



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRAFICA E
PETROQUÍMICA DOS GRANITOS TARDI A PÓS-
TECTÔNICOS DA REGIÃO DE SANTA QUITÉRIA-
CEARÁ, BRASIL.**

IAPONIRA PAIVA GOMES

**FORTALEZA
JULHO2006**



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E PETROQUÍMICA DOS
GRANITOS TARDI A PÓS-TECTÔNICOS DA REGIÃO DE
SANTA QUITÉRIA-CEARÁ, BRASIL.**

IAPONIRA PAIVA GOMES

ORIENTADOR: Prof. Dr. Afonso Rodrigues de Almeida

Dissertação de mestrado submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Geologia – Área de Concentração em Geologia Regional, da Universidade Federal do Ceará, para obtenção do grau em Mestre.

Fortaleza
JULHO/2006

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Afonso Rodrigues de Almeida
Universidade Federal do Ceará

Prof. Dr. José Adilson Cavalcante
Universidade Federal do Ceará

Prof. Dr. Christiano Magini
Universidade Federal do Ceará

Fortaleza, 17 de Julho de 2006

G633c

Gomes, Iaponira Paiva

Caracterização petrográfica e petroquímica dos granitos tardi e pós-tectônicos da região de Santa Quitéria-Ceará, Brasil / Iaponira Paiva Gomes. __ Fortaleza, 2006.

167f. il.

Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Universidade Federal do Ceará, Departamento de Geologia. Orientador: Prof. Dr. Afonso Rodrigues de Almeida.

1.Petrografia – Ceará. 2. Granitos – Santa Quitéria – Ceará. 3. Estudo Químico. 4. Mineralizações Associadas. II. Título.

CDD 552.098131

“O verdadeiro *sábio* é aquele que escolheu escutar as propostas de Deus, aceitar os seus desafios, seguir os caminhos que ele indica.”

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar quero agradecer a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, Residência de Fortaleza, na pessoa do Sr. Darlan Filgueira Maciel e principalmente ao chefe do DGM e colega Antonio Maurílio Vasconcelos pela minha disponibilidade, apoio e compreensão.

Em segundo lugar ao Professor Dr. Afonso Rodrigues de Almeida pelos seus ensinamentos, disponibilidade e compreensão.

A Fundação Cearense de Amparo e Pesquisa - FUNCAP na pessoa do Sr. Diretor Professor Dr. José Vitorino de Sousa pelo suporte financeiro.

Aqueles colegas como Paulo Torres, Luis Forgiarini e Ednei Smith pela ajuda nas etapas de campos, ao colega Jader Parente Filho pela contribuição e paciência na utilização da impressora e aos colegas Francisco Edson Mendonça e Celso pela contribuição do mapa geológico.

Aos coordenadores do curso de pós-graduação Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo e a professora Sônia Maria da Silva Vasconcelos pela atenção e aos momentos de espera do orientador e ao Professor Dr. Clovis Vaz Parente pela ajuda ao laboratório de moagem para análise química.

A colega de pós-graduação Magnólia Barbosa do Nascimento pela convivência maravilhosa durante o período do curso.

A meus filhos Vitor e Tarsila pela a minha ausência nas etapas de campo e principalmente ao meu esposo José Hermano Alencar Gomes pela compreensão, apoio e carinho.

Ao meu pai Florentino e minha mãe Mariinha por terem dado amor e carinho ao longo da minha vida, minhas sobrinhas Carolina e Larissa e aos meus irmãos Iapurinan e Guaracy por incentivo ao término deste trabalho.

A todos aqueles que me ajudaram direta e indiretamente.

E por fim agradeço a *Deus*, que por momento nenhum me deixou só.

SUMÁRIO

ÍNDICE.....	
ÍNDICE DE FIGURAS.....	
ÍNDICE DE TABELAS.....	
RESUMO.....	
ABSTRACT.....	
1 – Introdução.....	1
2 – Contexto Geológico.....	9
3 - Geologia Local.....	22
4 - Aspectos Petrográficos.....	33
5 - Litoquímica.....	68
6 – Aspectos Metalogenéticos.....	138
7 – Síntese Interpretativa dos Resultados Obtidos.....	149
8 - Conclusão.....	159
9 - Referências Bibliográficas	162
10 - Anexos	184

ÍNDICE

1 - Introdução	1
1.1 - Apresentação	1
1.2 - Localização e Acesso	2
1.3 - Justificativas	4
1.4 – Objetivos Gerais	4
1.5 - Objetivos Específicos	5
1.6 – Materiais e Métodos	5
1.6.1 - Levantamento bibliográfico e Cartográfico.....	5
1.6.2 - Mapeamento geológico e coleta de amostras.....	5
1.6.3 - Petrográficas e químicas.....	6
1.6.4 - Análise de Integração de dados.....	6
1.6.5 - Etapa Final.....	6
1.6 - Aspectos Geoambientais	6
1.6.1 - Geomorfologia.....	6
1.6.2 - Hidrologia.....	7
1.6.3 - Vegetação.....	7
1.6.4 - Clima.....	8
2 – Contexto Geológico	9
2.1 - A Província Borborema.....	9
2.2 - O Domínio Ceará Central.....	12
2.2.1- Núcleo Arqueano.....	12
2.2.2 - O Embasamento Gnáissico Paleoproterozóico.....	13
2.2.3 - Seqüência Supracrustal Neoproterozóica.....	15
2.2.4 - O Complexo Granítico-Migmatítico Neoproterozóico.....	16
2.2.5 - Granitóides Neoproterozóicos-Ordovicianos.....	18
3 - Geologia Local	22
3.1 – Introdução	22
3.2 – Granitos tardi a Pós-Tectônicos.....	22
3.3 – Granitos “Cedo-Tectônicos”	23
3.3.1 – Granitos Finos.....	24
3.3.2 - Granitos Porfiróides.....	24
3.2 – Unidade Migmatítica.....	25
3.5 – Charnockitos.....	27
3.6– Anfibolitos e Calciossilicáticas.....	28
3.7 – Unidade Canindé.....	29
3.8 – Unidade Independência.....	29
4 - Aspectos Petrográficos	33
4.1 - Introdução.....	33
4.2 - Granito Juré.....	33
4.3 - Granito Pajé.....	37

4.4 - Granito Trapiá.....	39
4.5 - Granito Gado Bravo.....	42
4.6 - Granito Luvas.....	43
4.7 - Granito Pedrês.....	46
4.8 - Granito Macaco.....	48
4.9 - Granito Carnaúba.....	51
4.10 - Granito Timbaúba.....	53
4.11 - Granito São Pedro.....	55
4.12 - Granito Novilho.....	58
4.13 - Granito Correntes.....	60
4.14 - Granito São Paulo.....	62
4.15 - Granito Morrinhos.....	65
5 – Litoquímica.....	68
5.1 - Introdução.....	68
5.2 - Granito Jure.....	68
5.2.1 - Classificação Litoquímica.....	69
5.2.2 - Ambiente Tectônica.....	72
5.2.3 - Aranhogramas – Diagrama Multi-elementos.....	74
5.2.4 - Elementos Terras Raras (ETR).....	75
5.3 – Granito Pajé.....	76
5.3.1 - Classificação Litoquímica.....	77
5.3.2 - Ambiente Tectônica.....	78
5.3.3 - Aranhogramas – Diagrama Multi-elementos.....	82
5.3.4 - Elementos Terras Raras (ETR).....	84
5.4 – Granito Trapiá.....	85
5.4.1 - Classificação Litoquímica.....	85
5.4.2 - Ambiente Tectônica.....	88
5.4.3 - Aranhogramas – Diagrama Multi-elementos.....	89
5.4.4 - Elementos Terras Raras (ETR).....	91
5.5 – Granito Gado Bravo.....	92
5.5.1 - Classificação Litoquímica.....	93
5.5.2 - Ambiente Tectônica.....	96
5.5.3 - Aranhogramas – Diagrama Multi-elementos.....	97
5.5.4 - Elementos Terras Raras (ETR).....	99
5.6 – Granito Luvas.....	100
5.6.1 - Classificação Litoquímica.....	100
5.6.2 - Ambiente Tectônica.....	104
5.6.3 - Aranhogramas – Diagrama Multi-elementos.....	105
5.6.4 - Elementos Terras Raras (ETR).....	107
5.7 – Granito Pedrês.....	108
5.7.1 - Classificação Litoquímica.....	108
5.7.2 - Ambiente Tectônica.....	109
5.7.3 - Aranhogramas – Diagrama Multi-elementos.....	113

