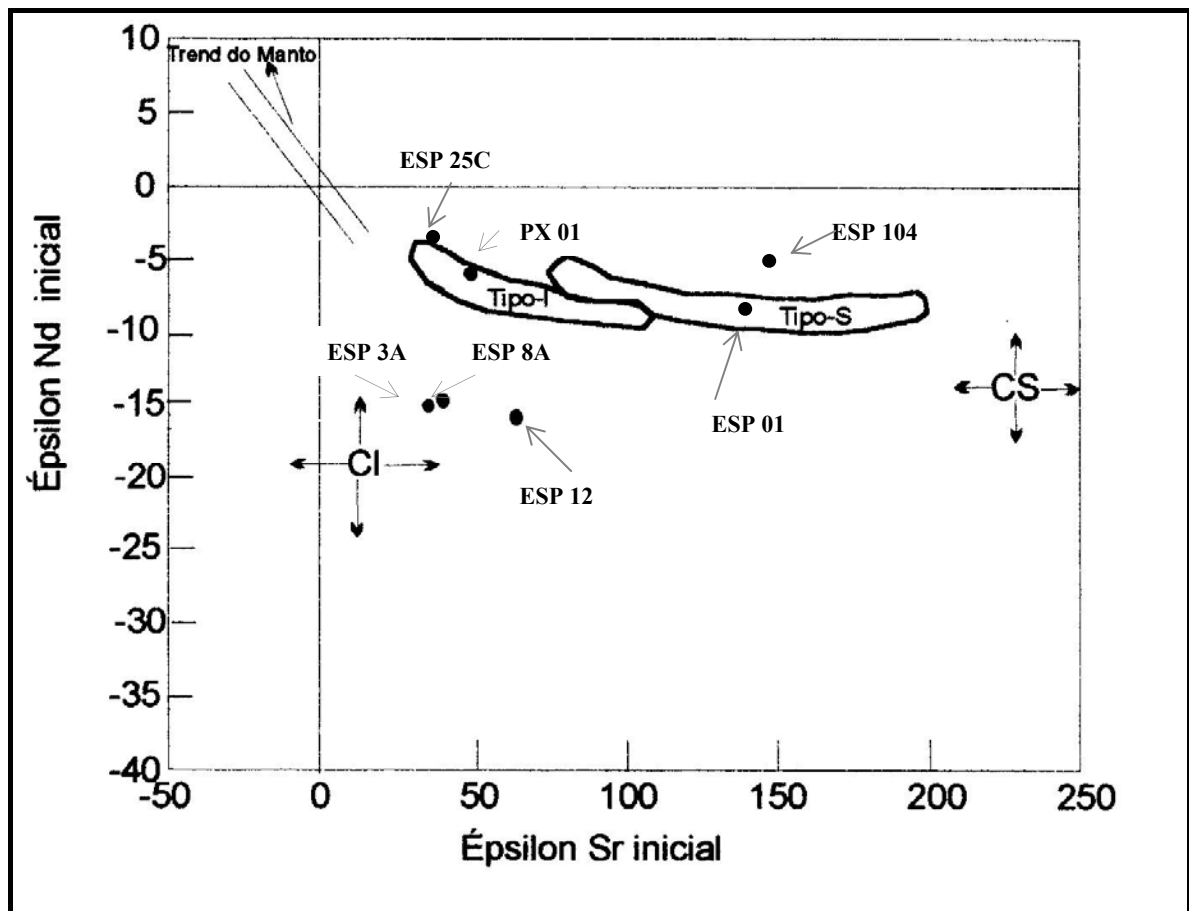


Figura 7.4: Diagrama discriminante para granitos tipo I e tipo S, utilizando os valores de ϵ_{Sr} inicial vs ϵ_{Nd} inicial, para os granitóides do Complexo Granítico Esperança. **Legenda:** CI: Crosta Inferior, CS: Crosta Superior. (modificado de Harmon et al., 1984)

Uma amostra do Plúton Remígio e dados referidos de Archanjo & Fetter (2003) sobre os Plútons Pocinhos e Serrote da Cobra mostram que estes exibem valores de ϵ_{Nd} iniciais respectivamente de -3,45, -6,15 e -5,76, e Idades Modelos T_{DM} variando de 1,37, 1,34 e 1,59 G.a., compatíveis com um protólito misto envolvendo fusão de crosta Paleoproterozóica e magma juvenil Meso ou Neoproterozóico, similar ao Plúton Puxinanã.

Os dados isotópicos Rb/Sr e Sm/Nd dos granitóides do Complexo Granítico Esperança, projetados no diagrama C_{Sr} inicial vs C_{Nd} inicial (Harmon et al., 1984), sugerem que o protólito destas rochas provém de diferentes reservatórios da crosta inferior e superior e são geneticamente relacionados a componentes metaígneos semelhantes a granitos tipo I (Plútons Areal e Remígio) e a componentes metassedimentares semelhantes a granitos tipo tipo S (Plútons Puxinanã e Serrote da Cobra), ver **Figura 7.4**. O Plúton Pocinhos exhibe características geoquímicas semelhantes a granitos tipo A (**Tabela 7.4**). Esta diversidade litológica, química e isotópica dos granitóides que constituem o Batólito Esperança, permite considerá-lo um complexo granítico composto por vários plútons e não um plúton único com variações faciológicas conforme foi sugerido por Arcanjo & Fetter (2003).

7.3 IMPLICAÇÕES DOS DADOS ISOTÓPICOS PARA O MODELO DOS TERRENOS TECTONO-ESTRATIGRÁFICOS

O Complexo Granítico Esperança situa-se no contato entre os Domínios da Zona Transversal e Rio Grande do Norte, limitado pelo Lineamento Patos a norte. Brito Neves et al. (2001) já havia observado que os granitóides a norte do Lineamento Patos possuem Idades Modelos T_{DM} Paleoproterozóicas a Arqueanas e a sul do Lineamento Patos Idades Modelos T_{DM} Mesoproterozóicas. Os granitos que constituem o Complexo Granítico Esperança mostram duas assinaturas isotópicas distintas: O Plúton Areal, em contato com o Lineamento Patos e adjacente ao Domínio Rio Grande do Norte mostra Idade Modelo T_{DM} Paleoproterozóica, enquanto os demais plútons (Puxinanã, Pocinhos, Remígio e Serrote da Cobra), em contato com as encaixantes Cariris Velhos inseridas no Domínio da Zona Transversal, mostram Idades Modelo T_{DM} Mesoproterozóicas.

Segundo o modelo de terrenos tectono-estratigráficos (Santos, 1996, 1998, 2001), estes dados isotópicos indicativos de assinatura bimodal sugerem que o CGE pode estar suturando o limite entre estes dois domínios, neste caso poderia ser um exemplo de suturamento plutônico Neoproterozóico, o primeiro deste gênero registrado na Borborema.

Um caso clássico de complexo granítico realizando suturamento plutônico entre dois terrenos adjacentes é o Batólito Translabrador, no Canadá, inserido no contexto da Província Mesoproterozóica Grenville (Howell, 1995).

No caso da Província Borborema, a grande maioria dos amalgamamentos de terrenos se dá com envolvimento de zonas de cisalhamento, por processos de soldagem metamórfica no final do Ciclo Brasileiro.

Contudo, segundo o modelo do orógeno intracontinental (Neves, 2000; Mariano et al., 2001) proposto alternativamente para a Província Borborema, este bimodalismo isotópico poderia ser interpretado simplesmente como resultado de fontes distintas para os plútons Areial (assinatura isotópica T_{DM} Paleoproterozóica) e demais plútons (Puxinanã, Remígio, Pocinhos e Serrote da Cobra; os quais apresentam assinatura isotópica T_{DM} Mesoproterozóica ou mista). Estes reservatórios isotópicos estariam situados a diferentes profundidades da crosta continental zonada, como pode ser observado no diagrama ϵ_{Sr} inicial vs ϵ_{Nd} inicial (**Figura 7.4**), sendo o reservatório menos radiogênico originado de fusão parcial de crosta mais jovem e inversamente o reservatório mais radiogênico originado de fusão parcial de crosta mais antiga. A bimodalidade isotópica do Complexo Esperança fica patente no diagrama ϵ_{Nd} vs Tempo (**Figura 7.5**).

7.4 DISCUSSÃO SOBRE OS DADOS ISOTÓPICOS E OS ENCLAVES MICROGRANULARES MÁFICOS A INTERMEDIÁRIOS

Enclaves microgranulares máficos a intermediários são comuns em suítes plutônicas cálcio-alcalinas, havendo três tipos de hipóteses para a origem destes enclaves. O modelo do restito: resíduo refratário de rochas máficas remanescentes do protólito ígneo, o qual fundiu parcialmente para produzir o granitóide cálcio-alcalino hospedeiro; o modelo do autólito: originados por diferenciação de um magma máfico parental, o qual se diferenciaria na suíte cálcio-alcalina e nos enclaves máficos; o modelo de mistura de magmas: dois magmas coexistentes, de composições distintas, um máfico e um félsico, de fontes distintas, os quais ao se misturarem parcialmente produziriam um batólito de composição híbrida e enclaves máficos a intermediários.

No caso dos plútons constituintes do Complexo Granítico Esperança, dados petrográficos, químicos, isotópicos e relações de campo apontam para a terceira hipótese.

A composição isotópica de enclaves máficos a intermediários constitui uma das principais ferramentas para a interpretação da gênese e evolução de plútons graníticos. Esta linha de investigação permite acessar as relações genéticas entre os granitóides e os enclaves englobados, tornando possível a compreensão do papel relativo da crosta e do manto no magmatismo e no tipo (s) de fonte (s) envolvida (s). Uma discussão mais aprofundada pode ser vista em Torres et al. (2003).

O estudo da composição isotópica destes enclaves nem sempre leva a conclusões definitivas, porque nem sempre representam as composições isotópicas primárias. Às vezes (ao menos parcialmente) representam interações entre os magmas primários e líquidos

crustais, interações estas que podem ocorrer: 1) durante o alojamento crustal do plúton; 2) durante o tempo de residência crustal (permanência na crosta) transcorrido desde a ascensão do plúton; 3) por contaminação com as rochas crustais encaixantes; 4) ou por mistura no próprio sítio de alojamento. Em qualquer destes quatro casos, os enclaves não representariam os líquidos originais.

Enclaves máficos a intermediários e os granitóides hospedeiros podem exibir assinaturas isotópicas similares, embora tenham sido originadas de diferentes fontes, se: 1) o magma máfico houver sido extraído de um manto enriquecido; ou 2) os magmas houverem atingido um quase completo equilíbrio isotópico.

Para o Complexo Granítico Esperança, não dispomos de dados isotópicos de Nd para os enclaves máficos a intermediários, apenas um dado de Sr para a amostra intermediária granodiorítica ESP-08 B do Plúton Areial, o qual forneceu um valor de C_{Sr} inicial de 8,18 e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0,703, refletindo uma origem envolvendo componente mantélico.

Três hospedeiras monzograníticas (ESP-03 A, ESP 08 A e ESP 12) forneceram valores de C_{Sr} iniciais variando de 30,89 a 62,27 e razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} variando de 0,708 a 0,710, refletindo uma origem infracrustal de protólito metaígneo máfico a intermediário similar às fontes dos granitos tipo-I.

Pode-se comparar estes valores com os dados de Épsilon Sr_i dos enclaves do Plúton de Brejinho (ou Complexo Itapetim): 68 para um enclave diorítico, 61 para um tipo híbrido e 74 para um granodiorito, em contraste 110 para o granitóide hospedeiro monzogranítico (Guimarães & Da Silva Filho, 2000).

A velocidade de homogeneização isotópica é mais rápida que a homogeneização química (ocorrendo por difusão no estado líquido), sendo que a taxa de difusão do Nd é mais lenta que a do Sr (ou seja, se supõe que em havendo equilíbrio após a mistura de magma, as assinaturas isotópicas de Sr dos enclaves e do hospedeiro seriam valores mais próximos entre si). Esta diferença existente entre os valores isotópicos de Sr_i das rochas máficas e félsicas do Plúton Areial sugere que este equilíbrio não foi atingido, pelo menos de forma completa.

Esta observação, apoiada pelos dados de campo e petrográficos de *commingling* (interdigitação) aponta que o sistema granítico teria esfriado relativamente rápido, não permitindo uma completa homogeneização isotópica, sugerindo processos de mistura incompleta de magmas na evolução deste plúton.

O processo de hibridização foi supostamente incipiente e limitado em volume, uma vez que as características petrográficas e isotópicas de cada suíte aparentemente foram relativamente bem preservadas. O tempo relativamente curto de convivência entre os dois

magmas além do desenvolvimento de margens resfriadas nos enclaves (evidência de *commingling*, interdigitação) atuou como uma forte barreira contra o equilíbrio elementar e isotópico (Fourcade & Javoy, 1991).

Mariano et al. (2000 e 2001) contestam o modelo dos terrenos tectono-estratigráficos de Santos (1996, 1998) para a Província Borborema argumentando que os enclaves máficos dioríticos a quartzo-dioríticos presentes em diversos plútons cálcio-alcálicos de alto-K espalhados por diversas regiões da Província Borborema possuem características geoquímicas e isotópicas muito restritas (altas razões LREE HREE, enriquecimento em LILE, Épsilon Nd₆₀₀ entre -7 e -16 e T_{DMs} entre 1.7 e 2.0 Ga), caracterizando um manto litosférico continental enriquecido permeando grande parte da Província Borborema desde o Transamazônico.

No caso específico do Complexo Granítico Esperança, a ausência de dados isotópicos de Nd para as amostras máficas dos diversos plútons constituintes deste Complexo impossibilitou esta comparação com os dados de Mariano et al. (2000, 2001). Todavia em outros plútons graníticos estudados no TAP (Brejinho, Conceição das Creoulas, Tavares) os T_{DMs} são predominantemente entre 1.3 e 1.5 e os valores isotópicos são menos negativos (e.g. Brejinho, com Épsilon Nd₆₀₀ entre -2.4 e -6.4., valores referidos de Torres, 2003) que aqueles obtidos por Mariano et al. (2000, 2001). Estes dados, além de razões LREE HREE menores e menor enriquecimento em LILE, sugerem como fonte para estes dioritos um manto litosférico distinto (empobrecido ou menos enriquecido) para este trato litosférico onde se localiza o Complexo Esperança (TAP), em princípio argumentando a favor da hipótese dos terrenos tectono-estratigráficos de Santos (1996, 1998), conforme discutido em Torres et al. (2003). Contudo, deve-se observar que as intrusões supramencionadas (Brejinho, Conceição das Creoulas, Tavares) pertencem todas a um episódio de magmatismo mais antigo (640-610 Ma) que o episódio ao qual o Complexo Esperança está relacionado (590-580 Ma), o mesmo das intrusões Fazenda Nova, Campina Grande, Bom Jardim, Toritama e Pajeú, que apresentam dioritos química e isotopicamente similares aos dioritos estudados por Mariano et al. (2000, 2001).

7.5 TIPOLOGIA DOS PLÚTONS

Clarke (1992), comparando algumas características químicas e isotópicas dos granitóides tipos I, S, M e A, resumiu as seguintes observações:

- 1) Granitóides Tipo I tem $A/CNK < 1.1$, $Sr^{87}/Sr_i^{86} < 0.708$ e $\delta O^{18} < 9 \text{ ‰}$, implicando numa rocha fonte de composição ígnea de máfica a intermediária ou seja, de derivação infracrustal (Chappell & White, 1974; Chappell & Stephens, 1988).
- 2) Granitóides Tipo S tem $A/CNK > 1.1$, $Sr^{87}/Sr_i^{86} > 0.708$ e $\delta O^{18} > 9 \text{ ‰}$, implicando que a rocha fonte seja um protólito supracrustal ou sedimentar (Chappell e White, 1974; White e Chappell, 1988).
- 3) Granitóides Tipo M tem $A/CNK < 1.0$, $Sr^{87}/Sr_i^{86} < 0.705$ e $\delta O^{18} < 9 \text{ ‰}$, implicando numa fonte mantélica, ou indiretamente através de fusão parcial de uma crosta oceânica subductada, ou diretamente por extensiva cristalização fracionada de basalto (White, 1979; Pitcher, 1982).
- 4) Granitóides Tipo A tem uma variação de $A/CNK > 1.0$, Sr^{87}/Sr_i^{86} e δO^{18} comparáveis àqueles dos tipos I, S e M; em adição eles tem baixos teores de CaO (<2%), altas razões FeO/MgO (8-80%), altos teores de Zr, REE, F e Cl; e são alojados em ambiente tectônico extensional (Loiselle e Wones, 1979; Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Creaser et al., 1991). Granitos tipo A caracterizam-se, além dos parâmetros acima referidos, por razões Y/Nb >1,2, razões Ga/Al altas, altos teores de Y, Ga, Nb e baixas razões de Al_2O_3 (<15%), MgO (<1%) e CaO (<2%).

Tabela 7.4: Dados geoquímicos comparativos entre os granitos tipo-A descritos na literatura e os granitóides constituintes do Plúton Pocinhos.

Parâmetros	Granitos Tipo A	ESP-33	ESP-75	ESP-111
SiO ₂ (%)	70,00	69,21	72,28	73,16
Na ₂ O+K ₂ O (%)	7 a 11	8,51	8,49	7,91
FeO/MgO	1,80	1,93	1,49	1,82
Al ₂ O ₃ (%)	8 a 80	4,25	16,80	13,00
Y/Nb	>1,20	1,37	1,25	1,28
Zr (ppm)	teores elevados	337,7	315,0	284,0
Y (ppm)	teores elevados	24,4	20,0	18,0
Ga (ppm)	teores elevados	24,8	22,0	23,0
Nb (ppm)	teores elevados	17,8	16,0	14,0
Ga/Al	teores elevados	24,8	-	-
MgO (%)	teores baixos (<1)	0,77	0,15	0,19
CaO (%)	teores baixos (<2)	1,93	1,49	1,82
F (ppm)	presença	-	<300	563
Cl (ppm)	presença	-	181	<15

Com base nestas distinções, os plútons constituintes do Complexo Granítico Esperança, podem ser classificados isotopicamente como semelhantes aos granitos tipo I: Areial, Remígio, Puxinanã e Serrote da Cobra, menos Pocinhos que é quimicamente semelhante a um granito tipo A (**Tabela 7.4**).

Os Plútons Puxinanã e Serrote da Cobra, embora apresentem características geoquímicas compatíveis com um componente metassedimentar envolvido em suas fontes, não são granitos tipo S, pois não são peraluminosos e não apresentam mineralogia característica do tipo S, como cordierita, muscovita ou monazita.

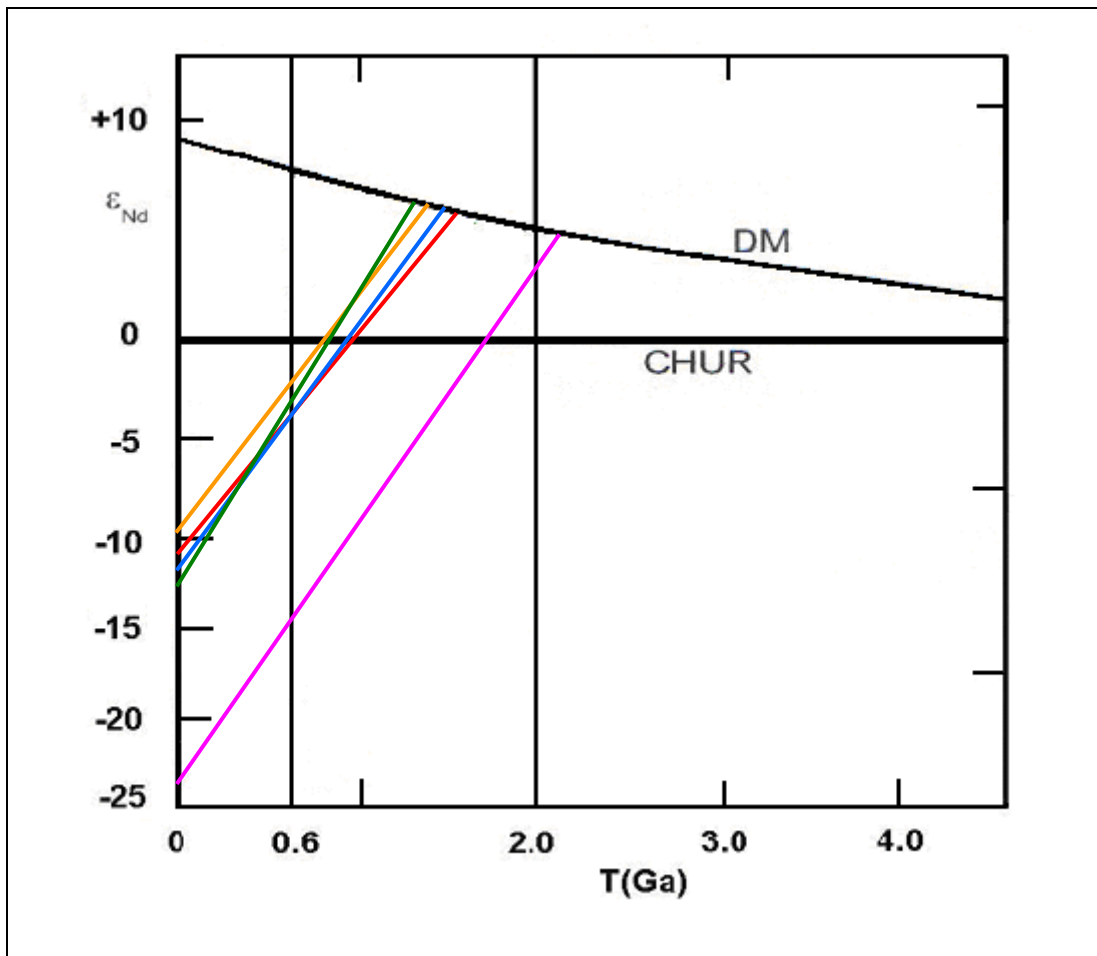


Figura 7.5: Diagrama ϵ_{Nd} versus T (Ga) (De Paolo, 1988) para os granitóides do Complexo Granítico Esperança, PB. **Legenda:** Linha Rosa: Plúton Areial; Linha Verde: Plúton Pocinhos; Linha Azul: Plúton Puxinanã; Linha Vermelha: Plúton Serrote da Cobra; Linha Laranja: Plúton Remígio.

7.6 DISCUSSÕES PETROGENÉTICAS

As interações entre magmas derivados do manto e magmas derivados da crosta continental, caso do Complexo Granítico Esperança, podem ser explicadas por três hipóteses

consagradas na literatura: (1) Na primeira hipótese, o calor liberado pela cristalização de líquidos basálticos colocados na base da crosta aquece e funde rochas crustais adjacentes, mas a interação entre os magmas máficos e os líquidos crustais produzidos é limitada pela quantidade de energia transferida (Huppert & Sparks, 1988). Para ocorrer mistura de magmas e produzir magmas com composições químicas e isotópicas híbridas, processo considerado quimicamente e mecanicamente ineficiente (Sparks & Marshall, 1986) seria necessário pulsos subsequentes de magmas máficos para interagir com os líquidos crustais gerados pelos primeiros pulsos de magmas mantélicos. (2) Uma segunda hipótese considera que transferência de energia e massa operam simultaneamente e que os magmas máficos invadiriam a crosta continental com assimilação de rochas metamórficas, paralelamente cristalizando fases sólidas para produzir a entalpia necessária para operar esta assimilação. Este modelo de assimilação total proporciona um mecanismo para o alojamento crustal de grandes volumes de magmas máficos, e é consistente com o que se conhece sobre a composição da crosta continental inferior, fundamentalmente máfica-ultramáfica. (3) Uma terceira hipótese poderia ser vista como um modelo intermediário entre os dois primeiros, e é conhecido como hipótese MASH (Melting-Assimilation-Storage-Homogenization), tendo sido proposta por Hildreth & Moorbath (1988).

Patiño-Douce (1995) realizando experimentos de fusão e cristalização a temperaturas de 1000° C e pressões variando de 5, 7, 10, 12 e 15 Kbar (compatíveis com diversas profundidades da crosta continental, uma vez que se considera que 1Kbar corresponde cerca de 3 Km de profundidade, estes experimentos reproduziriam condições infracrustais de 15, 21, 30, 36 e 45 Km de profundidade) em misturas de líquidos resultantes da fusão de 50% de olivina-toleíto de alto-Al anidro (correspondente a um magma máfico) e 50% de dois tipos de rochas metamórficas (metapelito aluminossilicático e biotita gnaisse sem alumino-silicatos), correspondentes a dois tipos possíveis de rochas crustais, obteve como resultado 32 a 38% de líquidos graníticos subsaturados em água, com $\text{SiO}_2 > 70\%$ em peso.

Nos diagramas petrogenéticos de Patiño-Douce (1995), os granitóides dos plútons constituintes do Complexo Granítico Esperança caem todos no campo dos granitóides gerados por fusões de rochas cálcio-alcálicas. (Diagramas A/MF vs C/MF molar, e A/MF vs A/CNK molar, **Figuras 7.6 e 7.7**).

A natureza cálcioalcalina dos magmas que originaram o Complexo Esperança pode ser explicada pela interveniência de processos tipo MASH descritos por Hildreth & Moorbath (1988) em seu clássico trabalho sobre o magmatismo de arco ocorrido na Cordilheira Andina no Chile. Zonas de fusão, assimilação, armazenamento e homogeneização de magmas

híbridos seriam geradas no limite crosta inferior-manto, por ação de magmas mantélicos alojados na base da crosta. Processos de AFC (Assimilação e Cristalização Fracionada) modificariam subsequentemente os plútons ascendentes, mas a assinatura geoquímica básica de cada plúton refletiria a profundidade de sua zona MASH de geração e das diferenças de idade, composição e contribuição proporcional do componente crustal em cada plúton. Estes processos podem explicar as diferenças petrográficas, geoquímicas e isotópicas entre os plútons constituintes do Complexo Granítico Esperança.

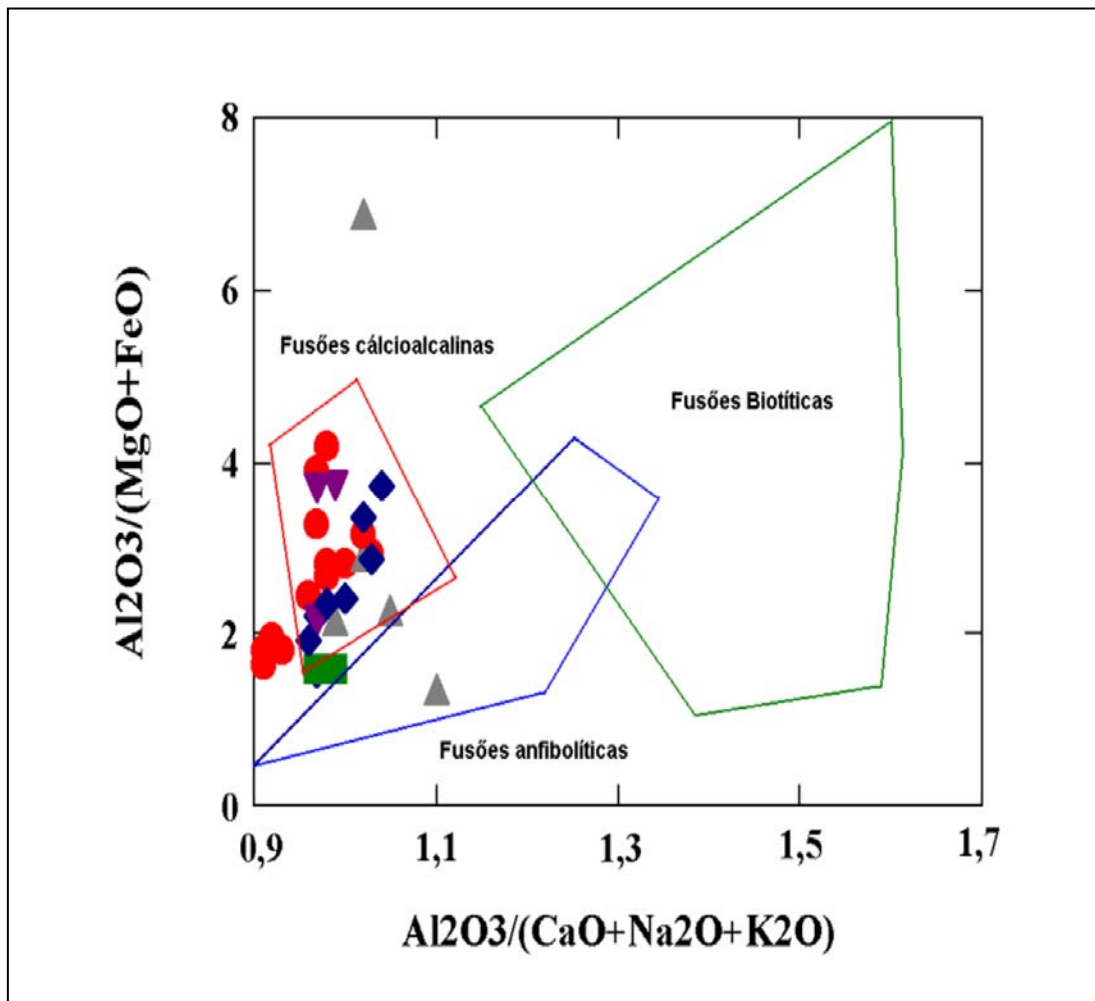


Figura 7.6: Diagrama petrogenético de Patiño-Douce (1995) onde os polígonos representam magmas cálcioalcalinos, biotíticos e anfibolíticos gerados em experimentos de fusão parcial anidra em dois protólitos híbridos constituídos por 50% de Al-olivina-toleíitos e 50% de uma rocha metamórfica (metapelito com Al e biotita gnaise sem-Al), a pressões variadas (5, 7, 10, 12 e 15 Kbar).