5.7.4 - Elementos Terras Raras (ETR).....	113
5.8 - Granito Correntes.....	115
5.8.1 - Classificação Litoquímica.....	115
5.8.2 - Ambiente Tectônica.....	116
5.8.3 - Aranhogramas – Diagrama Multi-elementos.....	120
5.8.4 - Elementos Terras Raras (ETR).....	121
5.9 - Granito São Paulo.....	122
5.9.1 - Classificação Litoquímica.....	123
5.9.2 - Ambiente Tectônica.....	126
5.9.3 - Aranhogramas – Diagrama Multi-elementos.....	128
5.9.4 - Elementos Terras Raras (ETR).....	128
5.9.5 - Efeito Tetrad	131
5.9.5.1 - Razões Y/Ho	134
5.9.5.2 - Razões Hf/Zr	135
5.9.5.3 - Razões Sr/Eu.....	135
5.9.5.4 - Razões Eu/Eu.....	135
6 – Aspectos Metalogenéticos.....	138
6.1 - Generalidades.....	138
6.2 - Batólito Juré.....	140
6.3 - Batólito Pajé e “Stocks” Trapiá, Gado Bravo, Luvas e Pedrês.	141
6.4 - “Stock” Correntes.....	144
6.5 - “Stock” São Paulo.....	144
7 – Síntese Interpretativa dos Resultados Obtidos.....	149
7.1 - Introdução.....	149
7.1.1 - Grupo I (Batólito Juré).....	150
7.1.2 - Grupo II (Batólito Pajé e “Stocks” Trapiá, Gado Bravo, Luvas e Pedrês).....	151
7.5.3 - Grupo III (“Stocks” Correntes).....	153
7.5.4 - Grupo IV (“Stocks” São Paulo).....	155
7.2 - Ambiente Tectônica.....	156
7.3 – Fonte.....	157
8 - Conclusão.....	159
9 - Referências Bibliográficas	162
10 - Anexos	184
10.1 - Tabelas.....	184
10.2 - Mapa Geológico.....	184

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 – a) Mapa de localização e acesso no Estado do Ceará. b) Mapa e localização da área em estudo.....	3
Figura 2 – Figura 2 – Mapa esquemático dos principais granitos da Província Borborema, baseado em Brito Neves <i>et al.</i> (2000) modificado.....	11
Figura 3 – Principais Domínios dos Terrenos Pré-Cambrianos do Ceará (Compilado Arthaud <i>et al.</i> 1998).....	20
Figura 4 – Mapa geológico da região de Santa Quitéria de acordo com o mapa do Estado do Ceará, compilado Cavalcante et al (2003)..	21
Figura 5 – Mapa geológico da Folha Santa Quitéria	30
Figura 06 – Foto 1 – Metatexitos; Foto 2 – Metatexitos com camadas de para-anfibolitos; Foto 3 – Alternância de gnaisses com anfibolitos deformados; Foto 4 - Gnaisse granatífero com anfibolito dobrado e posteriormente cisalhado; Foto 5 – Granito porfiróide com pórfiros de feldspatos; Foto 6 – Granito porfiróide, intensamente dobrado.....	31
Figura 07 – Fotos 1 e 2 – Granito fino cortando o granito porfiróide; 3 – Enclaves surmicaceous; 4 – Dique sinplutônico em granito porfiróide; 5 – Albita granitos contendo rochas calciossilicáticas restíticas; 6 – Anfibolitos com dobras intrafoliais.....	32
Figura 08 - Fotomicrografias de seção delgada das amostras dos monzogranitos de Jure com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1- Plagioclásio zonado com geminação Carlsbad e com inclusão de biotita. Foto 2 – Plagioclásio euédrico zonado e com geminação Carlsbad. Foto 3 - Plagioclásio não geminados associados á biotita. Foto 4 – Biotita cloritizada e pertita com inclusão de plagioclásio. Foto 5 - Allanita zonada e hornblenda associadas a pertita e ao plagioclásio. Foto 6 – Ortoclásio pertítico com geminação Carlsbad e inclusões de biotita.....	36
Figura 09 - Fotomicrografias de seções delgadas dos sienogranitos e monzogranitos com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Fotos 1- Plagioclásio alterado para sericita. Foto 2 - Plagioclásio zonado, euédrico. Foto 3 - Microclina, plagioclásio, quartzo e biotita. Foto 4 – Pertita com inclusões de biotita. Foto 5 – Microclina com inclusões de plagioclásio. Foto 6 – Allanita euédrica zonada associada á biotita e ao plagioclásio.....	41

Figura 10 - Fotomicrografias de seções delgadas referentes às amostras de monzogranitos e sienogranito com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1- Microclina com inclusões de quartzo. Foto 2 – Intercrescimento de quartzo formando mirmequita. Foto 3 – Biotita associada a microclina e com inclusões diminutas de zircão. Foto 4 – Microclina com inclusões de biotita. Foto 5 – Microclina com inclusões de biotita e plagioclásio alterado para muscovita. Foto 6 – Plagioclásio alterado para argilominerais.....	45
Figura 11 - Fotomicrografias das amostras com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1 – Microclina e plagioclásio com alteração para muscovita. Fotos 2 e 3 – mirmequita nas bordas da microclina. Foto 4 – Inclusões de quartzo globular em plagioclásio. Foto 5 – Plagioclásio alterados para argilominerais. Foto 6 – Biotita cloritizada e mirmequita na borda da microclina.....	47
Figura 12 – Fotomicrografias referente a seções delgada do granito com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1 – Microclina com inclusões de opaco. Foto 2 – Plagioclásio com núcleo alterado para argilominerais e sericita. Foto 3 – Biotita muscovitizada. Foto 4 – Microclina com geminação albita-periclina. Foto 5 – Plagioclásio e biotita inclusos em microclina. Foto 6 – Biotita inclusa em plagioclásio.	50
Figura 13 – Fotomicrografias de seção delgada do granito Pedrês, com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1- Alteração de plagioclásio para argilominerais. Foto 2 – Biotita alterada para muscovita. Foto 3 – Microclina com inclusão de quartzo. Foto 4 – Plagioclásio com inclusão de quartzo subarredondado. Foto 5 – Intercrescimento mirmequitico. Foto 6 – Opaco associado ao plagioclásio e microclina.....	52
Figura 14 - Fotomicrografias com objetivas de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Fotos 1e 2 – Microclina e plagioclásio alterado para argilominerais. Foto 3 – Microclina com sericita ao longo de fraturas. Foto 4 – Plagioclásio com núcleo sericitizado. Foto 5 – Mirmequita na borda da microclina. Foto 6 – Plagioclásio alterado para argilominerais e com inclusões de quartzo e opaco.....	54
Figura 15 - Fotomicrografias do granito Carnáuba, com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1 – Microclina com geminação Albita-Periclina e quartzo com inclusão de zircão. Foto 2 – Plagioclásio intercrescido com quartzo formando mirmequita. Fotos 3 e 4 – Plagioclásio com inclusões de quartzo. Foto – 5 - Titanita associada ao quartzo e plagioclásio. Foto 6 – Biotita com inclusão de titanita.....	57

Figura 16 – Fotomicrografias com objetiva 10x/0.20 Pol. e com objetiva 2,5x/0,075 Pol. Foto 1 – Microclina com geminação Albita-Periclia e com bordas de mirmequita. Foto 2 – Plagioclásio com geminação Albita-Carlsbad. Foto 3 – Plagioclásio alterado para muscovita. Foto 4 – Plagioclásio alterado com inclusão subarredondadas de quartzo. Foto 5 – Biotita alterada para muscovita. Foto 6 – Biotita com pequeníssimas inclusões de zircão.....	59
Figura 17 – Fotomicrografias do granito São Pedro com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1 – Pertita com bordas de mirmequita. Foto 2 – Plagioclásio com inclusões de quartzo subarredondados. Foto 3 – Microclina com inclusões de opaco. Foto 4- Biotita alterada para muscovita e com inclusões de zircão.....	61
Figura 18 – Fotomicrografias do granito Novilho com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1 – Microclina com geminação Albita-Periclina. Foto 2 – Pertita com inclusões de quartzo e biotita. Foto 3 – Plagioclásio com geminação Albita-Carlsbad. Foto 4 - Biotita com inclusões de zircão.....	62
Figura 19 – Fotomicrografias de seção delgada, com objetivas de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1 – Plagioclásio com intercrescimento mirmequitico. Foto 2 – Microclina com inclusões de plagioclásio. Foto 3 – Microclina associada ao plagioclásio. Foto 4 – Biotita com inclusões de zircão prismático. Foto 5 – Biotita e cristais subédricos de plagioclásio com núcleo alterado para argilominerais. Foto 6 – Biotita cloritizada.....	64
Figura 20 – Fotomicrografias do Granito São Paulo, com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Fotos 1 e 2 – Quartzo subarredondados de com inclusões de ripas de albita formando textura “snowball”. Foto 3 – Microclina com alteração para muscovita. Foto 4 – Cristais maiores de albita. Foto 5 – Zinwaldita. Foto 6 – Albita ao longo de pertita e muscovita em pequenas placas.	66
Figura 21 – Diagrama modal QAP Streckeisen (1976) mostra o granito Juré em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982): Séries tonalíticas cálcio-alcálicas ou série trondhjemíticas; 2 – Séries cálcio-alcálicas granodioríticas; 3 – Séries subalcálicas monzoníticas; 4 – Séries Potássicas Aluminosas; 5 - Séries sódicas alcálicas; 6 – Granito crustal; 7 – Granitos anarogênicos (granitos série magnetita); 8 - Granitos anarogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).....	70
Figura 22 – Diagrama Ab-An-Or de O’ Connor, 1965, com dados normativos para classificação do granito Jure.....	70
Figura 23 – Classificação do granito Juré de acordo com Debon Le Fort (1983).....	70