Magmas cálcio-alcalinos podem ser gerados a partir de fusão parcial de rochas metaígneas máficas a intermediárias de natureza cálcio-alcalina a cálcio-alcalina de alto-K, existentes na crosta inferior (Roberts & Clemens, 1993). Na Província Borborema, a fonte

destas rochas cálcio-alcálicas a cálcio-alcálicas de alto-K poderia ser o manto litosférico subcontinental enriquecido durante a Orogênese Transamazônica.

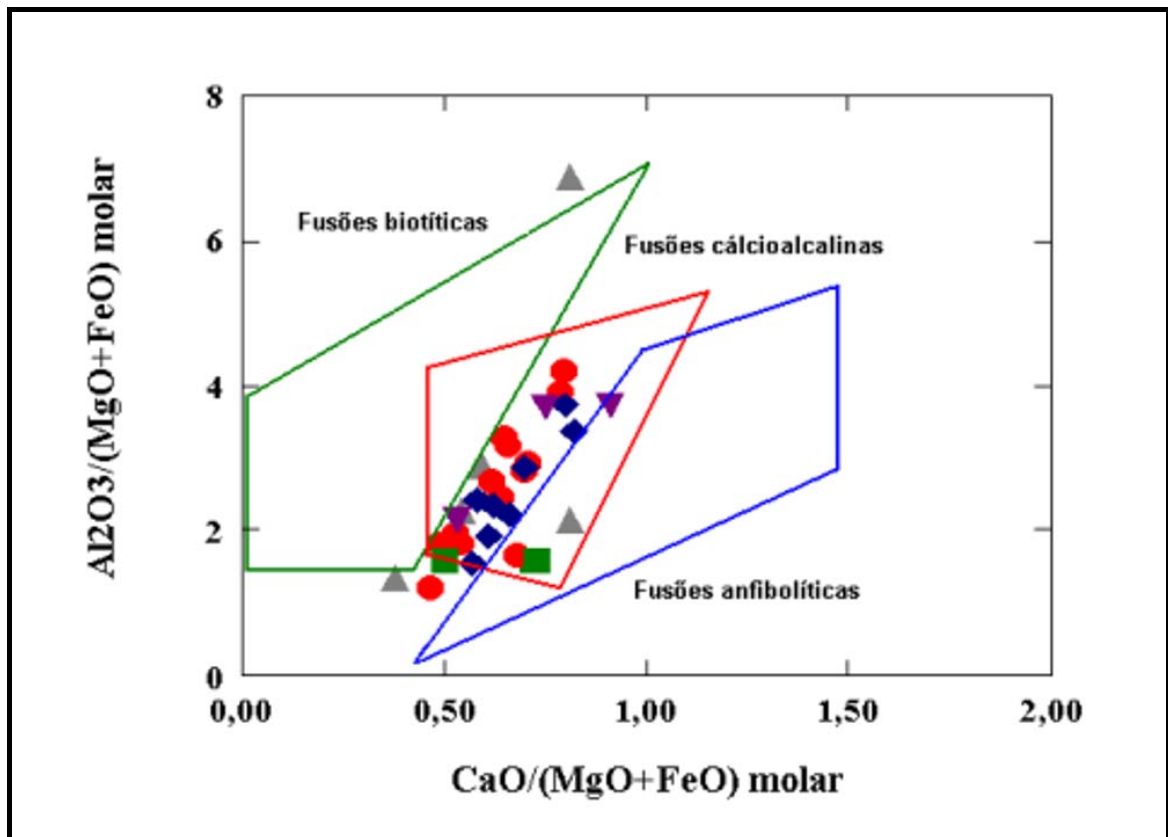


Figura 7.7: Diagrama petrogenético de Patiño-Douce (1995) onde os polígonos representam magmas cálcioalcálicos, biotíticos e anfibolíticos gerados em experimentos de fusão parcial anidra em dois protólitos híbridos constituídos por 50% de Al-olivina-toleióitos e 50% de uma rocha metamórfica (metapelito com Al e biotita gnaíse sem-Al), a pressões variadas (5, 7, 10, 12 e 15 Kbar).

Estes granitóides cálcio-alcálicos de médio a alto-K exibindo associação de suítes félsicas (monzogranitos a quartzo-monzonitos, porfiríticos de textura grossa com fenocristais de K-feldspato, com termos granodioríticos) e suítes máficas (dioríticas a quartzo-dioríticas), são de ocorrência bastante comum na Província Borborema, estando largamente espalhados por todos os terrenos. Processos de mistura de magma são referidos como importantes na evolução petrogenética destes plútons, sendo o material mantélico representado pelos dioritos e quartzo-dioritos da suíte máfica, e o material crustal pelos monzogranitos a quartzo-monzonitos da suíte félsica, supostamente derivados da crosta inferior anfibolítica. Os termos híbridos, granodioríticos, seriam originados pelos processos de mistura entre os magmas de diferentes fontes.

O motor térmico proposto para as fusões mantélicas e crustais seriam plumas do manto, gerando magmas colocados em um ambiente intracontinental sem relação com zonas de subducção. Os magmas félsicos e máficos gerados interagiriam seja por processos mecânicos seja por processos químicos, originando rochas híbridas exibindo os mais variados graus de mistura e coexistência. Estes magmas gerados por processos de fusão parcial, durante sua ascensão através da crosta sofreriam processos de cristalização fracionada e contaminação com as encaixantes, envolvendo cristalização das diversas fases minerais associadas a plútons graníticos semelhantes aos tipo I, alguns contendo componentes metassedimentares, devido a maior ou menor proporção de material ígneo ou encaixantes assimiladas. Estes processos explicariam a origem dos plútons constituintes do Complexo Granítico Esperança (Areal, Puxinanã, Remígio e Serrote da Cobra), com exceção do Plúton Pocinhos, o qual é semelhante aos granitos tipo A.

Um mecanismo comumente proposto para a geração destes granitos tipo A é a fusão do resíduo granulítico seco deixado na crosta inferior após a prévia extração de um granito tipo I, esta fusão produzindo um magmatismo anidro cuja ascensão estaria associada a mecanismos de extensão. Experimentos de Patiño-Douce (1997) sugerem, porém, que granitos metaluminosos tipo A poderiam ser gerados a partir da fusão rasa desidratada de granitóides portadores de hornblenda e biotita. Estes granitóides de composição tonalítica e granodiorítica e natureza cálcio-alcálica, por fusão incongruente a baixas pressões (≤ 4 Kbar) produzem profusa cristalização de plagioclásio cálcico + ortopiroxênio, responsáveis pela presença das principais características associadas aos granitos tipo A (baixos teores de Al, Ca, Mg, Sr e Eu, altas razões Ga/Al e K/Na). A assembléia residual produzida pela fusão destas mesmas rochas, a maiores profundidades (pressões ≥ 8 Kbar), é dominada por clinopiroxênio e em conseqüência, a maioria das feições geoquímicas diagnósticas dos granitos tipo A são perdidas. As altas temperaturas ($> 900^\circ$ C) e os baixos teores de H₂O ($\leq 4\%$ em peso) característicos dos magmas tipo A poderiam ser adequadamente explicados pela natureza pobre em H₂O do material fonte granítico, sem requerer uma fonte granulítica ou rica em flúor. Estes experimentos sugerem que não só a composição da fonte mas também as condições de pressão são importantes durante a fusão dos protólitos dos magmas tipo A.

O mecanismo capaz de proporcionar as altas temperaturas requeridas para a produção dos magmas tipo A em regiões rasas da crosta (acima de 15 Km de profundidade) requereria a participação de magmas máficos quentes na origem deste tipo de magmatismo. Estes magmas máficos, mantélicos, ocorrem associados aos granitóides cálcio-alcálicos parentais dos magmas tipo A.

Os granitos tipo A, incluindo os granitos rapakivi, estão com frequência associados espacialmente a complexos anortositícos-noríticos-mangeríticos-charnockíticos, os quais se caracterizam pela presença de assembléia formada por plagioclásio + ortopiroxênio, e mostram anomalia positiva de Eu, complementar à característica anomalia negativa de Eu dos granitos tipo A (“padrão asa de andorinha”). Patiño-Douce (1997) sugere que os granitos tipo A e os complexos anortositícos-noríticos-mangeríticos-charnockíticos poderiam ser respectivamente os produtos líquido e sólido da fusão incongruente dos granitóides cálcio-alcalinos.

Este modelo petrogenético coaduna-se com a natureza cálcio-alcalina similar dos cinco plútons constituintes do CGE, evidenciada nos diagramas petrogenéticos (**Figuras 7.6 e 7.7**) de Patiño-Douce (1995), e explica o fato já observado por diversos autores de que granitos tipo A costumam ocorrer espacialmente associados a granitóides cálcio-alcalinos em diversas regiões do mundo: América do Norte (Anderson, 1983), África (Black et al., 1985), Finlândia (Haapala & Rämö, 1992) e Antártica (Weaver et al., 1992).

Contudo, nestes casos supracitados, os granitos tipo A pós-datam os granitóides cálcio-alcalinos, e de fato as evidências de campo sugerem que o Plúton Pocinhos indeformado é mais jovem que os demais plútons deformados. Archanjo & Fetter (2003) porém determinaram uma idade U-Pb em zircão no Plúton Pocinhos tipo A ligeiramente mais antiga (592 ± 5 Ma) que o Plúton Puxinanã cálcio-alcalino de alto-K (581.3 ± 7 Ma).

Para explicar este dado, uma possibilidade sugerida é a de que processos de compressão poderiam ter ocorrido na porção mais central do TAP, evidenciados pelas foliações de baixo ângulo nas intrusões de Bom Jardim (592 Ma), Pajeú (590 Ma) e Fazenda Nova (588 Ma), enquanto processos de extensão localizada ocorriam na borda do TAP (escape lateral?), associados a magmatismo tipo A (Guimarães et al., 2004).

Outra hipótese é que, considerando a margem de erro do Método U-Pb em zircão, as idades dos dois plútons são praticamente iguais (Puxinanã: $581.3 + 7 = 588.3$ Ma; Pocinhos: $592 - 5 = 587$ Ma) e neste caso Pocinhos ainda poderia ser ligeiramente mais jovem que Puxinanã.

CAPÍTULO 8 - DISCUSSÕES SOBRE O TRANSPORTE E ALOJAMENTO DOS MAGMAS GRANÍTICOS DO COMPLEXO GRANÍTICO ESPERANÇA-PB

Magma graníticos são alojados na crosta superior sofrendo uma complexa interação entre processos gravitacionais e tectônica horizontal. Os corpos intrusivos deles resultantes exibem uma grande variedade de padrões estruturais que podem, se convenientemente analisados, fornecer pistas relacionadas à dinâmica de seus mecanismos de ascensão e alojamento. Os padrões estruturais naturais podem ser comparados com aqueles obtidos a partir de modelos experimentais e numéricos (Castro, 1987; Marsh, 1982; Petford, 1996; Paterson & Fowler, 1993) e deste modo tentar explicar de forma coerente os processos de ascensão e alojamento envolvidos.

Quanto ao alojamento final dos magmas graníticos na crosta, existem 06 (seis) mecanismos comumente referidos na literatura: (1) *doming* (domeamento), (2) diapirismo, (3) *ballooning* (baloneamento), (4) *stoping*, (5) *cauldron subsidence* (subsidência em caldeira), (6) *dyke propagation* ou *dyking* (propagação de diques ou diqueamento).

Rochas plutônicas de feições texturais e composicionais muito similares, exibindo parâmetros de temperatura e pressão que sugerem serem corpos intrudidos em um mesmo nível crustal, muitas vezes apresentam diferentes padrões estruturais, implicando em diferentes mecanismos de alojamento como resposta a estas variações. Estes padrões estruturais são definidos pelas seguintes feições: (1) forma ou contorno do plúton tanto em seção horizontal como em seção vertical, (2) estruturas internas do plúton (trama cristalina, forma e orientação dos xenólitos, junções e juntas, distribuição espacial dos fácies petrográficos), (3) estruturas das rochas encaixantes próximas às intrusões. A avaliação destas feições conduz à escolha do tipo de padrão estrutural em que se encaixa o plúton.

Para corpos intrusivos, há três tipos principais de padrões estruturais: (1) domo gnáissico, (2) plútons concordantes (sin-cinemáticos) e (3) plútons discordantes (tardi-cinemáticos). No caso de alojamento por subsidência em caldeira, embora o padrão estrutural seja discordante são corpos pós-cinemáticos a anorogênicos, e é um mecanismo restrito a complexos básicos, nunca atuando em plútons graníticos.

Dos diversos mecanismos propostos, a propagação de diques é considerado o mais eficiente no transporte de magmas das zonas profundas da crosta inferior e manto superior onde são comumente gerados até a superfície. Fraturas extensionais capazes de servir de conduto para a propagação de diques e ascensão de magmas podem ser desenvolvidos a grandes profundidades da crosta e atingir até o manto superior, de acordo com a moderna teoria de propagação de diques. Em domínios orogênicos, os magmas atingem a crosta superior através de estreitos canais (diques) e são acumulados em um reservatório final sob forma de plútons discordantes supracrustais ou plútons baloneados, se durante o alojamento atuar simultaneamente deformação regional.

Domos e diápiros são em geral restritos a zonas profundas, enquanto stoping somente opera em porções superiores da crosta (Castro, 1987).

No caso específico do transporte e alojamento de magmas graníticos, a oposição entre os modelos diápiro versus dique dominou por muitos anos o espírito dos geólogos, os quais durante as primeiras décadas do Século XX optavam de modo geral pelo modelo do diápiro.

8.1 DIAPIRISMO E A ASCENSÃO DO PLÚTON POCINHOS

Grout (1945) gerou os primeiros modelos de ascensão de diápiros, considerando-os como bolhas de magma movidas para cima por flutuabilidade, penetrando a crosta empurrando e afastando as rochas encaixantes, para ao final adquirir a forma de um cogumelo ao se posicionar em níveis crustais mais elevados. Este autor comparou os diápiros às intrusões naturais de sal, o que foi seguido por sucessivos autores (Berner et al., 1972; Dixon, 1975, etc...) que modelaram a ascensão dos diápiros considerando sempre o padrão de inversão de densidade levando à instabilidade gravitacional e conseqüente ascensão espontânea na forma de ondas fazendo surgir nos primeiros estágios os clássicos domos (diápiros imaturos) e nos estágios finais os diápiros propriamente ditos.