Figura 24 - Mostra a composição normativa do granito Juré como monzogranito baseada na classificação de Streckeisen e Le Maitre (1979).....	71
Figura 25 – Representação do granito Juré segundo o índice de Shand (Maniar & Peccoli, 1989).....	71
Figura 26 – Classificação do granito Juré segundo a alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971).....	71
Figura 27 – Diagrama de El Bousely e El Sokkary (1975) mostra que o granito Juré esta no campo transicional do Quartzo-diorito a granitos anômalos.....	71
Figura 28 – Representação do granito Juré no diagrama discriminante de ambientes tectônicos R1-R2 de Batchelor & Bolden (1985). $R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fé+Ti)$ e $R2 = 6Ca+2Mg+Al$	73
Figura 29 – Representação do granito Juré no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Nb versus Y (Pearce <i>et al.</i> 1984).....]73
Figura 30 – Representação do granito Juré no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Yb+Nb versus Rb (Pearce et al 1984) com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (Post-COLG) (Pearce, 1996).....	73
Figura 31 – Padrões de elementos incompatíveis normalizados segundo o MORB tipo-N (a) e segundo a Crosta Continental (b) para o granito Juré.....	75
Figura 32 – Distribuição dos elementos de terras raras ETR normalizado segundo o Condrito para o granito Juré.....	76
Figura 33 – Diagrama modal QAP Streckeisen (1976) mostra o granito Pajé em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982): Séries tonalíticas cálcio-alcálicas ou série trondhjemíticas; 2 – Séries cálcio-alcálicas granodioríticas; 3 – Séries subalcálicas-monzoníticas; 4 – Séries Potássicas Aluminosas; 5 - Séries sódicas alcálicas; 6 – Granito crustal; 7 – Granitos anarogênicos (granitos série magnetita); 8 - Granitos anarogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).....	79
Figura 34 – Diagrama Ab-An-Or de O' Connor, 1965, com dados normativos para classificação do granito Pajé.....	79
Figura 35 – Classificação do granito Pajé de acordo com Debon Le Fort (1983).....	79
Figura 36 - Mostra a composição normativa do granito Pajé como sienogranito baseada na classificação de Streckeisen e Le Maitre (1979).....	80
Figura 37 – Representação do granito Pajé segundo o índice de Shand (Maniar & Peccoli, 1989).....	80

Figura 38 – Classificação do granito Pajé segundo a alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971).....	80
Figura 39 - Diagrama de El Bousely e El Sokyary (1975) mostra que o granito Pajé esta no campo dos granitos anômalos e normais.....	80
Figura 40 – Representação do granito Pajé no diagrama discriminante de ambientes tectônicos R1-R2 de Batchelor & Bolden (1985). $R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ e $R2 = 6Ca+2Mg+Al$	81
Figura 41 – Representação do granito Pajé no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Nb versus Y (Pearce et al. 1984).....	81
Figura 42 – Representação do granito Pajé no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Yb+Nb versus Rb (Pearce et al 1984) com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (Post-COLG) (Pearce, 1996).....	81
Figura 43 – Padrões de elementos incompatíveis normalizados segundo o MORB tipo-N (a) e segundo a Crosta Continental (b) para o granito Pajé.....	83
Figura 44 – Distribuição dos elementos de terras raras ETR normalizado segundo o Condrito para o granito Pajé.....	84
Figura 45 – Diagrama modal QAP Streckeisen (1976) mostra o granito Trapiá em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982): Séries tonalíticas cálcio-alcálicas ou série trondhjemíticas; 2 – Séries cálcio-alcálicas granodioríticas; 3 – Séries subalcálicas-monzoníticas; 4 – Séries Potássicas Aluminosas; 5 - Séries sódicas alcálicas; 6 – Granito crustal; 7 – Granitos anarogênicos (granitos série magnetita); 8 - Granitos anarogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).....	86
Figura 46 – Diagrama Ab-An-Or de O' Connor, 1965, com dados normativos para classificação do granito Trapiá.....	87
Figura 47 – Classificação do granito Trapiá de acordo com Debon Le Fort (1983).....	87
Figura 48 - Mostra a composição normativa do granito Trapiá variando de monzogranito a sienogranito baseada na classificação de Streckeisen e Le Maitre (1979).....	87
Figura 49 – Representação do granito Trapiá segundo o índice de Shand' (Maniar & Peccoli, 1989).....	87
Figura 50 – Classificação do granito Trapiá segundo a alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971).....	88
Figura 51 - Diagrama de El Bousely e El Sokyary (1975) mostra que o granito Trapiá esta no campo dos granitos quartzo-diorito, granodiorito e anômalos.....	88

Figura 52 – Representação do granito Trapiá no diagrama discriminante de ambientes tectônicos R1-R2 de Batchelor & Bolden (1985). $R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fé+Ti)$ e $R2 = 6Ca+2Mg+Al$	90
Figura 53 – Representação do granito Trapiá no diagrama discriminante de ambientes tectônicos com Nb versus Y (Pearce et al. 1984).	90
Figura 54 – Representação do granito Trapiá no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Yb+Nb versus Rb (Pearce et al 1984) com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (Post-COLG) (Pearce, 1996).....	90
Figura 55 – Padrões de elementos incompatíveis normalizados segundo o MORB tipo-N (a) e segundo a Crosta Continental (b) para o granito Trapiá.....	91
Figura 56 – Distribuição dos elementos de terras raras ETR normalizado segundo o Condrito para o granito Trapiá.....	92
Figura 57 – Diagrama modal QAP Streckeisen (1976) mostra o granito Gado Bravo em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982): Séries tonalíticas cálcio-alcálicas ou série trondhjemíticas; 2 – Séries cálcio-alcálicas granodioríticas; 3 – Séries subalcálicas-monzoníticas; 4 – Séries Potássicas Aluminosas; 5 - Séries sódicas alcálicas; 6 – Granito crustal; 7 – Granitos anarogênicos (granitos série magnetita); 8 - Granitos anarogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).....	94
Figura 58 – Diagrama Ab-An-Or de O' Connor, 1965, com dados normativos para classificação do granito Gado Bravo.....	94
Figura 59 – Classificação do granito Gado Bravo de acordo com Debon Le Fort (1983).....	94
Figura 60 - Mostra a composição normativa baseada na classificação de Streckeisen e Le Maitre (1979) do granito Gado Bravo como sienogranito e uma das amostras no campo dos granodioritos.....	95
Figura 61 – Representação do granito Gado Bravo segundo o índice de Shand' (Maniar & Peccoli, 1989).....	95
Figura 62 – Classificação do granito Gado Bravo segundo a alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971).....	95
Figura 63 - Diagrama de El Bousely e El Sökkary (1975) mostra que o granito Gado Bravo esta no campo dos granitos anômalos e normais a diferenciados.....	95
Figura 64 – Representação do granito Gado Bravo no diagrama discriminante de ambientes tectônicos R1-R2 de Batchelor & Bolden (1985). $R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fé+Ti)$ e $R2 = 6Ca+2Mg+Al$	96
Figura 65 – Representação do granito Gado Bravo no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Y versus Nb (Pearce et al. 1984).....	96

Figura 66 – Representação do granito Gado Bravo no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Yb+Nb versus Rb (Pearce et al 1984) com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (Post-COLG) (Pearce, 1996).....	97
Figura 67 – Padrões de elementos incompatíveis normalizados segundo o MORB tipo-N (a) e normalizados segundo a Crosta Continental (b) para o granito Gado Bravo.....	98
Figura 68 – Distribuição dos elementos de terras raras ERT normalizado segundo o Condrito para o granito Gado Bravo.....	99
Figura 69 – Diagrama modal QAP Streckeisen (1976) mostra o granito Luvas em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982): Séries tonalíticas cálcio-alcálicas ou série trondhjemíticas; 2 – Séries cálcio-alcálicas granodioríticas; 3 – Séries subalcálicas-monzoníticas; 4 – Séries Potássicas Aluminosas; 5 - Séries sódicas alcálicas; 6 – Granito crustal; 7 – Granitos anarogênicos (granitos série magnetita); 8 - Granitos anarogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).....	102
Figura 70 – Diagrama Ab-An-Or de O' Connor, 1965, com dados normativos para classificação do granito Luvas.....	102
Figura 71 – Classificação do granito Luvas de acordo com Debon Le Fort (1983).....	102
Figura 72 - Mostra a classificação de Streckeisen e Le Maitre (1979) baseada na composição normativa para o granito Luvas no campo dos granodioritos.....	103
Figura 73 – Representação do granito Luvas segundo o índice de Shand' (Maniar & Peccoli, 1989).....	103
Figura 74 – Classificação do granito Luvas segundo a alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971).....	103
Figura 75 - Diagrama de El Bousely e El Sokkary (1975) mostra o granito Luvas no campo dos granitos anômalos.....	103
Figura 76 – Representação do granito Luvas no diagrama discriminante de ambientes tectônicos R1-R2 de Batchelor & Bolden (1985). $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ e $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$	104
Figura 77 – Representação do granito Luvas no diagrama discriminante de ambiente tectônico Y versus Nb (Pearce et al. 1984)	104
Figura 78 – Representação do granito Luvas no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Yb+Nb versus Rb (Pearce et al 1984) com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (Post-COLG) (Pearce, 1996).....	105
Figura 79 – Padrões de elementos incompatíveis normalizados segundo MORB tipo-N (a) e segundo a Crosta Continental para o granito Luvas.....	106

Figura 80 – Distribuição dos elementos de terras raras ETR normalizado segundo o Condrito C1(Sun e McDonough, 1989) e no final da curva da amostra inferior um falso efeito tetrad para o granito Luvas.....	107
Figura 81 – Diagrama modal QAP Streckeisen (1976) mostra o granito Pedrês em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982): Séries tonalíticas cálcio-alcálicas ou série trondhjemíticas; 2 – Séries cálcio-alcálicas granodioríticas; 3 – Séries subalcálicas-monzoníticas; 4 – Séries Potássicas Aluminosas; 5 - Séries sódicas alcálicas; 6 – Granito crustal; 7 – Granitos anarogênicos (granitos série magnetita); 8 - Granitos anarogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).....	110
Figura 82 – Diagrama Ab-An-Or de O’ Connor, 1965, com dados normativos para classificação do granito Pedrês.....	110
Figura 83 – Classificação do granito Pedrês de acordo com Debon Le Fort (1983).....	110
Figura 84 - Mostra a classificação de Streckeisen e Le Maitre (1979) baseada na composição normativa para o granito Pedrês como sienogranito.....	111
Figura 85 – Representação do granito Pedrês segundo o índice de Shand (Maniar & Peccoli, 1989).....	111
Figura 86 – Classificação do granito Pedrês segundo a alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971).....	111
Figura 87 - Diagrama de El Bousely e El Sökkary (1975) mostra o granito Pedrês no campo dos granitos anômalos.....	111
Figura 88 – Representação do granito Pedrês no diagrama discriminante de ambientes tectônicos R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985). $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ e $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$	112
Figura 89 – Representação do granito Pedrês no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Y versus Nb (Pearce et al. 1984).....	112
Figura 90 – Representação do granito Pedrês no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Yb+Nb versus Rb (Pearce et al 1984) com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (Post-COLG) (Pearce, 1996).....	112
Figura 91 – Padrões de elementos incompatíveis normalizados segundo MORB tipo-N (Sun e McDonough, 1989) (a) e segundo a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) (b) para o granito Pedrês.....	114
Figura 92 – Distribuição dos elementos de terras raras ETR de acordo com o padrão normalizado segundo o Condrito C1(Sun e McDonough, 1989) para o granito Pedrês.....	114

Figura 93 – Diagrama modal QAP Streckeisen (1976) mostra o granito Correntes em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982): Séries tonalíticas cálcio-alcálicas ou série trondhjemíticas; 2 – Séries cálcio-alcálicas granodioríticas; 3 – Séries subalcálicas-monzoníticas; 4 – Séries Potássicas Aluminosas; 5 - Séries sódicas alcálicas; 6 – Granito crustal; 7 – Granitos anarogênicos (granitos série magnetita); 8 - Granitos anarogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).....	117
Figura 94 – Diagrama Ab-An-Or de O’ Connor, 1965, com dados normativos para classificação do granito Correntes.....	117
Figura 95 – Classificação do granito Correntes de acordo com Debon Le Fort (1983).....	117
Figura 96 - Diagrama de Streckeisen e Le Maitre (1979) baseada na composição normativa mostra o granito Correntes no campo quartzosienito.....	118
Figura 97 – Representação do granito Correntes segundo o índice de Shand’ (Maniar & Peccoli, 1989).....	118
Figura 98 – Classificação do granito Correntes segundo Irvine & Baragar, (1971).....	118
Figura 99 – Diagrama de El Bousely e El Sokyry 1975, mostra que o granito Correntes em direção ao “trend” de diferenciação.....	118
Figura 100 – Representação do granito Correntes no diagrama discriminante de ambientes tectônicos, R1-R2 (Batchelor & Bowden, 1985). $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fé + Ti)$ e $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$	119
Figura 101 – Representação dos granitóides no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Y versus Nb (Pearce et al. 1984).....	119
Figura 102 – Representação dos granitóides no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Yb+Nb versus Rb (Pearce et al 1984) com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (Post-COLG) (Pearce, 1996).....	119
Figura 103 – Padrões elementos incompatíveis normalizados segundo MORB tipo-N (Sun e McDonough, 1989) (a) e segundo a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) (b) para o granito Correntes.....	121
Figura 104 – Distribuição dos elementos de terras raras ETR de acordo com o padrão Condrito C1(Sun e McDonough, 1989) normalizado para o granito Correntes.....	122

Figura 105 – Diagrama modal QAP Streckeisen (1976) mostra o granito São Paulo em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982): Séries tonalíticas cálcio-alcálicas ou série trondhjemíticas; 2 – Séries cálcio-alcálicas granodioríticas; 3 – Séries subalcálicas-monzoníticas; 4 – Séries Potássicas Aluminosas; 5 - Séries sódicas alcálicas; 6 – Granito crustal; 7 – Granitos anarogênicos (granitos série magnetita); 8 - Granitos anarogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).....	124
Figura 106 – Diagrama Ab-An-Or de O' Connor, 1965, com dados normativos para classificação do granito São Paulo.....	125
Figura 107 – Classificação do granito São Paulo de acordo com Debon Le Fort (1983).....	125
Figura 108 - Mostra a classificação de Streckeisen e Le Maitre (1979) baseada na composição normativa para o granito São Paulo no campo dos granodioritos.....	125
Figura 109 – Representação do granito São Paulo segundo o índice de Shand' (Maniar & Peccoli, 1989).....	125
Figura 110 – Classificação do granito São Paulo segundo a alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971).....	126
Figura 111 - Diagrama de El Bousely e El Sokkary (1975) mostra o granito São Paulo no ápice do campo extremamente diferenciado.....	126
Figura 112 – Representação do granito São Paulo no diagrama discriminante de ambientes tectônicos R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985). $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ e $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$	127
Figura 113 – Representação do granito São Paulo no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Y versus Nb (Pearce et al. 1984).	127
Figura 114 – Representação do granito São Paulo no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Yb+Nb versus Rb (Pearce et al 1984) com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (Post-COLG) (Pearce, 1996).....	127
Figura 115 – Padrões de elementos incompatíveis normalizados segundo MORB tipo-N (Sun e McDonough, 1989) (a) e segundo a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) para o granito São Paulo.....	130
Figura 116 – Distribuição dos elementos de terras raras ETR normalizado segundo o Condrito C1(Sun e McDonough, 1989) para o granito São Paulo. Mostra uma grande anomalia negativa de Eu/Eu* e o efeito tetrad de Jahn et al (2001).....	130