A partir de modelamento de diápiros utilizando sal e argila em sedimentos, Dennis (1967) propôs a existência de dois tipos de diápiros: penetrantes (*piercing*) e não-penetrantes (*nonpiercing*); os primeiros penetrariam literalmente as camadas de sedimentos sobrejacentes tal qual ascendessem através de um túnel, enquanto os segundos arqueariam as rochas sobrejacentes sem penetrá-las.

Todavia, a partir da incongruência da teoria clássica do diapirismo com as observações de campo, Marsh (1982) resolveu tratar as idéias de Grout (1945) do ponto de vista da mecânica, considerando parâmetros tais como a viscosidade das rochas encaixantes e a taxa

de transferência de calor da bolha de magma ascendente. Observou a necessidade de um gradiente térmico para ocorrer o diapirismo, que anteriormente não era referido.

Marsh (1982) formulou um modelo onde o diápiro seria idealmente uma esfera cuja velocidade de ascensão dependeria fundamentalmente da viscosidade das encaixantes próximas à esfera ascendente e da largura da zona “amolecida” termalmente, a qual seria facilmente deformada. Esta zona “amolecida” termalmente pode ser representada por uma zona de cisalhamento (ou zona de arrasto), com movimento vertical e alta taxa de *strain* de cisalhamento. Segundo este autor, o diapirismo seria um processo altamente energético, requerendo uma zona parcialmente fundida em torno da bolha magmática ascendente, esta energia sendo fornecida pela transferência de calor do magma ascendente para as encaixantes. Esta restrição termal limitou o diapirismo a zonas profundas do manto, onde o magma ascenderia sem atividade sísmica associada, deste modo sendo um processo eficiente apenas na litosfera inferior ou na astenosfera (Anderson, 1981).

Deste modo, o diapirismo como mecanismo de posicionamento para plútons graníticos, os quais freqüentemente são gerados na crosta inferior e ascendem até profundidades por vezes subvulcânicas, é atualmente muito questionado, sendo considerado um mecanismo pouco comum ou mesmo inexistente.

Ainda assim, alguns autores (Coward, 1981; Bateman, 1984) sugeriram critérios para reconhecimento dos plútons diapíricos, onde o pré-requisito básico seria a menor densidade do diápiro com relação às rochas sobrejacentes, ao menos na zona de geração: (1) plútons diapíricos são comumente circulares ou ovais em planta; (2) as estruturas (foliação, clivagem, lineação) são concordantes com o contato intrusivo diápiro/encaixante, sendo mais intensas próximo ao contato e diminuindo com a distância do mesmo (3) presença de uma borda de esfriamento sinforme; (4) a distribuição do *strain* envolveria extensão subhorizontal ($K > 1$) nas porções superiores do diápiro, sendo os eixos maiores do elipsóide de *strain* tangenciais às regiões de crista do diápiro e as fraturas e veios existentes no plúton seguiriam modelos radiais ou tangenciais; (5) na região do tronco do diápiro, os eixos maiores do elipsóide de *strain* seriam verticais, possivelmente associados com dobras sincrônicas com plano axial radial.

Além destes critérios essencialmente estruturais, se for considerado o modelo de Marsh (1982) para a ascensão diapírica (*hot stocks*), outros fatores também devem ser considerados, tais como: (6) a presença de um envelope de deformação dúctil, formado por rochas encaixantes “amolecidas” termalmente, circundando o diápiro; (7) crescimento de porfiroblastos pré a sin-cinemáticos nas encaixantes dentro da auréola termal; (8) presença de

deformação polifásica complexa na auréola do diápiro, visto que com a ascensão do diápiro as rochas encaixantes teriam sido progressivamente domeadas, dobradas, achatadas, e finalmente forçadas para baixo do diâmetro máximo do plúton.

Por fim, o termo diápiro só poderia ser empregado no caso de o material rochoso flutuante cortasse as rochas superiores adquirindo a forma clássica de gota invertida, seja através (diapirismo penetrante) ou dentro (diapirismo não-penetrante) das rochas subjacentes deformadas plasticamente.

Com relação ao plútons constituintes do CGE, o Plúton de Pocinhos atende a todos os critérios de reconhecimento de plútons diapíricos sugeridos por Coward (1981), Bateman (1984) e Marsh (1982), todavia permanece a questão da restrição termal proposta por Marsh (1982) que limitaria o diapirismo a zonas profundas da litosfera inferior e da astenosfera.

O Plúton Pocinhos exibe características geoquímicas de granitos tipo A. Vários modelos petrogenéticos tem sido propostos para a geração de granitos tipo A: (1) fusão do resíduo granulítico seco deixado na crosta inferior após a prévia produção de um granito cálcio-alcálico (orogênico tipo I), neste caso sua ascensão se daria através da crosta média e superior até a superfície. O ambiente de formação destes granitos tipo A está em geral relacionado a regimes tensionais em blocos continentais (rifteamento intraplacas), sendo portanto anorogênicos e ligados a complexos alcalinos, incluindo biotita-granitos, granitos peralcalinos, quartzo-sienitos e nefelina-sienitos. (2) granitos alcalinos pós-colisionais, que podem ser distinguidos dos alcalinos anorogênicos por estarem associados a zonas de cisalhamento transcorrentes relacionadas a eventos compressionais/colisionais anteriores (Sylvester, 1989) e pela ausência de magmatismo bimodal (suítes máficas e félsicas associadas), as quais são comuns em ambientes intraplacas. (3) granitos tipo A metaluminosos gerados por fusão incongruente desidratada de granitóides cálcio-alcálicos portadores de hornblenda e biotita, em profundidades inferiores a 15 Km (pressões ≤ 4 Kbar), deixando no resíduo plagioclásio + ortopiroxênio. Esta fusão seria induzida pela transferência de calor proporcionada pelo aporte de magmas máficos quentes aos granitóides cálcio-alcálicos.

O Plúton de Pocinhos aparentemente se enquadra neste terceiro modelo, granitos tipo A metaluminosos relacionados a complexos graníticos cálcio-alcálicos metaluminosos.

8.2 BALONEAMENTO E O ALOJAMENTO DO PLÚTON POCINHOS

Os diápiros não-penetrantes, ao interromperem sua ascensão por haverem esgotado sua capacidade térmica de induzir aumento da viscosidade das encaixantes, porém ainda retendo parte da fluabilidade termal e mecânica das porções inferiores do plúton em relação às

porções superiores mais esfriadas, impulsionaria material ainda fluido das porções inferiores para cima, num processo de autointrusão. Esta ascensão persistente de material quente para o núcleo dos diápiros, associada à incapacidade de deslocamento vertical do plúton, produziria um *stress* de fluabilidade que induziria uma expansão radial resultando no processo conhecido por baloneamento.

Uma distinção importante entre o diapirismo e o baloneamento seria que além de representarem estágios diferentes de uma mesma seqüência de eventos, o diapirismo seria mais um processo de ascensão, enquanto o baloneamento seria mais um processo de alojamento, pois ele se daria após a parada de deslocamento vertical do plúton.

Ramsay (1981), estudando o Plúton Chindamora na África, protótipo dos plútons baloneados, comparou o crescimento deste plúton com a expansão de uma esfera. Esta expansão e a conseqüente deformação das encaixantes ocorreriam devido à pressão hidrostática do magma, sendo a quantidade de deformação em qualquer parte da esfera proporcional ao aumento da esfera. Este processo de alojamento seria caracterizado como um processo gravitacional, que ocorreria quando a bolha magmática atingisse uma altura limite na crosta pela perda de calor e o *stress* de fluabilidade (“*buoyancy*”) causado pela autointrusão de material quente em direção ao núcleo induzisse expansão lateral do plúton.

A grande vantagem deste mecanismo é que ele resolve o problema do espaço requerido para o alojamento do plúton granítico, uma vez que a maior parte do espaço para acomodação da intrusão poderia ser fornecido através da deformação da auréola de rochas encaixantes, empurradas pela pressão hidrostática do magma.

Ramsay (1981) inclusive forneceu um modelo geométrico para o mecanismo de baloneamento e sugeriu os seguintes critérios para identificação em campo de um plúton alojado por baloneamento: (1) o plúton granítico teria forma circular ou elíptica em seção horizontal; (2) o plúton apresentaria zonação concêntrica de fácies plutônicas, tendo o fácies central em geral composição mais ácida e mais tardia em relação aos fácies marginais; (3) ocorrência de trama planar paralela ao contato e mais intensamente desenvolvida nas zonas de borda do plúton, onde se assemelha a uma foliação gnáissica; (4) presença de trama planar paralela aos contatos com o plúton nas rochas encaixantes; (5) crescimento sin-cinemático de minerais metamórficos e fraturas de alojamento desenvolvidas durante a consolidação do magma e frequentemente preenchidas por diques pegmatíticos e/ou aplíticos.

Ramsay (1981) ainda sugeriu, em seu modelo geométrico, uma forma de estimar o volume adquirindo pelo plúton através do mecanismo de baloneamento a partir da medida do *strain* do plúton usando xenólitos e enclaves como marcadores. Holder (1979) aplicando este

modelo geométrico para o Plúton Ardara na Irlanda observou que nas margens do plúton a encaixante estava fortemente deformada e no próprio plúton havia uma xistosidade gnáissica planar que se tornava mais fraca até desaparecer por completo na porção central da intrusão, os xenólitos e enclaves estando deformados como elipsóides de achatamento biaxial. Estes foram então usados como marcadores de *strain* para a deformação de achatamento que teria ocorrido após a consolidação do plúton e que seria a responsável pelo desenvolvimento da xistosidade planar no granito e na encaixante, sendo obtido com base nos cálculos utilizando o modelo geométrico de Ramsay (1981) o volume criado por baloneamento *in situ* de 75%.

Utilizando este mesmo modelo e os mesmos parâmetros, foram estudados outros plútons presumivelmente baloneados e os resultados obtidos para os volumes criados pela expansão *in situ* foram respectivamente: 90% para o Plúton Papoose Flat nos Estados Unidos (Sylvester, 1978), 70% para o Plúton Cannibal Creek na Austrália (Bateman, 1984) e 81% para o Plúton Chindamora na África (Ramsay, 1981).

Em todos os casos considerou-se que o achatamento dos enclaves e xenólitos teria se dado por deformação após a consolidação do plúton. Entretanto, outros autores (e.g. Vernon et al., 1988) observam que freqüentemente os enclaves microdioríticos mais ou menos alongados são produzidos por interações (*mingling*) de diferentes tipos de magmas e teriam sido deformados ainda no estado magmático, seja durante a ascensão seja durante o alojamento, e portanto recomendam que estes objetos (xenólitos e enclaves) apenas sejam utilizados como indicadores de deformação no estado sólido ou como marcadores de strain tectônico após um cuidadoso exame micropetrográfico que forneça evidência de que tenha realmente ocorrido forte deformação plástica intracristalina (e.g., deformação das lamelas de geminação de feldspato, encurvamento de clivagens de palhetas de mica, individualização de subgrãos no quartzo, etc...).

Castro (1987) discordou da origem gravitacional por pressão hidrostática do magma para a origem deste mecanismo de alojamento, e sugeriu que o baloneamento teria origem exclusivamente tectônica, sendo resultante da mudança de forma de uma intrusão originalmente discordante. Segundo este autor, o plúton alcançaria seu nível de posicionamento final e formaria um reservatório com geometria em forma de funil e padrão estrutural discordante. Havendo durante o alojamento a atuação de uma deformação regional, o plúton seria empurrado para cima e se expandiria lateralmente adquirindo o modelo estrutural de um plúton baloneado. Assim, os plútons baloneados seriam sempre sin-cinemáticos a algum evento regional, sendo necessário apenas um encurtamento horizontal local, em geral por atuação de uma zona de cisalhamento suficientemente grande para fechar

o reservatório em forma de funil e induzir à expansão lateral das partes superiores do plúton, como um balão. Arcanjo & Fetter (2003) sugerem que no caso do Complexo Esperança (considerado por estes autores um único plúton, o Plúton Esperança), o “*fabric*” reflete apenas deformação regional e não “*strain*” induzido por colocação magmática. Todavia segundo Castro (1987) estes dois processos (colocação magmática e deformação regional) são frequentemente concomitantes (sin-cinemáticos).

O Plúton Pocinhos atende aos critérios de Ramsay (1981), podendo ter sofrido processos de baloneamento durante o alojamento final.

8.3 STOPING E ASCENSÃO E ALOJAMENTO DO PLÚTON REMÍGIO

No *stopping* magmático, blocos de rochas desengajadas do teto das rochas encaixantes mergulham através do magma. O magma essencialmente cava seu caminho até acima. Segundo Marsh (1982), a idéia de *stopping* como um mecanismo para intrusão foi primeiro invocada por Goodchild (1892, 1894) e Lawson (1896) mas foi Daly (1903) estudando o Monte Ascutney, quem redescobriu e desenvolveu esta idéia.

Alguns plútons ascendem por *stopping*. Rochas encaixantes não deformadas e grandes xenólitos de rochas do teto são testemunhas deste processo (Pitcher, 1979) mas a extensão em que este mecanismo atua é ainda questionada. E as objeções ao *stopping* permanecem as mesmas inicialmente propostas: (1) Podem os xenólitos mergulhar? (2) Porque há tão poucos xenólitos vistos em campo? (3) Se *stopping* ocorre durante a ascensão completa, como o magma permanece quente?

Daly (1933) respondeu estas perguntas: (1) Os xenólitos são mais densos que o magma; (2) Os xenólitos *stoped* são assimilados pelo magma; (3) *Stopping* é responsável meramente pela compleição do processo relativamente ao modo de intrusão, através dos últimos poucos milhas de pés de subida.

Daly percebeu as implicações da teoria de *stopping*: em muitos casos os blocos mergulhantes devem ter sido fundidos ou dissolvidos ou ambos. Isto pôs as seguintes questões (1) qual é a proporção, ainda que pequena, de material estranho que pode ser dissolvido pelo magma primário? (2) qual é o volume absoluto de um corpo magmático que é capaz de absorver um tal grau de contaminação? Uma vez que rochas basálticas totalmente fundidas são comumente encontradas em arcos de ilhas mergulhando sob crosta oceânica ou continental, é claro que estes magmas dificilmente teriam se contaminado termalmente por blocos de rocha crustal fria. E a bem conhecida ausência geral de correlação entre a composição de lavas basálticas e material crustal implica que a contaminação química não é

grande, embora muitos estudos isotópicos mostrem que deve haver alguma contaminação, ainda que pequena.