Figura 117 – Grau de efeito tetrad (TE1,3) modificado de Irber, W. (1999) para as rochas graníticas tárdi e pós-tectônicas da SMGSQ; (a) relações de (TE1,3) versus Y/Ho e (b) relação (TE1,3) versus Zr/Hf. As linhas marcam os valores do Condrito e as linhas pontilhadas definem o limite claramente do efeito tetrad ((TE1,3)>1.0).	137
Figura 118 – Grau “tetrad effect” (TE1,3) de Irber, W. (1999) para as rochas graníticas tárdi e pós-tectônicas da SMGSQ; (a) relações de (TE1,3) versus Sr/Eu e (b) relação (TE1,3) versus Eu/Eu*. As linhas marcam os valores do Condrito e as linhas pontilhadas definem o limite claramente do “tetrad effect” ((TE1,3)>1.0).....	137
Figura 119 – Diagrama de ThxTa mostrando a distribuição do Grupo I (Batólito Juré). Razões de Th/Ta para o manto primitivo e crosta continental geral estimada com base em Hoffman (1988) e para crosta continental superior com base em Taylor & McLannan (1985)...	142
Figura 120 – Diagrama SnxTiO2 de Lehmann & Mahawat (1989) mostrando a distribuição do Grupo I (Batólito Juré). Mostra também o campo da composição crustal média conforme Taylor & McLannan (1985).....	142
Figura 121 – Diagrama de ThxTa mostrando a distribuição dos granitos do Grupo II. Razões de Th/Ta para o manto primitivo e Crosta Continental geral estimada com base em Hoffman (1988) e para Crosta Continental Superior com base em Taylor & McLannan (1985).....	143
Figura 122 – Diagramas SnxTiO2 de Lehmann & Mahawat (1989) mostrando a distribuição dos granitos do Grupo II. Mostra também o campo da composição crustal média conforme Taylor & McLannan (1985).....	143
Figura 123 – Diagramas Sn versus Rb/Sr de Lehmann & Mahawat (1989) mostrando a distribuição dos granitos do Grupo II. Mostra também o campo da composição crustal média conforme Taylor & McLannan (1985).....	143
Figura 124 – Diagrama de ThxTa mostrando a distribuição do Grupo III (Stock Correntes). Razões de Th/Ta para o manto primitivo e Crosta Continental geral estimada com base em Hoffman (1988) e para Crosta Continental Superior com base em Taylor & McLannan (1985).....	146
Figura 125 – Diagramas SnxTiO2 de Lehmann & Mahawat (1989) mostrando a distribuição do Grupo III (Stock Correntes). Mostra também o campo da composição crustal média conforme Taylor & McLannan (1985).....	146

Figura 126 – Diagramas Sn/TiO_2 (a) e Sn versus Rb/Sr (b) de Lehmann & Mahawat (1989) mostrando a distribuição do Grupo III (Stock Correntes). Mostra também o campo da composição crustal média conforme Taylor & McLannan (1985).....	146
Figura 127 – Diagrama de ThxTa mostrando a distribuição do Grupo IV (Stock São Paulo). Razões de Th/Ta para o manto primitivo e crosta continental estimada com base em Hoffman (1988) e para crosta continental superior com base em Taylor & McLannan (1985)...	148
Figura 128 – Diagramas Sn/TiO_2 (a) e Sn vs. Rb/Sr (b) de Lehmann & Mahawat (1989) mostrando a distribuição do Grupo III (Stock São Paulo). Mostra também o campo da composição crustal média conforme Taylor & McLannan (1985).....	148
Figura 129 – Diagrama de ThxTa mostrando a distribuição do granito Luvás. Razões de Th/Ta para o manto primitivo e crosta continental geral estimada com base em Hoffman (1988) e para crosta continental superior com base em Taylor & McLannan (1985).....	148

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 – Análises petrográficas modais em percentual. K-Feldspato; Pl-Plagioclásio; Qz-quartzo; Bt-biotita; Hb-hornblenda, Op-Opacos; T-titanita; Zr-zircão; Ap-apatita; Mu-muscovita-sericita; Tz – Topázio; Fl-Fluorita; Ep-epidoto; Al-allanita; Cl-clorita; Tr – traços; QAP; SK-Strekeisen.....	185
Tabela 2 – Elementos maiores, traços e terras raras das rochas granitóides da Suíte Magmática de Santa Quitéria.....	186
Tabela 3 – Principais características dos quatro tipos de granitóides tardi a pós-tectônicos da Suíte Magmatica de Santa Quitéria (SMGSQ).....	189

RESUMO

As rochas granitóides da SMSQ (Suíte Magmatica de Santa Quitéria) estão localizadas na porção setentrional da Província Borborema. Dentre estes corpos, os mais conhecidos são os plutons de Pajé, Juré, Morrinhos e São Paulo. No presente trabalho discute-se dados de petrografia e química, estes envolvendo elementos maiores, traços e terras raras (ETR).

A maioria dos corpos graníticos tardi a pós-tectônicos apresenta uma grande similaridade petrográfica, textural e química, diferenciando somente os corpos graníticos São Paulo e Morrinhos. Os granitóides tardi a pós-tectônicos são meso a leucocráticos de coloração cinza-esbranquiçados e rosados, textura granular média e por vezes porfiróides, de composição predominante sienogranito e monzogranito. Contêm k-feldspatos (microclina e ortoclásio) e plagioclásio (oligoclásio) e quartzo. O principal mineral máfico é a biotita e em alguns casos a hornblenda, ocorrendo ainda como acessórios: titanita, allanita, zircão, apatita e magnetita e/ou ilmenita. Os granitóides São Paulo e Morrinhos são leucocráticos de coloração branco com pórfiros de quartzo, de textura granular com médios cristais subarredondados de quartzo formando textura “snowball” e de composição álcali-feldspato granito ou albita-granito com topázio, fluorita, zinwaldita e em alguns casos siderofilita.

Com base nos dados químicos essas rochas granitóides são divididas em quatro grupos distintos:

O Grupo I representado pelo batólito Juré - apresenta elevado teor em sílica (>70%), classificado como granito crustal e de natureza subalcalina, caráter transicional de peraluminosos a metaluminoso e pós-colisional conforme Pearce (1996). Os elementos incompatíveis mostram-se enriquecidos Ba, Th e Sr, enquanto que o Rb encontra-se empobrecido, apresenta anomalias negativas de Ta e Nb e positivas de La e Ce em relação ao Hf e Zr. Exibe um forte fracionamento dos ETRL em relação aos ETP e com pequena e quase ausência de anomalia negativa de Eu.

O Grupo II tipo Pajé, representado pelo batólito Pajé e pelos “stocks” de Trapiá, Gado Bravo, Luvas e Pedrês - apresentam teores médios a elevados em sílica ($73,45\% < \text{SiO}_2 > 67,24\%$). São classificados como granitos crustais, e de acordo com o índice de Shand' mostram um caráter transicional de peraluminoso a metaluminoso e de afinidade subalcalina. Quanto á ambiência é pós-colisional conforme Pearce (1996). Os elementos incompatíveis estão enriquecidos em elementos tais como Ba e Sr e com empobrecimento em Rb, com anomalias negativas de Ta, Nb e Sr e positivas de Th e La e Ce em relação ao Hf e Zr. Porém, o enriquecimento em Ba e Sr e empobrecimento Rb, deve-se ao elevado percentual de biotita e biotita cloritizada. Os elementos de terras raras (ETR) mostram-se fortemente fracionados com enriquecimento dos ETRL em relação aos

ETRP, com moderadas a pequenas anomalias negativas e positivas de Eu ($Eu/Eu^*=0,02-1,08$) que não são condizentes com magmas cálcio-alcalino clássico.

O Grupo III representado pelo “stock” Correntes – é considerado como um granito evoluído devido ao elevado teor em sílica >75%, sendo classificado como granito crustal de natureza subalcalina e de caráter peraluminoso e pós-colisionais conforme Pearce (1996). Os elementos incompatíveis mostram-se enriquecidos em elementos litófilos de raio iônico grande (LILE), principalmente Rb, mas com empobrecimento em Ba. Apresentam anomalias negativas de Nb, Ta e Sr e positivas de Th e La, Ce e Sm em relação ao Hf e Zr. Os elementos de terras raras encontram-se com um baixo fracionamento, com um pequeno enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e com grande anomalia negativa de Eu tipo “gaviota”.

O Grupo IV representado pelos stocks São Paulo e Morrinhos – os dados químicos mostram elevado teor em sílica (>70%), sendo este classificado como anorogênico tipo-A e de caráter peraluminosos, com afinidade subalcalina e típico de ambiente intraplacas (WPG). Os elementos incompatíveis apresentam-se enriquecidos Rb e com empobrecimento Ba e Sr, com anomalia positiva em Ta em relação Th e Nb e com anomalias negativas de La e Ce em relação ao Hf e Zr. Quanto aos elementos de terras raras tem-se um baixo fracionamento dos ETRP em relação aos ETL e grande anomalia negativa de Eu^* tipo “gaviota”. A curva dos ETR mostra um

alto grau de efeito tetrad ($TE_{1,3} = 1,17$) indicando interação magma fluido (rico F e Cl) com possibilidades de mineralização em Sn e Ta.