Contaminação depende criticamente do tamanho do bloco e de sua velocidade de submersão, denominada o raio da área de superfície do bloco em relação ao volume do magma e do tempo de residência de cada bloco no magma. O tamanho do bloco determina sua área de superfície e também essencialmente sua velocidade de submersão. Em um extremo, largos blocos podem rachar sozinhos do teto e pingar rapidamente através do magma, neste caso a área de superfície do bloco relativa ao volume do magma é pequena e seu tempo de residência é curto. O magma dificilmente pode ser contaminado. Em outro extremo, pequenos pedaços de rocha do teto podem rachar em um contínuo aguaceiro e contaminar completamente o magma em um curto espaço de tempo.

O tamanho do bloco é controlado pelo que Daly (1903) in: Marsh (1982) chamou de quebramento marginal, causado por *stress* termal instalado nas rochas encaixantes pela aproximação do magma quente. Em adição, a distribuição do *stress* atende à expansão magmática, provavelmente devido à degaseificação, podendo também ter contribuído para o quebramento marginal. Todavia, a exata mecânica do quebramento marginal ainda não é entendida, e o tamanho dos blocos arrancados é desconhecido.

Não obstante, Marsh (1982) produziu um simples modelo matemático. Neste, o magma é assumido se mover continuamente para cima e conter a todo o tempo uma fração de blocos de um tamanho arbitrário. Cada bloco esfria ou contamina quimicamente o magma em direta proporção à sua área de superfície e à diferença entre sua temperatura ou composição e aquelas do magma.

O tamanho dos blocos não depende da concentração de blocos no magma, desde que eles possam cair livremente e não se choquem. O aumento na taxa de esfriamento com a concentração de blocos é contrabalançado pelo incremento da velocidade do magma após os blocos caírem no magma hospedeiro.

Típicas difusividades químicas são menores de um fator de um milhão que as difusividades térmicas, portanto contaminação química é muito menos severa. Por causa desta diferença, resulta que se um magma chega à superfície não contaminado termicamente, ele provavelmente é não contaminado quimicamente. A contaminação química é comumente detectada através de medições isotópicas, especialmente de Nd, e além do mais implica também em contaminação termal.

Contaminação termal pode ser impedida se os blocos arrancados são pré-aquecidos pelo magma que se aproxima e sabidamente *stopping* ocorre dentro do halo termal ao redor do

corpo. O calor do halo termal foi certamente fornecido pelo magma, mas a taxa de transferência de calor é muito menor que se blocos frios continuamente passassem pelo magma. E a grandes profundidades onde a temperatura das rochas encaixantes é próxima da do magma, contaminação termal é mínima.

Similarmente, *stopping* de rochas encaixantes de composição semelhante ao magma não irá produzir contaminação química. Também se o magma é resfriado (congelado) contra os blocos arrancados isto irá insular o magma contra ambos tipos de contaminação.

Os cálculos feitos em Marsh (1982) nada dizem quanto à real taxa de ascensão de uma intrusão por *stopping*, mas apenas o quão grandes os blocos arrancados devem ser para prevenir contaminação. A taxa de subida depende da habilidade do magma de quebrar blocos vindos do teto das encaixantes. Daly (1903) in: Marsh (1982) chamou este processo de quebramento marginal e sugeriu que este é causado pelo *stress* termal desenvolvido na rocha encaixante devido ao repentino aquecimento motivado pelo avanço do magma. A magnitude deste *stress* como estimado por Daly (1903) é de cerca de 10 Kb para uma temperatura anômala de 1000°C. Desde que este *stress* é bem além da força da rocha (~1Kb), é interessante examinar este efeito. Desde que o magma viaja com um halo termal em seu redor, o *stress* termal pode ser aproximadamente como aquele desenvolvido em uma concha esférica de raio B contendo a bolha magmática de raio A.

Mesmo para não tão grandes gradientes de temperatura, o *stress* termal facilmente excede a força (resistência) da rocha encaixante.

Pelo fato de o tamanho provável dos blocos arrancados não poderem ser estimados, a velocidade de ascensão de um magma por *stopping* permanece essencialmente desconhecida. Segundo Marsh (1982), na ascensão por *stopping* não é detectável contaminação química e térmica, se os blocos são maiores que 3m de raio em um magma basáltico ou cerca de 30 m em um magma granítico. A congestão do corpo intrusivo por blocos provavelmente limita a distância de ascensão vertical.

Assim como no diapirismo, a mecânica de ascensão por uma zona de encaixantes parcialmente fundida é severamente limitada pela finita energia termal do magma em si mesmo. Amplo *stress* de fraturação pode ser desenvolvido apenas com moderadas mudanças na temperatura (~100°C). Desde que a coluna de rochas do teto não necessita ser muito aquecida, a energia requerida para o *stopping* pode ser muito menor que aquela requerida para diapirismo. Mas isto não é claro, porque a velocidade de ascensão por *stopping* não é conhecida. Se os tamanhos mínimos dos blocos de rochas arrancadas são usados para estimar

a largura do halo termal, do qual depende a velocidade de ascensão, então para um corpo de cerca de 3 Km de raio, isto limita a velocidade de ascensão para menos de 3×10^{-7} m/s.

A taxa de avanço é determinada pela taxa de remoção de blocos do teto da encaixante, e isto permanece o maior problema não resolvido. Mas a distância de ascensão é provavelmente limitada para cerca de poucas dezenas de metros, porque os blocos arrancados congestionam rapidamente o magma.

O Plúton Remígio apresenta todas as evidências de *stopping* acima referidas: blocos de diversos tamanhos arrancados dos plútons adjacentes e também das encaixantes, angulosos e não contaminando a hospedeira. Os contatos com a hospedeira são abruptos, sem bordas de esfriamento ou zonas de hibridização. A velocidade de ascensão do magma, como foi considerado acima, no caso de ascensão por *stopping* permanece desconhecida e portanto não podemos determiná-la. A mecânica da ascensão, como também já foi explanado, é igualmente ainda desconhecida. Apenas de concreto sabe-se que o quebraimento dos blocos introduzidos no magma ascendendo por *stopping* foi produzido por *stress* termal nas encaixantes.

8.4 PROPAGAÇÃO POR DIQUES E A ASCENSÃO DOS PLÚTONS AREIAL, SERROTE DA COBRA E PUXINANÃ

Enquanto diapirismo através da litosfera é um processo lento e depende de forma crítica das taxas de difusão de calor do magma ascendente para as encaixantes, funcionando melhor nas zonas profundas da litosfera inferior e da astenosfera, propagação por diques é um processo muito mais rápido, funcionando melhor em rochas de comportamento reológico elástico na crosta média e superior. Segundo Marsh (1982), diapirismo concentra a massa flutuante em corpos com pequenas razões de área superficial por volume, enquanto a propagação por diques usualmente dispersa o magma em corpos de grandes razões de área superficial por volume.

Com relação aos plútons do CGE, pelo menos dois plútons (Areial e Serrote da Cobra) apresentam epidoto magmático em sua assembléia mineral. Epidoto magmático é estável apenas a altas pressões (acima de 6 Kbar) em magmas graníticos mas frequentemente é encontrado em plútons cristalizados em níveis crustais rasos. Esta observação é uma indicação qualitativa de que o transporte do magma até os níveis de alojamento foi suficientemente rápido para impedir a completa reabsorção do epidoto, sugerindo que a presença do epidoto magmático na assembléia mineral de um plúton granítico é indicativa de transporte por diques, preferencialmente que transporte por diapirismo.

Brandon et al. (1996) através de estudos experimentais a partir da cinemática da taxa de dissolução dos epidotos magmáticos, forneceu um mecanismo quantitativo capaz de calcular a velocidade de ascensão dos magmas desde a crosta profunda até a região de alojamento. Utilizando a seguinte equação: $T=X^2/D_{app}$; onde T= tempo de dissolução do epidoto, X= espessura da borda de dissolução do epidoto e D_{app} = difusibilidade do Si, Al, Ca e Fe no epidoto magmático em magmas graníticos; é possível estimar a taxa de transporte do magma granítico desde a região de cristalização do epidoto até a região de alojamento final da intrusão, pela borda de corrosão do epidoto.

Esta difusibilidade (D_{app}) foi medida em magmas tonalíticos portadores de epidoto e forneceu valores de coeficientes de difusão máximos e mínimos de $1 \times 10^{-16} \text{ m}^2/\text{s}$ e $5 \times 10^{-17} \text{ m}^2/\text{s}$, para experimentos próximos ao solidus.

Segundo as medições de Brandon et al. (1996), cristais de epidoto de tamanhos variando de 0,2mm a 0,7mm (tamanhos comuns de epidoto em rochas graníticas) seriam dissolvidos entre 3 e 200 anos, em temperaturas da ordem de 700°C a 800°C. As velocidades estimadas para a ascensão dos magmas graníticos em condições de proporcionar estes períodos de dissolução seriam de 300 m a mais de 2 Km por ano, sendo portanto compatíveis com transporte via propagação de diques.

Foi realizada uma medição da espessura máxima da borda de dissolução de um epidoto magmático de uma amostra do fácies Biotita Granodiorito do Plúton Areial (ESP-08B), obtendo-se para um epidoto de tamanho 720 μm ou 0,720 mm uma borda dissolvida de 80 μm (0,080 mm) ou seja, $80 \times 10^{-6} \text{ m}$ (Fotomicrografia 07). Utilizando-se a equação de Brandon et al. (1996): $T = (80 \times 10^{-6} \text{ m})^2 / (5 \times 10^{-17} \text{ m}^2 \times \text{s}^{-1})$, o tempo de dissolução estimado para produzir esta espessura de dissolução foi de $1,28 \times 10^8 \text{ s}$, ou seja 4,06 anos.

Os dados de geotermobarometria (Schmidt, 1994; e Holland & Blundy, 1994) mostram que a cristalização do Plúton Areial ocorreu em temperaturas entre 774° C e 780°C e pressões entre 5 e 6 Kbar, estimadas para esta mesma amostra ESP-08B, implicando em profundidades de 15 a 18 Km (cada 1 Kbar de pressão equivale a cerca de 3 Km de profundidade) para o alojamento do plúton.

A profundidade de geração de magmas cálcioalcalinos (caso do Plúton Areial) é considerada pelos modelos petrológicos adotados ser a base da crosta inferior (10 kbar ou 30 km de profundidade) segundo Hildreth & Moorbath (1988), Sparks & Marshall (1986) e Huppert & Sparks (1988). Considera-se que o Plúton Granítico Areial deslocou-se de 10 Kbar a 6 Kbar ou seja, de 30 a 18 Km de profundidade em direção vertical (12 Km de

deslocamento), desde sua geração a partir da fusão do protólito com a chegada dos magmas mantélicos até seu alojamento final.

Calcular a taxa de ascensão torna-se então uma simples equação $V=E/T$, onde $V=12$ Km/4 anos, ou seja, a velocidade de ascensão do Plúton Aerial foi de 3 Km/ano, uma taxa muito rápida, compatível com ascensão via dique.

Estimativas para a velocidade de ascensão de diversas intrusões graníticas na Província Borborema foram realizadas por Sial et al. (1999), para plútons Brasileiros portadores de epidoto magmático parcialmente preservado, utilizando esta mesma equação de Brandon et al. (1996). Os resultados obtidos forneceram tempos de dissolução das bordas de epidotos de 40 a 180 anos, compatíveis com velocidades de ascensão de 70m/ano a 350 m/ano. Os epidotos analisados por Sial et al. (1999) apresentavam espessuras de bordas de corrosão variando de 0,15 a 0,20 mm e os deslocamentos verticais de seus plútons foram estimados em torno de 12 Km (10 a 6 kbar).

Torres (2001) utilizando esta mesma equação para o Granito de Brejinho (PE), obteve espessuras de dissolução dos epidotos variando de 0,070 a 0,35 mm, deslocamentos verticais da ordem de 10 a 11 Km (10 a 7 Kbar) e velocidades de ascensão entre 200 m/ano e 1500 m/ano (1,5 Km/ano). O Plúton de Brejinho (PE) tem idade U-Pb em zircão 638 Ma (tardi-Brasileiro).

Pessoa (2001) também utilizando a equação de Brandon et al. (1996) para o Plúton de Tavares (PB) para 40 epidotos, obteve espessuras de franjas de dissolução de epidotos magmáticos variando de 0,020 mm a 0,240 mm e tempos de dissolução estimados entre três meses e 40 anos, com velocidades de ascensão estimadas em 2 cm/s (calculada segundo Petford et al., 1993). O Plúton de Tavares (PB) tem idade U-Pb em zircão 582 Ma (sin-Brasileiro).

As velocidades calculadas por estes autores sugerem que o mecanismo de ascensão via dique foi comum no episódio de plutonismo granítico Brasileiro da Província Borborema, e possivelmente os Plútons de Aerial e Serrote da Cobra ascenderam via propagação de diques, conforme atesta a presença de epidoto magmático preservado parcialmente em suas assembléias minerais. O Plúton Puxinanã possivelmente também ascendeu como dique, haja vista sua configuração geométrica, sua associação espacial com uma zona de cisalhamento transcorrente e suas relações de campo com os diques máficos, mas por não ter sido observado epidoto magmático em sua assembléia mineral não foi possível estimar sua velocidade de ascensão.

O mecanismo de alojamento sugerido para estes três plútons (Areial, Puxinanã e Serrote da Cobra) é o baloneamento *in situ*, uma vez que os mesmos atendem aos critérios elencados por Ramsay (1981), já citados no item 8.2 quando da análise do Plúton Pocinhos, porém a ascensão se deu por mecanismos de propagação por diques (origem tectônica) e não por ascensão gravitacional (conforme Castro, 1987).

CAPÍTULO 9- CONCLUSÕES

O Complexo Granítico Esperança (CGE) faz parte do intenso e amplamente distribuído plutonismo granítico Neoproterozóico característico do Ciclo Brasileiro na Província Borborema. Geotectonicamente, o CGE situa-se no Terreno Alto Pajeú, no âmbito do Domínio da Zona Transversal, próximo ao limite deste com o Domínio Rio Grande do Norte, estando seu alojamento controlado pela Zona de Cisalhamento Patos. Esta Zona de Cisalhamento Patos, transcorrente de cinemática dextral, é freqüentemente referida na literatura como um limite de primeira ordem: estrutural, geofísico e isotópico. Admite-se que estaria separando dois blocos crustais distintos, na Província Borborema.

O Complexo Granítico Esperança constitui uma associação de plútons graníticos cálcio-alcálicos de alto-K a shoshoníticos, metaluminosos a fracamente peraluminosos, caracterizados geoquimicamente por elevados teores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 7\%$) e razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$. Constituem o CGE os plútons Areial, Puxinanã, Remígio, Pocinhos e Serrote da Cobra. Excetuando-se o Plúton Pocinhos, que é um biotita sienogranito leucocrático e possui todas as características dos granitos tipo A, os demais plútons apresentam como feição marcante coexistência e mistura parcial ou incompleta de magmas máficos e félsicos, com porções dos plútons exibindo hibridização em variados graus de combinações. Petrograficamente são biotita monzogranitos associados a granodioritos, exibindo enclaves ou diques sin-plutônicos quartzo-dioríticos. Estes plútons mostram características de granitos sin a tardi-orogênicos tipo I.

Os granitóides constituintes do CGE exibem mineralogia compatível com granitos tipo I (Chappel & White, 1974): plagioclásio (oligoclásio a andesina), feldspato potássico (microclina peritítica), biotita (siderofilita a anita), anfibólio cálcico (edenita a ferro-edenita, com um fácies mostrando composições na série magnésio-hornblenda a ferro-hornblenda no Plúton Areial), titanita e epidoto (com teor de pistacita variando de 0,25 a 0,24 para o Plúton Serrote da Cobra, e 0,28 a 0,31 para o Plúton Areial).

A química de rocha mostrou resultados compatíveis com processos de mistura de magma nos diagramas tipo Harker, para os plútons Areial, Puxinanã e Remígio. Fracionamento de biotita, titanita e apatita foram importantes na evolução de todas as

intrusões constituintes do CGE. Os padrões de elementos terras raras normalizados para o condrito (Sun, 1982) mostraram significativas diferenças entre as intrusões: padrões mais fracionados, com altas razões $(La/Yb)_N$ e ausência de anomalia negativa de európio para o Plúton Areial, sugerindo ausência de fracionamento de plagioclásio, semelhantes aos padrões apresentados pelas rochas da série shoshonítica; e padrões menos fracionados, com menores razões $(La/Yb)_N$ e presença de anomalia negativa de európio, sugestiva de fracionamento de plagioclásio ou plagioclásio residual na fonte, para os demais plútons (Puxinanã, Remígio, Pocinhos e Serrote da Cobra), semelhantes aos padrões exibidos pelas rochas da série cálcio-alcalina de alto-K. Os padrões spidergramas normalizados para o manto primitivo (Wood, 1979) mostraram enriquecimento dos elementos LIL em relação aos HFS para os granitóides do CGE, sendo que os granitóides do Plúton Areial exibem as razões LIL/HFS mais elevadas (> 200). Do mesmo modo, os padrões spidergramas mostram diferenças entre os do Plúton Areial (picos discretos em Ba e Sr), e os dos plútons Remígio, Puxinanã, Pocinhos e Serrote da Cobra (depressões em Ba e Sr). Todavia, todos os plútons apresentaram depressões em Nb e Ti, características de magmas associados a ambientes de subducção. A assinatura tectônica dos granitóides do CGE é de granitos de arco vulcânico, orogênicos, exceto para o Plúton Pocinhos o qual exibe assinatura de granito tipo A.

Geotermometria utilizando o par anfibólio cálcico-plagioclásio (Holland & Blundy, 1994) e geobarometria pelo método de Schmidth (1994) forneceram valores de temperaturas de cristalização entre 774 e 780° C e de pressão entre 5.6 e 6.0 Kbar para o Plúton Areial. Geotermometria pelo método dos teores de Zr em rocha total (Watson, 1987) mostrou valores de temperaturas no intervalo entre 800 e 890° C para todos os plútons constituintes do CGE.

Dados isotópicos forneceram idade U/Pb em zircão de 581.3 ± 7 Ma para o Plúton Puxinanã e mostraram um interessante bimodalismo isotópico para o CGE: o Plúton Areial exibiu valores fortemente negativos de ϵ_{Nd} iniciais (-15.08 a -16.53) e idades modelo T_{DM} Paleoproterozóicas (1.8 a 2.1 Ga), enquanto os demais plútons exibiram valores menos negativos de ϵ_{Nd} iniciais (variando de -7.19 a -3.46) e idades modelo T_{DM} mistas de material Paleoproterozóico e Neoproterozóico (Brasiliano) ou Mesoproterozóico (Cariris Velhos), variando de 1.34 a 1.59 Ga.

A projeção dos dados das rochas constituintes do CGE nos diagramas petrogenéticos de Patiño-Douce (1995) sugere que estes granitóides foram todos gerados a partir de fusões de rochas cálcio-alcalinas.

Esta geração a partir de protólitos cálcio-alcalinos é compatível com processos tipo MASH (Melting, Assimilation, Storage, Homogenization), conforme descrito por Hildreth & Moorbath (1988): (1) fusão de rochas da crosta inferior, por ação do calor transmitido por magmas mantélicos alojados por *underplating*, (2) seguido de assimilação das rochas fundidas por estes magmas básicos e (3) armazenamento de uma porção híbrida fundida (bolsão magmático), formada por mistura em profundidade dos magmas mantélicos e crustais, e (4) homogeneização química e isotópica do magma híbrido, adquirindo as características cálcio-alcalinas. Processos de mistura de magma em profundidade (cerca de 5.6 a 6 Kbar, conforme os dados de geobarometria obtidos para o Plúton Areial) seriam responsáveis pela evolução das intrusões constituintes do CGE, exceto pelo Plúton Pocinhos, um granitóide apresentando todas as características dos granitos tipo-A, e cuja origem estaria relacionada à fusão desidratada de granitóides cálcio-alcalinos portadores de hornblenda e biotita, a baixas profundidades (inferiores a 15 Km), em condições de pressão ≤ 4 kbar.

Os plútons Areial, Puxinanã e Serrote da Cobra exibem padrões cinemáticos compatíveis com ascensão por propagação de diques e alojamento por baloneamento; o Plúton Pocinhos, ascensão por diapirismo e alojamento por baloneamento; e o Plúton Remígio, ascensão e alojamento por “*stopping*”. Para esta análise foram feitas comparações entre os padrões cinemáticos observados nos plútons constituintes do CGE e os padrões cinemáticos clássicos referidos na literatura.

O Complexo Granítico Esperança é constituído por diversas intrusões exibindo petrografia, geoquímica, química mineral e isotópica marcadamente distintas, sugerindo fontes distintas para pelo menos uma delas (Plúton Areial) e as demais intrusões (Puxinanã, Remígio, Pocinhos e Serrote da Cobra). Tratando-se este complexo de uma suíte cálcio-alcalina de alto-K a shoshonítica de grandes dimensões (cerca de 500 Km²), aflorante no Domínio da Zona Transversal da Província Borborema.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDEL-RAHMAN, A.F.M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, **35**(2): 525-541.
- 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., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. 1977. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8. Campina Grande, 1977. Atas...Campina Grande, SBG/NE, p. 363-391.
- ALMEIDA, C.N., BEURLIN, H., GUIMARÃES, I.P., SAMPAIO, A.S.S. 1993. Litoquímica de elementos traços e terras raras em anfíbolitos relacionados a ocorrências de Ti-Fe em Itatuba, Estado da Paraíba, Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14, Natal, 1993. *Boletim...Natal*, SBG/NE, p. 172-179.
- ALMEIDA, C.N., GUIMARÃES, I.P., DA SILVA FILHO, A.F., BEURLIN, H. 1997a. Sm-Nd isotopes geochemistry and U/Pb geochronological data of the Campina Grande Complex, Paraíba State, NE Brazil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17. Fortaleza, 1997. *Boletim... Fortaleza*, SBG/NE, 15: 6-9.
- ALMEIDA, C.N., BEURLIN, H., GUIMARÃES, I.P., SAMPAIO, A.S.S. 1997b. High pressure metamorphosed Fe-Ti ore hosting island-arc tholeiites at Itatuba (Paraíba) as an indication of a proterozoic suture in the Pajeú-Paraíba fold belt, Borborema Province, Northeastern Brazil. *Intern. Geol. Rev.*, **30**:578-588.
- ALMEIDA, C.N., GUIMARÃES, I.P., DA SILVA FILHO, A.F. 2002. Petrogênese de rochas plutônicas félsicas e máficas na Província Borborema, NE do Brasil: o Complexo Cálcio-Alcalino de Alto-K de Campina Grande. *Revista Brasileira de Geociências*, v.32 (2): 205-216.
- ALMEIDA, C.N. 1999. Caracterização Petrológica e Geoquímica do Magmatismo Brasileiro na Faixa de Dobramentos Pajeú-Paraíba: Região de Campina Grande-Queimadas, Estado da Paraíba, NE do Brasil. Tese de Doutorado. UFPE. Recife. 175 p.
- ANDERSON, D. L. 1981. Rise of deep diapirs. *Geology*, **9**: 7-9.

- ANDERSON, J.L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. In: MEDARIS, L.G. et al., eds., Proterozoic Geology: Selected papers from an International Proterozoic Symposium. Geological Society of America Memoir, 161: 133-154.
- ANDERSON, J.L. & SMITH, D. 1995. The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblend barometer. *Am. Mineral.*, **80**:549-559.
- ANTUNES, A F.; GALINDO, A C.; SILVA, F.C.A DA; JARDIM DE SÁ, E.F.; LIMA, R.F. DE S. 2000. Magmatismo Granítico de Afinidade Subalcalina/Monzonítica no Maciço São José do Campestre, Província Borborema (NE do Brasil): o exemplo do Plúton de Monte das Gameleiras. *Geochimica Brasiliensis*, **14(1)**:051-069.
- ARCHANJO, C.J. & FETTER, A H. 2003. Syntectonic granite emplacement in an early Neoproterozoic crust (Esperança Pluton, NE Brazil): results from AMS and isotopic (U-Pb, Sm-Nd) data. IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador-BA, p.145-146.
- BARBARIN, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, **46**:605-626p.
- BARBOSA, A.J. & BRAGA, A.P.G. 1974. Projeto Leste da Paraíba e Rio Grande do Norte. Relatório final integrado, Folhas SB.25-V-C e SB.25-A. Recife: DNPM/CPRM, 1974, 4v.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation rocks series using multicationic parameters chemicals. *Geology* **48**: 43-55.
- BATEMAN, R. 1984. On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics*, **110**: 211-231.
- BERGANTZ, G.W. 1989. Underplating and partial melting: Implications for melt generation and extraction, *Science*, **245**, p. 1093-1095.
- BERNER, H.; RAMBERG, H.; STEPHANSSON, O. 1972. Diapirism in theory and experiments. *Tectonophysics*, **74**: 283-304.
- BERTRAND, J.M. & JARDIM DE SÁ, E.F., 1990. Where are the Eburnian-Transamazonian collisional belts? *Canadian Journal of Earth Sci.*, **27**:1382-1393.
- BEURLIN, H., DA SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P. E BRITO, S.B. 1992. Proterozoic C-type eclogites hosting unusual Ti-Fe±Cr±Cu in northeastern Brazil. *Precambrian Res.*, **58**:1-19.
- BLACK, R. & LAMEYRE, J. 1985. The structural setting of alkaline complexes. *Journal of African Earth Sciences*, v.3, p.5-16.
- BRANDON, A D.; CREASER, R.A and CHACHO, T. 1996. Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science*, **271**: 1845-1848.

- BRASILINO, ROBERTA G. 1997. Petrologia e Geoquímica do Batólito Granítico de Conceição das Creoulas, Pernambuco, NE do Brasil: uma Contribuição à Petrogênese de Granitóides com Epidoto Magmático no Terreno Alto Pajeú. Dissertação de Mestrado. UFPE. Recife. 132 p.
- BRITO NEVES, B.B., 1975. Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino. São Paulo, 198p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- BRITO NEVES, B.B., 1983. O Mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, Escala 1/1.000.000, São Paulo, 177p. (Tese de Livre Docência do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- BRITO NEVES, B.B. 1991. Evolução Monocíclica e Policíclica de Faixas Móveis, discussão prefacial. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Anais.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. In: Crustal evolution in the late Proterozoic (edited by STERN, R.J. and VAN SCHMUS, W.R.), *Precambrian Research*, **53**: 23-40.
- BRITO NEVES, B.B.; VAN SCHMUS, W.R.; BABINSKI, M. & SABIN, T., 1993. O evento de magmatismo de 1.0 Ga. nas faixas móveis ao norte do Cráton São Francisco. Simp. Cráton São Francisco, 2, Anais, pp. 243-245.
- BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, E.J., CAMPOS NETO, M.C., KOZUCH, M., 1995a. O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *RBG*: **25**(4):279-296.
- BRITO NEVES, B.B., SÁ, J.M., NILSON, A.A. and BOTELHO, N.R 1995b. A Tafrogênese Estateriana nos blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, **3**(2),1-21.
- BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., HACKSPACHER, P.C., SANTOS, E.J., 1995c. Geocronologia da Província Borborema: os fatos e as questões abertas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16. Recife. Boletim...Recife, SBG/NE, **14**(2):410-413.
- BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E.J.; VAN SCHMUS, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil, p. 151-182. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS D.A. 2000. Tectonic evolution of South America. 31st INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, august 6-17, 2000. Rio de Janeiro-Brazil. 855p.

- BRITO NEVES, B.B., CAMPOS NETO, M.C., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, E.J. 2001. O sistema “Pajeú-Paraíba” e o “Maciço” São José do Campestre no leste da Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*: v. **31**,n. 2: 173-184.
- CABY,R., 1984. Rapport de fin de mission dans NE Bresil. Rapport interne,19 p. (inérito).
- CABY, R. & ARTHAUD ,M., 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, northeast Brazil, *Geology*, **14**: 871-874.
- CABY, R.; SIAL, A. N.; ARTHAUD, M. & VAUCHEZ, A., 1991.Crustal evolution and the Braziliano orogeny in Northeast Brazil. In: DALLMEYER, R.D. & LECORCHÉ, J.P. eds. The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives. Springer-Verlag. pp. 373-397.
- CAMPOS NETO, M.C.; BRITO NEVES, B.B. & BITTAR, S.M.B., 1994. Domínio tectônico Rio Pajeú: orogêneses superpostas no ciclo Brasileiro/Pan-africano. Relatório científico, FAPESP, Geociências 92/2079-5, s.p. (inérito).
- CASTRO, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau* **76/1**, p. 101-124, Stuttgart 1987.
- CHAPPEL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**:173-174.
- CHAPPEL, B.W. & STEPHENS, W.E. 1988. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 1988. V.**79**:71-86.
- CLARKE, D. 1991. NEWPET. Mineralogical and Petrological Software.
- CLARKE, B. 1992. Granitoid Rocks. In: Topics in the Earth Sciences (Van Andel, T.H.; editor). *Chapman & Hall*, V.7, 283 p.
- CLEMENS, J.D.; HOLLOWAY, J.R. & WHITE, A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, **71**:317-324.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V.**80**:189-200.
- CONEY, P.J. 1989. Structural aspects of suspect terranes and accretionary tectonics in Western North America. *Journal of Structural Geology*, V. **11**, 107-125p.
- CONEY, P.J., JONES, D.L., MONGER, J.W.H. 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, V. 288, 329-333p.
- COWARD, M. P. 1981. *Jour. Struct. Geol.*, **3**: 89-95.
- CREASER, R.A.; PRICE, R.C.; WORMALD, R.J. 1991. A-types granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology*, **19**:163-166.