ABSTRACT

The granitoid of the SMSQ (Suite Magmatic of Sainte Quitéria) are located in the northern portion of the Borborema Province. Amongst these bodies, the most known are The Pajé's plutons, Juré, Morrinhos and São Paulo. In the present work, petrography and chemistry data are discussed, those involving bigger elements, traces and rare-earth (REE).

Most of the late to post-tectonic granitoids bodies presents a great petrographic, textural and chemical similarity, only differentiating the granitoids bodies as the São Paulo's and Morrinhos'. The late to post-tectonic granitoids are between meso and leucocratic, of whitening gray and pink, average granular texture and sometimes porphyroids, of syenogranit and monzogranit predominant composition. Contain alkali feldspars (microcline and orthoclase) and plagioclase (oligoclase) and quartz. The main dark mineral is the biotite and in some cases hornblende, still occurring as accessory titanite, allanite, zircon, apatite and magnetite and/or ilmenite. São Paulo's and Morrinhos Granitoids are leucocratics, of white coloration with quartz porphyre, granular texture with medium subrounded quartz crystals making "snowball" texture and composed by alkali-feldspato granite or albite-granite with topaz, fluorite, zircon and in some cases siderofilite.

Based on the chemical data these granitoids rocks are divided in four distinct groups:

Group I represented by the Juré's batólito - presents silica's high rate (>70%), classified as crustal granite and of subalkaline nature, transitional character of peraluminous to metaluminous and post-colisional according to Pearce (1996). The incompatible elements Ba, Th and Sr reveal enriched, while the Rb becomes depletion, presents Ta and Nb negative anomalies and La and Ce positive comparing to Hf and Zr. It shows a strong fractioning of the LREE in relation to the HREE and with low and almost absence of Eu negative anomaly.

Group II Pajé type, is represented by the Pajé's batólito and Trapiá's, Brave Cattle's, Luvas' and Pedrês' "stocks" – presents silica's high and average rates (73.45%<SiO₂>67.24%). They are classified as crustal granites, and according to the Shand's index they show a transitional character between peraluminous to metaluminous and of subalkaline affinity. According to Pearce (1996) the ambiances are late to post-colisional. The incompatible elements, are enriched by such as Ba and Sr the REE's and with depletion in Rb, with negative anomalies of Ta, Nb and Sr and positive anomalies of Th and La and Ce in relation to Hf and Zr. However, the enrichment in Ba and Sr and depletion in Rb, is due to the high percentage of biotite and biotite-clorited. The rare-earth elements (REE), reveal strongly fractioned with enrichment of the LREE in relation to the HREE with moderate the low negative and positive anomalies of Eu ($Eu/Eu^*=0,02-1,08$) that are not correspondent with the classic calcium-alkaline magmas.

Group III is represented by the Current “stock” - it is considered as a evolved granite due to the high silica rate >75%, being classified as crustal granite of subalkaline nature and peraluminous and post-colisionais character according to Pearce (1996). The incompatible elements, reveal enriched in litófilos elements of great ionic ray (LILE), mainly Rb, but with depletion in Ba. They present negative anomalies of Nb, You and Sr and positive of Th and La, Ce and Sm in relation to the Hf and Zr. The rare land elements present a low fractioning, with a low enrichment of the LREE in relation to the HREE and with great negative anomaly of Eu “gull” type.

Group IV is represented by São Paulo's and Morrinhos' stocks - the chemical data show high silica rate (>70%), classified as type-A anorogênico and of peraluminous character, with subalkalina affinity and typical of within plate environment (WPG). The incompatible elements present enriched Rb and with Ba and Sr depletion, with Ta positive anomaly in relation to Th and Nb and with La e Ce negative anomalies in relation to Hf and Zr. About the rare earth elements there is a low fractioning of the HREE in relation to the LREE and great Eu* negative anomaly of “gull” type. The REE curve shows high degree of the tetrad effect ($TE_{1,3} = 1,17$) indicating interaction flowed magma (hich F and Cl) with possibilities of Sn and Ta mineralization.

1 – Introdução

1.1 – Apresentação

Este trabalho objetiva a caracterização petrográfica e geoquímica de alguns corpos graníticos tardi e pós-tectônicos que ocorrem na Folha Santa Quitéria. Eles integram a Suíte Magmática Santa Quitéria (SMSQ) que está constituída por corpos graníticos de caráter sin, tardi a pós-tectônicos na forma de batólitos e “stocks” alongados a subarredondados, e às vezes anelares intrusivos e/ou gradando para metatexitos e diatexitos do Complexo Tamboril-Santa Quitéria.

Apresentam composições que variam desde monzogranitos a sienogranitos e álcali-feldspatos granitos, de cores e texturas diversas. Estruturalmente, a região é marcada por falhas como a zona de cisalhamento Rio Groaíras de direção NW-SE que corta parte do granito Pajé.

Na Folha Santa Quitéria foram selecionados quatorze (14) corpos de rochas granitóides com características de granitos tardi e pós-tectônicos, os quais foram analisados petrograficamente, porém nem todos os corpos foram analisados quimicamente. As análises geoquímicas foram direcionadas para elementos maiores, traços e de terras raras (ETR).

1.2 – Localização e Acesso

A área em estudo localiza-se na região noroeste do Estado do Ceará, delimitada pelas coordenadas $40^{\circ} 00'W$ e $40^{\circ}30'W$ de longitude e $04^{\circ}00'S$ e $04^{\circ}30'S$ de latitude (Fig. - 01). O acesso é realizado pela rodovia federal BR-020 ou pela BR-222. Partindo de Fortaleza pela BR-020 segue-se até a cidade de Canindé, a partir daí segue-se pela CE – 257 até a cidade de Santa Quitéria. A segunda opção é pela BR-222, partindo de Fortaleza onde passa pelas cidades de Umirim, Irauçuba e por último Forquilha, e desta segue-se pelas rodovias estaduais CE – 362 e CE – 176 em direção a cidade de Santa Quitéria. A área está bem servida de estradas secundárias carroçáveis.