- DANTAS, E.L. 1997. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual de São Paulo. Tese de Doutorado, 208p.
- DANTAS, E.L.; HACKSPACHER, P.C.; VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B. 1998. Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. *RBG*: V. **28**, N° 2, 221-228p.
- DALY, R. A .1903. The mechanics of igneous intrusions. *Am. J. Sci.*, **16**: 107-126.
- DALY, R.A . 1933. Igneous Rocks and the Depths of the Earth. *New York McGraw Hill Book Company*.
- DA SILVA FILHO, A.F., THOMPSON, R.N., LEAT, P.T. 1987. Petrology of Terra Nova Pluton, Brazil, and associated ultrapotassic dikes. *RBG*, **17**(4):481-487.
- DA SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., THOMPSON, R.N. 1993. Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suites in the Cachoeirinha-Salgueiro belt, Ne Brazil: a transition from collisional to post-magmatism. *Precambrian Res.*, **62**:323:342.
- DA SILVA FILHO, A.F., GUIMARÃES, I.P., BRITO, M.F.; PIMENTEL, M.M. 1997. Geochemical signatures of main Neoproterozoic late-tectonics granitoids from the Proterozoic Sergipano Fold Belt: significances for the Brasiliano Orogeny. *Intern. Geol. Rev.*, **39**:639-659.
- DEBON, F & LEFORT, P. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **73**:135-149.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. 1966. An introduction to the rock forming minerals. London, Longman, 528p.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks and associations. *Chem. Geol.*, **29**:183-210.
- DE PAOLO, D.J. 1988. Neodymium Isotope Geochemistry: an Introduction. Spring - Verlang, New York.
- DIXON, J. M. 1975. Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*, **28**: 89-124.
- EBERT, H. 1970. The Precambrian Geology of the “Borborema” belt. State of Paraíba and Rio Grande do Norte, Northeastern Brazil. *Geol. Rundsch.*, **59**(3):1299-1326.
- ENAMI, M.; SUZUKI, K.; LIOU, J.G.; BIRD, D.K. 1993. Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanites and constraints on their P-T dependence. *Europ. Journ. Mineral.*, **5**:219-231.

- FERREIRA, V.P. 1986. Petrologia e geoquímica de rochas peralcalinas do Cinturão de Dobramentos Cachoeirinha-Salgueiro, Nordeste do Brasil. UFPE. Dissertação de Mestrado, Recife. 177p.
- FERNÁNDEZ, A N. & BARBARIN, B. 1991. Relative rheology of coeval magmas and types of interactions. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.) Enclaves and Granites Petrology. Developments in Petrology, 13:269-271. Amsterdam, Elsevier. 625 p.
- FERREIRA, V.P. & SIAL, A.N. 1986. The peralkalic magmatism in the precambrian Cachoeirinha-Salgueiro foldbelt, Northeast Brazil: geochemical aspects. *Revista Brasileira de Geociências*: **16**(1):73-85.
- FERREIRA, V.P. & SIAL, A.N. 1987. Ultrapotassic peralkaline province of the Precambrian Cachoeirinha-Salgueiro Foldbelt, Northeast Brazil. ISGAM, 199-203p.
- 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 WHITNEY, J.A. 1994. A large-scale silicate liquid immiscibility: a possible example from Northeast Brazil. *Lithos*, **33**:285-302.
- FERREIRA, M.A.F.; FERREIRA, V.P.; SIAL, A. N.; PIMENTEL, M.M.; BRASILINO, R.G. 1997. The ultrapotassic Serra do Man Syenite, Alto Pajeú Terrane, NE Brazil. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2, Salvador. Extended Abstract, 110-111.
- 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.
- FOURCADE, S. & JAVOY, M. 1991. Sr-Nd-O isotopic features of mafic microgranular enclaves and host granitoids from the Pirenees, France: evidence for their hybrid nature and inference on their origin. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.) Enclaves and Granites Petrology. Developments in Petrology, 13:345-364. Amsterdam, Elsevier. 625 p.
- FROST, B.R.; BARNES, C.G.; COLLINS, W.J.; ARCULUS, R.J.; ELLIS, D.J. & FROST, C. D. 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, **42**, N° 11: 2033-2048.
- GALINDO, A C. 1993. Estudo Petrológico do Corpo Granítico de Monte das Gameleiras (RN-PB). Dissertação de Mestrado. UFPE. Recife. 99p.
- GALINDO, A.C.; JARDIM DE SÁ, E.F.; MONTEL, J.M.; ANTUNES, A.F.; NASCIMENTO, M. A L. 2000. Titanitas de Granitóides “tipo Itaporanga” na Faixa

- Seridó: Implicações Geodinâmicas. In: XVIII Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG- Núcleo Nordeste, Recife, 2000.
- GROUT, F. F. 1945. Scale models of structures related to batholiths. *Am. J. Sci.*, **243**: 260-284.
- 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 Doutorado, 423p.
- 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. & DA SILVA, FILHO, A.F. 1998. Nd- and Sr- isotopic and U-Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic Brasiliano Bom Jardim and Toritama Complexes: Evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil: *International Geology Review*, **40**:500-527.
- GUIMARÃES, I.P., DA SILVA FILHO, A.F., ALMEIDA, C.N., ARAÚJO, J.M.M., SALES, A., MELO, S.C. 1998. The Brasiliano granitoids from the Pajeú Paraíba belt and Teixeira high: Sm-Nd isotope geochemistry and U/Pb zircon ages. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40. Belo Horizonte, 1998. *Anais...*, Belo Horizonte, SBG/MG, p.48.
- GUIMARÃES, I.P., SILVA FILHO, A.F., ALMEIDA, C.N., MELO, E.B., MELO, S.C., ARAÚJO, J.M.M. AND SALES, A. 1999. Sm-Nd isotope geochemistry and U-Pb zircon ages of the Brasiliano granitoids from the Pajeú-Paraíba Terrain, Borborema Province, Northeast Brazil. ACTAS II SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY-SAGI, Cordoba, Argentina, 203-205.
- GUIMARÃES, I.P. & DA SILVA FILHO, A.F. 2000a. Caracterização geoquímica e isotópica do Complexo Granítico Itapetim-PE. In: XVIII Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG- Núcleo Nordeste, Recife, 2000.
- GUIMARÃES, I.P. & DA SILVA FILHO, A.F. 2000b. Evidence of multiple sources involved in the genesis of the Neoproterozoic Itapetim Granitic Complex, NE Brazil, based on geochemical and isotopic data. *Journ. Sout. Amer. Earth Sci.*, **13**:561-586.
- GUIMARÃES, I. P., DA SILVA FILHO, A.F., ALMEIDA, C.N., VAN SCHMUS, W.R., ARAÚJO, J.M.M., MELO, S.C. & MELO, E.B. 2004. Brasiliano (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, v.135: 23-53.

- HAAPALA, I. & RÄMÖ, O.T. 1992. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia: Royal Society of Edinburgh Transactions, *Earth Sciences*, v.83, p. 165-171.
- HACKSPACHER, P.C. & DANTAS, E.L. 1997. Northwestern overthrusting and related lateral escape during the Brasiliano Orogeny north of the Patos Lineament, Northeast Brazil. *International Geology Review*, v. 39: p. 609-620.
- HARMON, R.S., HALLIDAY, A.N., CLAYBURN, J.A.P., STEPHENS, W.E. 1984. Chemical and isotopic systematics of the Caledonian intrusion of Scotland and Northern England: a guide to magma source region and magma-crust interaction. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **310**:709-742.
- HAMMASTROM, J.M. & ZEN, E.A. (1986). Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, **71**:1297-1313.
- HARKER, A., 1909. The natural history of the igneous rocks. New York. Eds. MacMillan, 348 p.
- HIBBARD, M.J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**:158-170.
- HILDRETH, W., & MOORBATH, S. 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of Central Chile, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, 455-489.
- HOLDER, M. P. 1979. An emplacement mechanism for post-tectonic granites and its implications for their geochemical features. In: M. P. ATHERTON & J. TARNEY (ed.) *Origin of Granite Batholiths*. Shiva Publ. Ltda. U. K. pp.116-128.
- HOLLAND, T. & BLUNDY, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**:433-447.
- HOLLISTER, L.S., GRISSOM, G.C., PETEERS, E.K., STOWELL, H.H., SISSOM, V.B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.*, **72**:231-239.
- HOWELL, D.G. 1995. Principles of terrane analysis. New application for global tectonics. 2da Edit. (S.I.): Chapman & Hall, 245p.
- HUPPERT, H.E. & SPARKS, R.S.J. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust, *Journal Petrol.*, **29**, 599-632.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.P.A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**:523-548.
- JARDIM DE SÁ, E.F., 1984 a. Geologia da região de Seridó: reavaliação das idades. Atas do Simpósio de Geologia do Nordeste, **11**:278-316.

- JARDIM DE SÁ, E.F., 1984 b. Aspectos Estruturais e Tectônicos de Granitóides. Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, 33, pp.2787-2814.
- JARDIM DE SÁ, E.F., 1984 c. A Evolução Proterozóica da Província Borborema. Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal-RN, p. 297-313.
- JARDIM DE SÁ, E.F., 1994. A faixa Seridó (Província Borborema NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira-Panafricana. Tese de Doutorado. Inst. de Geociências da Universidade de Brasília, 804p.
- JARDIM DE SÁ, E.F. & HACHSPACHER, P.C., 1980. Reconhecimento estrutural na borda noroeste do Cráton de São Francisco. Anais, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Vol. **05**, pp 2719-2731.
- JARDIM DE SÁ, E.F., MEDEIROS, W.R., CASTRO, D.L. 1997. Contribuição da gravimetria aos modelos de estruturação crustal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17, 1997, Fortaleza. Resumos Expandidos, 537 p. SBG/NE. p.352-357.
- JARDIM DE SÁ, E.F., et al. 1999. Brasileiro syn-tectonic alkaline granites emplaced in a strike-slip/extensional setting. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 71, p.17-28.
- JOHNSON, M.C. & RUTHERFORD, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (Califórnia) volcanic rocks. *Geology*, **17**:837-841.
- JONES, D.L., SILBERLING, N.J. & CONEY, P. 1986. Collision tectonics in the Cordillera of western North America: examples from Alasca. In: COWARD, M.P. & RIES, A C. (Eds.) *Collision Tectonics*, Geol. Soc. Sp. Publ., 19: 367-387.
- KOZUCH, M. (2003) Isotopic and Trace Element Geochemistry of Early Neoproterozoic Gneissic and Metavolcanic Rocks in the Cariris Velhos Orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on Tectonic Setting. Tese de Doutorado. University of Kansas, USA. 199 p.
- LAMEYRE, J. & BONIN, B. 1991. Granites in the main plutonic series. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.) *Enclaves and Granites Petrology*. Developments in Petrology, 13. Amsterdam, Elsevier. 625 p.
- LEAKE, B.E. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Am.Mineral.*, 82:1019-1037.
- LETERRIER, J.; JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, M.H. de F.; AMARO, V.E. 1990. Magmatic and geodynamic signature of the Brasileiro Cycle plutonism in the Seridó Belt,

- NE Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, SBG/NE, 1990, 6 volumes. Anais, v.4: 1640-1650.
- LIU, J.G. 1973. Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2 \text{Al}_2 \text{Fe Si}_3\text{O}_{12} (\text{OH})$. *J. Petrol.*, **14** (3):381-413.
- LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol.Soc.Am. Abstr. With Progr.*, **11**:468.
- MACEDO, M.H.F; JARDIM DE SÁ, E.F. & SÁ, J.M., 1984. Datações Rb-Sr em ortognaisses e a idade do Grupo Seridó. Atas do Simpósio de Geologia do Nordeste, **11**:253-262.
- MANIAR, P.D. & PICOLLI, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**(5):635-643.
- MARIANO, G. 1989. Magma mixing origin of a potassic calc-alkaline pluton: the Itaporanga Batholith, state of Paraíba, Northeastern Brazil. Athens, 180p. (Tese de Doutorado, University of Georgia).
- MARIANO, G. & SIAL, A.N. 1990. Coexistence and mixing of magmas in the Late Precambrian Itaporanga batholith, state of Paraíba, northeastern Brazil. *RBG*: **20**:101-110.
- MARIANO, G. & SIAL, A.N. 1993. High-K calc-alkalic vs. shoshonitic granitic magmatism in Northeast Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**(1):119-129.
- MARIANO, G.; NEVES, S.P.; GUIMARÃES, I.P.; DA SILVA FILHO, A.F. 2000. Geoquímica do manto litosférico e acreção de terrenos tectônicos na Província Borborema. XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, Recife, 2000, SBG/NE. Resumos, Boletim n° 16, p. 99.
- MARIANO, G.; NEVES, S.P.; DA SILVA FILHO, A.F.; GUIMARÃES, I.P. 2001. Diorites of the high-K calc-alkalic association: Geochemistry and Sm-Nd data and implications for the evolution of the Borborema Province, Northeast Brazil. *Intern. Geol. Review*, **43**:921-929.
- MARSH, B.D. 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. *American Journal of Science*, V. **282**: 808-855.
- MEDEIROS, V.C. 1995. Comparações geoquímicas entre granitóides do Domínio da Zona Transversal, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*: **25**(4):333-342.
- MELO, S.C.; GUIMARÃES, I.P.; DA SILVA FILHO, A.F.; MACAMBIRA, M.J.B.; LIMA, E.S. 1998. Geoquímica and Rb-Sr data of the Neoproterozoic bimodal anorogenic magmatism in the Borborema Province, NE Brazil: The Prata Complex. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOCIÊNCIAS, Salvador, BA. SBG Anais, V. **6**: 607-610p.

- MELO, S.C.; NEVES, S.P.; SILVA, J.M.R.; MOURA, C. 2000. Geocronologia Pb-Pb do Batólito Brejo da Madre de Deus, Pernambuco, Nordeste do Brasil. XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, Recife. Resumos, p. 101.
- MELO, O.O. 1998. Petrologia e geoquímica das rochas gabro-anortosíticas e mineralizações de Fe e Ti associadas de Barro Vermelho-Custódia-PE, NE do Brasil. Recife, 216p. (Tese de Doutorado. Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco).
- MELLO, A.A. DE & ASSUNÇÃO, P.A. 1984. O Cinturão Móvel Transversal: especulação sobre uma possível evolução à luz da tectônica global. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, v. 7: 3348-3361p.
- MORRISON, G.W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, **13**:98-108.
- NANEY, M.T. 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Amer. Journ. Sci.*, **283**: 933-1033.
- NACHIT, HASSANE; RAZAFIMAHEFA, NARISON; STUSSI, JEAN-MARC and CARRON, JEAN-PAUL. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.301, Série 11, n° 11:813-818.
- NEVES, S.P. 2000. Província Borborema: uma colagem de terrenos ou orógeno intracontinental? XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, Recife, 2000, SBG/NE. Resumos, Boletim n° 16, p 139.
- NEVES, S.P. & MARIANO, G. 1997a. High-K calc-alkalic plutons in northeast Brazil: origin of the biotite diorite/quartz monzonite to granite association and implications for the evolution of the Borborema Province. *Intern. Geol. Rev.*, **39**:621-628.
- NEVES, S.P. & MARIANO, G. 1997b. Segmentação lateral e transversal da porção leste do Lineamento Pernambuco: Implicações Tectônicas. XVII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, Fortaleza, SBG/NE: p. 91-94.
- NEVES, S.P. & MARIANO, G. 1998. O Lineamento Pernambuco e sua insignificância para a evolução tectônica da Província Borborema. XL CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belo Horizonte, MG. Anais..., BH, SBG-MG, p. 412.
- NEVES, S.P. & MARIANO, G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: The Pernambuco Lineament, Northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, **21**:1369-1383.
- NEVES, S.P. & VAUCHEZ, A. 1995a. Sucessive mixing and mingling of magmas in a plutonic complex of Northeast Brazil. *Lithos*, **34**:275-299.

- NEVES, S.P. & VAUCHEZ, A. 1995b. Magma emplacement and shear zone nucleation and development in Northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco Shear Zones; State of Pernambuco). *J. South Am. Earth Sci.*, **8**:289-298.
- NEVES S.P., MARIANO G., GUIMARÃES I.P., SILVA FILHO A.F. 1998. Diferenciação intralitosférica e crescimento crustal na Província Borborema durante a orogênese Brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, 20.
- NEVES S.P., MARIANO G., GUIMARÃES I.P., SILVA FILHO AF., MELO S.C. 2000. Intralithospheric differentiation and crustal growth: evidence from the Borborema Province, NE Brazil. *Geology*, *in press*.
- OLIVEIRA, R.G. & SANTOS, E.J., 1993. Seção geológica-geofísica e inferências geotectônicas na porção centro-sul da Província Borborema. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 3. Res. Expand., **1**:643-747.
- OLIVEIRA, R.G. & MEDEIROS, V.C. 2000. Contrastes geofísicos e heterogeneidade crustal do Terreno Pernambuco-Alagoas, Província Borborema, NE Brasil. In: XVIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE. RESUMOS. Boletim N° 16, Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Nordeste. Recife-PE, 2000. Página 176.
- PATERSON, S.R. & FOWLER JR., T.K. Re-examining pluton emplacement processes. *J. Struct. Geol.*, **15**: 191-206.
- PATIÑO-DOUCE, ALBERTO E. 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research*, **V**, **100**, N° B8:15623-15639.
- PATIÑO-DOUCE, ALBERTO E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, v.25, N° 8, p.743—746.
- PATIÑO-DOUCE, ALBERTO E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: CASTRO, A. FERNÁNDEZ, C. AND VIGNERESSE, J. L. (eds.) Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques. *Geological Society*, London, Special Publications, **168**:55-75.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**(4):956-983.
- PEARCE, J. 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, **19**(4):120-125.
- PECERILLO, A. & TAYLOR, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamanou Area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral Petrol.*, **58**:63-81p.

- PESSOA, RICARDO J. 2001. Mecanismos de Alojamento e Construção do Batólito Granítico Neoproterozóico de Tavares, Estado de Paraíba, NE do Brasil. Tese de Doutorado, UFPE. Recife. 218p.
- PETFORD, N. 1996. Dykes or diapirs? *Trans.R.Soc.Edimb., Earth Sci.*, **87**: 105-114.
- PITCHER, W. S. 1979. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London*. **136**: 627-662.
- RAMSAY, J.G. 1981. Emplacement mechanics of the Chindamora Batholith, Zimbabwe. In: COWARD, M. P. (ed.) Diapirism and Gravity Tectonics. Report of a Tectonic Studies Group Conference at Leeds University, 25-26/03/1980. *J. Struct. Geol.*, **3**, 93 p.
- RICHARD, L. 1995. Mineralogical and Petrological Data Processing System (MINPET). Version 2.02.
- ROBERTS, M. P. & CLEMMENS, J. D. 1993. Origin of high-potassium calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, **21**: 825-828.
- ROLLINSON, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group U. K. (Edit.), England, 350 p.
- SANTOS, E.J. 1993. O episódio magmático de 1.1-0.9 Ga do Domínio Extremo Nordeste. Simpósio de Geologia do Nordeste, resumos expandidos, 15. 13: 322-323.
- SANTOS, E.J. 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. São Paulo, 219p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).
- SANTOS, E.J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. Anais..., Salvador, SBG/NÚCLEO BAHIA-SERGIPE, **6**:47-50.
- SANTOS, E.J. 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Carta Geológica. Escala 1:250.000 (Folha SC.24-X-A- Belém do São Francisco). Brasília, CPRM.
- SANTOS, E.J. 2001. Soldagem metamórfica, suturamento plutônico e outros mecanismos de amalgamação de terrenos na Província Borborema. VIII SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS-SNET, Recife-PE. Anais, p. 107-110.
- SANTOS, E.J. & MEDEIROS, V.C. 1997. Constraints from granitic plutonism on proterozoic crustal growth of the Zona Transversal Domain, Borborema Province, NE Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION, 2. Salvador, 1997. Extended..., Salvador/SGM.

- SANTOS, E.J. & MEDEIROS, V.C. 1998. New insights on Grenville-Age and Brasiliano granitic plutonism of the Zona Transversal, Borborema Province, NE Brazil. In: CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA Y CONGRESO NACIONAL DE GEOLOGÍA ECONÓMICA, 10, Buenos Aires, Argentina. Actas. Buenos Aires, 1998, v.2: 427-432.
- SANTOS, E.J. & MEDEIROS, V.C., 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*: **29**:73-84.
- SANTOS, E.J. & BRITO NEVES, B.B., 1984. Província Borborema. In: Almeida, F.F.M & Hasuy, Y. (coords). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgar Blucher, p.123-186.
- SANTOS, E.J.; COUTINHO, M.G.N.; COSTA, M.P.A; RAMALHO, R., 1984. A Região de Dobramentos NE e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as Bacias Marginais. In: Schobbenhaus, C. et al. *Geologia do Brasil*. Brasília: DNPM, 1984. 501p. il. Cap.5, p. 131-186.
- SANTOS, E.J.; VAN SCHMUS, W.R. & BRITO NEVES, B.B., 1994. Investigação geocronológica U/Pb e Sm/Nd em zona de colisão múltipla de arcos na região de Floresta (PE), Faixa Pajeú-Paraíba, Província Borborema. *Cong. Bras. Geol.*, **38**, 1:247-249.
- SANTOS, E.J.; FERREIRA, C.A.; SILVA JR., J.M.F. 2002. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Paraíba*. Brasília:CPRM/Serviço Geológico do Brasil. Texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado de Pernambuco. 142p. il. 2 mapas. Escala: 1:500.000.
- SANTOS, E.J.; BRITO NEVES, B.B.; VAN SCHMUS, W.R. 2003. Granitos e caracterização de terrenos na Subprovíncia Transversal, Província Borborema. IX SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS-SNET, Búzios-RJ. Anais, p. 12-14.
- SCHMIDT, M.W. (1994). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: na experimental calibration of the Al in hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**:304-310.
- SCHMIDT, M.W. & THOMPSON, A B. (1996). Epidote in calc-alkaline magmas: an experimental study of stability phase relationships and the role of epidote in magmatic evolution. *American. Mineral.* **81**:462-474.
- SHAND, S.J., 1927. *Eruptive Rocks*. New York: Wiley Publication, 51p.
- SIAL, A.N.; LIMA, E.S.; PESSOA, D.A.; CASTRO, C.; VILLARROEL; H.S.; BORBA, G.S.; RODRIGUES DA SILVA, M.R. 1981a. *Petrologia e geoquímica do Batólito de*

- Bodocó e stocks de Serrita, Pernambuco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 10, Recife, 1981. Atas... Recife, SGN/NE, 48-59p.
- SIAL, A.N.; LIMA, E.S.; PESSOA, D.A.; CASTRO, C.; VILLARROEL, H.S. 1981b. Geoquímica de dois stocks granodioríticos de Serrita (PE): e elementos maiores. Universidade Federal de Pernambuco, Depto. Geologia, *Estudos e Pesquisas*, 4:27-52.
- SIAL, A N. & McREATH, I. 1984. Petrologia Ígnea. V.1, Bureau Graf. Ed. Salvador, BA. 181 p.
- SIAL, A N.; TOSELLI, A J.; SAAVEDRA, J.; PARADA, M.A.; FERREIRA, V. 1999. Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristic of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos*, **46**:367-392.
- SIAL, A.N. 1984. Litogeoquímica de elementos terras raras na caracterização de granitóides no espaço Cachoeirinha, Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...*, Rio de Janeiro, SBG, pp. 2697-2709.
- SIAL, A.N. 1986. Granite types in Northeastern Brazil: current knowledge. *RBG*: **16**(1):54-72.
- SIAL, A.N. 1987. Granitic rocks of the Northeastern Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATION-ISGAM, 1, 1987, SALVADOR-BA. Extend Abstract and Program. Salvador: Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 298p. il p. 61-69.
- SIAL, A.N. 1993. Contrasting metaluminous magmatic epidote-bearing granitic suites from two Precambrian foldbelts, in Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Geociências*, 141-162p.
- SPARKS, R.S.J. & MARSHALL, L.A. 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas, *J. Volcanol. Geotherm.Res.*, **29**, 99-124.
- STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-33.
- SUN, S.S. 1982. Chemical composition origin of the Earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 46: 179-192.
- THOMPSON, R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scott. Journ. Geol.* **18**:49-107.
- TOLLO, R.N.; ALEINIKOFF, J.N.; BARTHOLOMEW, M.J. & RANKIN, D.W. 2004. Neoproterozoic A-type granitoids of the central and southern Appalachians: intraplate magmatism associated with episodic rifting of the Rodinian supercontinent. *Precambrian Research*, **128**:03-38.

- TORRES, H.H.F. 2001. Petrologia e Geoquímica do Batólito Cálcioalcalino de Alto-K de Brejinho, Domínio da Zona Transversal, Província Borborema, NE do Brasil. Tese de Doutorado, UFPE. Recife. 185p.
- TORRES, H.H.F.; SIAL, A .N.; SANTOS, E.J. & SILVA FILHO, M. A . (2003) Nd-Sr isotopic composition of microgranular enclaves of the Brejinho Batolith, Alto Pajeú Terrane, Borborema Province, NE Brazil. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador-BA, V.2: 695-697.
- TULLOCH, A J. 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. *Contr. Mineral. Petrol.*, **69**:105-117.
- VAN DER LAAN, S.R. & WYLLIE, P.J. 1993. Experimental interaction of granitic and basaltic magmas and implications for mafic enclaves, *J. Petrol.*, **34**, 491-517.
- VAN SCHMUS, W.R.; BRITO NEVES, B.B.; HACKSPACHER, P. & BABINSKI, M., 1993. Identification of crustal blocks in northeast Brazil using Sm-Nd and U-Pb geochronology. Simpósio sobre o Cráton São Francisco, Anais, 2, p.p. 239-242.
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., BABINSKI, M., 1994. Mesoproterozoic crustal domains in Borborema Province: evidence from U/Pb and Sm/Nd geochronology. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38. Balneário de Camboriú, 1994. Anais...Balneário de Camboriú, SBG, 403-404.
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P., BABINSKI, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *J. South Am. Earth Sci.*, **8**:267-288.
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P., BABINSKI, M.; FETTER, A.H.; DANTAS E.L., 1997. Application of U-Pb in Sm-Nd geochronology to understanding the geotectonic history of the Borborema Province, NE Brazil, in the its implications for the evolution of West Gondwana. Extended Abstracts, South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão-SP, Brazil, June, pp. 27-29.
- VAUCHEZ, A.; NEVES, S.P.; CABY, R.; CORSINI, M.; EGIDIO-SILVA, M.; ARTHAUD, M.; AMARO, V. 1995. The Borborema Shear Zone System, NE Brazil. *Journ. South Amer. Earth Sci.*, **8**:247-266.
- VEIGA Jr., J.P. & FERREIRA, C.A. 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Carta Geológica, Carta Metalogenética e Previsional. Folha SR 24-Z-C-VI, Afogados da Ingazeira. Estados de Pernambuco e Paraíba. Escala 1/100.000. MME/CPRM/DNPM. Brasília, Special Publication, 121p.

- VERNON, R. H.; ETHERIDGE, M. A; WALL, V. J. 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, **22**: 01-11.
- WATSON, E.B. 1982. Basalt contamination by continental crust: some experiments and models. *Contributions Mineral. Petrol.*, **80**, 73-87.
- WATSON, E.B. 1987. The role of accessory minerals in granitoid geochemistry. In: Hutton Conference of the Origin of Granites. Univ. Edinburg:209-211.
- WEINBERG, R.F.1996.Ascent mechanism of felsic magmas: news and views. *Trans.R.Soc.Edinb., Earth Sci.*, **87**: 95-103.
- WEAVER, S.D., ADAMS, C.J., PANKHURST, R.J. & GIBSON, I.L. 1992. Granites of Edward VII Peninsula, Marie Bird Land: Anorogenic magmatism related to Antarctic- New Zealand rifting: *Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Sciences*, v.83, p. 281-290.
- 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.
- WHITE, A.J.R. & Chappel, B.W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, **43**:7-22.
- WHITE, A.J.R. 1979. Sources of granite magma. Geological Society of America Program with Abstracts, **11**, 539.
- WILSON, M. 1989. Igneous Petrogenesis. London, Unwin 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.
- WONES, D. R. 1989. Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *Americ. Mineral.*, **74**:744-749.
- WONES, D. R. 1989. Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas. *Mining Geology*, **31**(4):212-215.
- YAVUZ, F. 1999. NEWAMPHCALC. Mineralogical software (Internet Free Download).
- ZEN, E.A. & HAMMARSTROM, J.M. 1984. Magmatic epidote and petrologic significance. *Geology*, **12**:515-518.