Mapa de Localização

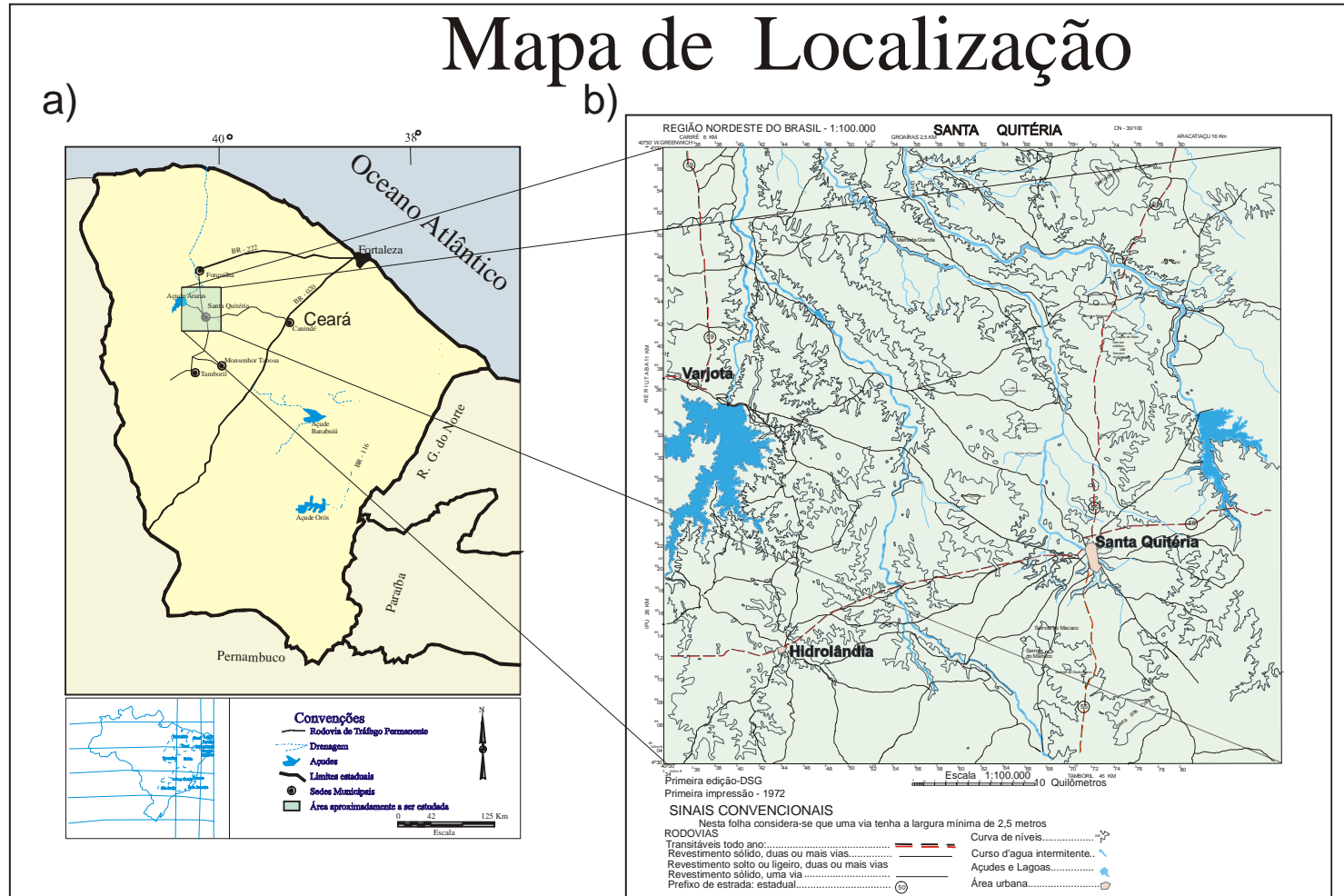


Figura 1 – a) Mapa de localização e acesso no Estado do Ceará. b) Mapa e localização da área em estudo.

1.3 - Justificativas

Rochas graníticas são aparentemente simples do ponto de vista mineralógico, entretanto, quando vistas em detalhe, estas podem se tornar extremamente complexas e a correta interpretação desta complexidade pode nos dar respostas de grande valia para entender o ambiente geotectônico em que estas rochas estão inseridas. Os granitos podem ser gerados em todos os estágios evolutivos de uma orogênese, por isso, “existem granitos e granitos” e assim decifrar uma rocha granítica significa abrir uma porta para o entendimento da evolução geológica de uma região. A SMSQ já é relativamente bem conhecida na comunidade científica geológica. Corpos graníticos tais como o São Paulo, o Pajé, o Morrinhos, o Meruoca e o Taparuaba, integrantes da SMSQ já foram estudados em maior ou menor profundidade, mas apesar dessas rochas já serem conhecidas, é uma área que ainda requer estudos geoquímicos isotópicos e geocronológicos em escala de detalhe. Com esse ponto de vista foram escolhidos 14 (quatorze) corpos graníticos para um estudo petrográfico e geoquímico visando dar uma contribuição ao entendimento geológico regional.

1.4 – Objetivos Gerais

Este trabalho tem como objetivo principal o estudo petrológico dos corpos graníticos considerados tardi e pós-tectônicos, localizados na região central do Estado do Ceará, folha Santa Quitéria.

1.5 – Objetivos Específicos

Este trabalho tem como objetivo principal a caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos tardi e pós-tectônicos que ocorre na região central do Estado do Ceará, Folha Santa Quitéria. O estudo dessas rochas granitóides por meio do mapeamento geológico e análises laboratoriais têm também como finalidade conhecer melhor o magmatismo atuante na região e analisar uma possível correlação, desses granitos com granitos anorogênicos São Paulo, Morrinhos, Pajé e o de Taparuaba. O estudo geoquímico foi direcionado para a classificação geoquímica das rochas granitóides, estudos da proveniência e ambiência tectônica, além de um possível posicionamento geotectônico dentro do contexto regional, bem como as possibilidades de ocorrências minérios na região.

1.6 – Materiais e Métodos

Para a realização deste trabalho desenvolveu-se um conjunto de atividades, dentre as quais se destacam:

1.6.1 - Levantamento bibliográfico e Cartográfico – levantamento bibliográfico da região em estudo, mapas base, fotografias aéreas na escala 1:70.000 e imagens de satélite (GEOCOVER).

1.6.2 - Mapeamento geológico e coleta de amostras - foram feitas descrições dos afloramentos ao longo de estradas e caminhos, medidas de

estruturas e coletas de amostras para análises petrográficas, químicas e geocronológicas.

1.6.3 – Petrográficas e químicas - Após as etapas de campos as amostras foram encaminhadas para fabricação de seções delgadas. As 28 lâminas petrográficas foram elaboradas no laboratório da CPRM. Para análises químicas de rocha total (maiores e menores) e elementos de terras raras foram preparadas 16 amostras no Laboratório da UFC – Departamento de Geologia, sendo essas trituradas por um britador e passadas por um moinho de disco, onde posteriormente foi peneirada a 120 mesh, as quais foram enviadas para ACME ANALYTICAL LABORATORIES LTD.

1.6.4 – Análise de Integração de Dados - Com os resultados das análises químicas, foram efetuados uma análise e interpretação de dados, e que envolveu o uso de elementos maiores, elementos traços e elementos de terras raras, plotados em diagramas de classificação geoquímica, origem e ambiência tectônica rochas granitóides usando softwares como NEWPET (Clark, 1990) e MINPET FOR Windows, versão 2.02.

1.6.5 - Etapa Final – Confecção do documento final.

1.7 – Aspectos Geoambientais

1.7.1 – Geomorfologia

A região abrangida pela Folha Santa Quitéria, segundo Gomes et al. (1981), compreende uma extensa superfície de aplainamento com relevo

arrasado e desnudado expondo principalmente gnaisses migmatíticos, migmatitos de onde sobressaem inselbergs, por vezes, pontiagudos como o serrote do Pajé.

1.7.2 – Hidrografia

A região está dentro da Bacia Hidrográfica do Rio Acaraú composta por pequenos e médios rios e riachos intermitentes como o Riacho dos Macacos e os Rios Jucurutu e Groaíras. A drenagem apresenta uma configuração angular muitas vezes controlada por feições estruturais como fendas, fraturas e grandes falhas como a Zona de Cisalhamento Rio Groaíras. Os açudes de maior importância da região são o Araras e o Edson Queiroz, ficando respectivamente a NW e NE da cidade de Santa Quitéria.

1.7.3 – Vegetação

A vegetação predominante na região é a caatinga do tipo herbácea que reflete o contraste entre a estação seca e chuvosa. Estas diferenças de estações impõem á natureza seleções naturais, fazendo diminuir nos períodos de seca o número de espécies de vegetais como p.ex. as herbáceas de pequeno porte, ficando somente as de maior porte como os juazeiros, umbuzeiros e oiticicas. As cactáceas como mandacaru, xiquexique e outras espécies, por sua grande variedade e capacidade de retenção de água em seu caule, são resistentes nos dois períodos.

1.7.4 – Clima

A área em estudo situa-se na região fisiográfica do sertão nordestino, com clima predominante quente e seco e caracterizado por baixa pluviometria, e com chuvas escassas e mal distribuída. O período mais chuvoso está entre os meses de janeiro a maio, com maiores precipitações nos meses de março e abril. Os períodos de estiagem sem precipitações prolongam-se entre os meses de junho e dezembro.

2 – Contexto Geológico

A área em estudo esta inserida em terrenos tectono-estratigráficos do Domínio Ceará Central, os quais compreendem uma série de segmentos crustais com idades arqueanas a proterozóicas (Fig. 02), inseridos na porção setentrional da Província Borborema conforme definição de Almeida *et al.* (1977).

2.1 – A Província Borborema

A Província Borborema abrange uma área em torno de 400.000 Km² (Almeida *et al.*, 1977) compreendendo quase todos os Estados da Região Nordeste do Brasil, com exceção do Estado do Maranhão. Limita-se ao norte e a leste por bacias meso-cenozóicas do Oceano Atlântico e a oeste pela Bacia intracratônica paleozóica-mesozóica do Parnaíba e a sul pelo Craton São Francisco (Fig. 02).

Caby *et al.* (1991) a dividiram três domínios estruturais denominados de Médio Coreaú, Central, e Sergipano. O Domínio Estrutural Central foi subdividido em quatro subdomínios: o Ceará Central; o Seridó, ao norte; o Cahoeirinha-Salgueiro e Riacho do Pontal, ao sul. Porém, somente o subdomínio Ceará Central será dado ênfase por englobar a região, objeto de estudo, desta forma será o único abordado nos itens subseqüentes.

De acordo com Fetter *et al.* (2003), a porção noroeste da Província Borborema desenvolveu uma margem continental ativa antes da amalgamação Gondwana Ocidental e que o desenvolvimento de um arco continental pode ter ocorrido como resultado de subducção da parte sudeste da crosta oceânica neoproterozóica sob a Província Borborema precedida de assembléias de um supercontinente. Este processo de subducção, segundo os autores, resultou na formação de algumas seqüências de “*fore-arc*” e “*back-arc*” tais como: os grupos Martinópole, na região noroeste do Ceará e (Brito Neves, 1975) e Independência na região sudoeste do Ceará (Arthaud *et al.* 1998), e que o magmatismo de arco continental Neoproterozóico estaria representado pelo Batólito de Santa Quitéria, dentro do domínio Ceará Central.

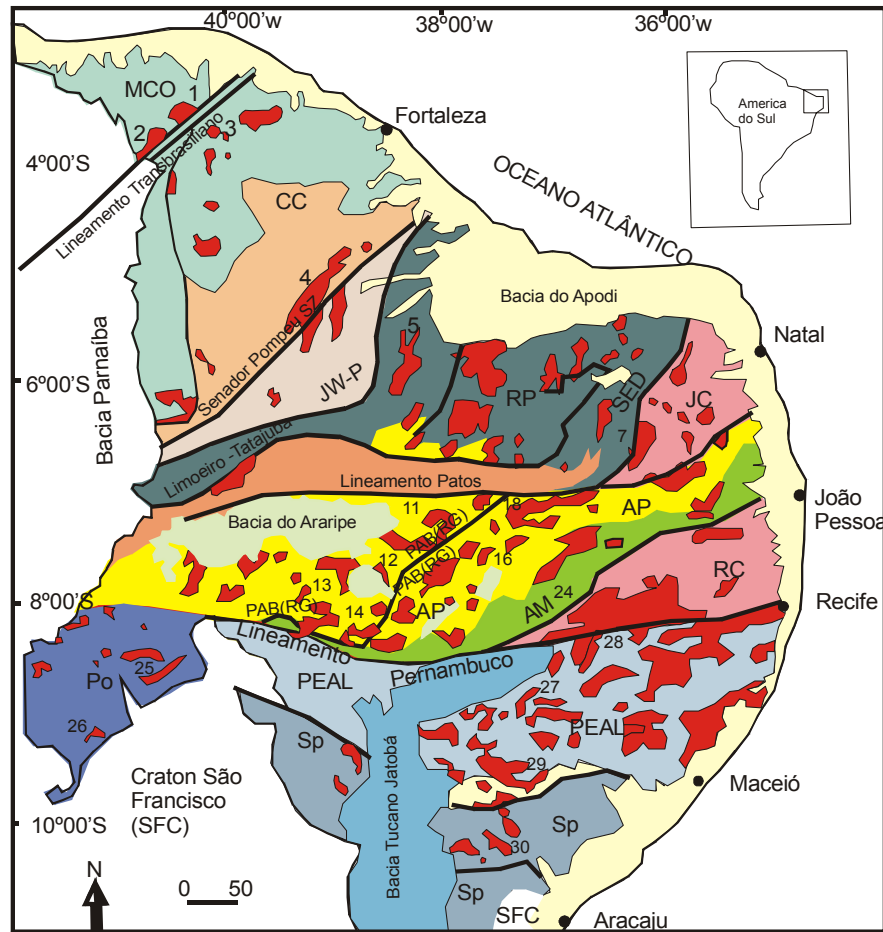


Figura 2 – Mapa esquemático dos principais granitos da Província Borborema, baseado em Brito Neves et al. (2000) modificado. 1 – Meruoca; 2 – Mocambo; 3 – Serra da Barriga; 4 – Quixeramobim; 5 – Pereiro; 6 – Umarizal; 7 – Acari e leucogranitos do Seridó; 8 – Barcelona; 9 – Monte das Gameleiras; 10 – Serra da Lagoinha; 11 – Itaporanga; 12 – Conceição; 13 – Serrita; 14 – Salgueiro e Terra Nova; 15 – Triunfo; 16 – Solidão e Tabira; 17 – Teixeira; 18 – Catingueira; 19 – Esperança; 20 – Campina Grande; 21 – Prata; 22 – Serra Branca; 23 – Fazenda Nova; 24 – Moderna; 28 – Tará; 29 – Xingo; 30 – Coronel João Sá; COM – Médio Coreaú; CC – Ceará Central; JW-P – Jaguaribe - Potiguar Ocidental; RP – Rio Piranhas; SED – Seridó; JC – São José do Campestre; PAB – Piancó – Alto Brígida (SG – Santana dos Garrotes; RG – Riacho Gravatá); AP – Alto Pajeú; AM – Alto Moxotó; RC – Rio Capibaribe; Po – Riacho do Pontal; PEAL – Pernambuco – Alagoas; Sp – Sergipano; SFC – Craton do São Francisco.

2.2 - O Domínio Ceará Central

Compreende uma série de segmentos crustais de idade arqueana e proterozóicas, constituindo a mais extensa unidade geotectônica da região noroeste da Província Borborema, refletido em vários episódios de acreção crustal por atividades magmáticas e de eventos metamórficos deformacionais (Fig. 03). É produto, portanto, de uma longa e complexa história geológica iniciada no Arqueano, entretanto, sua configuração geotectônica atual foi adquirida no Ciclo Pan-Africano/Brasiliano.

Cinco unidades lito-tectônicas distintas podem ser individualizadas no Domínio Ceará Central.

2.2.1- Núcleo Arqueano

As rochas de idade arqueana do Domínio Ceará Central ocorrem nas regiões de Pedra Branca e Mombaça, são subdivididas em gnaisses cinzas (derivados de protólitos plutônicos de natureza essencialmente tonalítica a granodiorítica) e em rochas supracrustais (Pessoa *et al.*, 1986, in: Caby & Arthaud, 1986).

Este núcleo é constituído por uma seqüência de rochas básicas e ultrabásicas, intercalados com paragneisses de derivação sedimentar turbidítica. Litologicamente são gnaisses arcoseanos variavelmente migmatizados contendo intercalações de rochas ortoderivadas, atualmente representadas por clorita-tremolita±serpentina xistos de composição básica e ultrabásica, serpentinitos e anfibolitos. Entre as regiões de Pedra Branca e

Cruzeta estendendo-se até próximo de Independência ocorrem subordinadamente lentes de quartzitos e localmente migmatitos. Discordante a todo esse pacote ocorre um enxame de diques ácidos a intermediários.

A primeira datação disponível do Complexo Pedra Branca (Pessoa *et al.*, 1986), corresponde a uma isócrona Rb-Sr em ortognaisses graníticos de 2540 ± 60 Ma. Posteriormente, Fetter (1999) confirma a existência de um pequeno bloco neoarqueano com datações U-Pb em zircão, nos gnaisses cinzas, de 2,7 Ga e idades modelo Nd T_{DM} entre 2,9 e 3,0 Ga e valores de $\epsilon_{(Nd)}$ negativo. As rochas supracrustais apresentam idades modelo Nd T_{DM} entre 2,7 e 2,9 Ga, com valores de $\epsilon_{(Nd)}$ positivo.

2.2.2 - O Embasamento Gnáissico Paleoproterozóico

As rochas que constituem esta seqüência basal margeiam a porção norte do núcleo arqueano e afloram desde a região de Madalena até Choró, sendo representadas por gnaisses de composição quartzo-diorítica a tonalítica e por terrenos do tipo TTG (tonalitos-tronjhemitos-granodioritos). São constituídos por rochas metaplutônicas intercaladas em faixas supracrustais (Suíte Metamórfica Algodões-Choró, Martins, 2000). Nesta associação encontram-se também níveis de gonditos intercalados com as rochas supracrustais.

Os terrenos TTG foram datados pelo método U-Pb (Fetter, 1999 e Martins, 2000) apresentando resultados em torno de 2,1 Ga em ortognaisses tonalíticos. Para os anfibolitos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró, Martins

(2000) encontrou uma idade em rocha total, pelo método Sm-Nd, de 2,23 Ga, e valores de $\epsilon_{(Nd)}$ positivos, atribuindo o desenvolvimento desse terreno a um ambiente de arco oceânico durante o Paleoproterozóico. Esta é a única evidência de crosta juvenil Paleoproterozóico bem reconhecida no Domínio Ceará Central da Província Borborema. Fetter (1999) acredita que esse embasamento resultou da acresção de vários arcos insulares paleoproterozóicos, em torno de pequeno núcleo arqueano. Resultados semelhantes foram obtidos por Castro (2004), nos ortognaisses de composição quartzo-diorítica a tonalítica, na região de Madalena, onde idades U-Pb em zircão (convencionais e SHRIMP) de 2,1 Ga e idades modelo Nd T_{DM} entre 2,3 e 2,1 Ga, mostram que esse embasamento é praticamente oriundo de material juvenil.

Este domínio é caracterizado por uma extensiva tectônica horizontal, com o emplacement de “*nappes*” sendo uma constante regional. Esta tectônica envolve ainda, o retrabalhamento do embasamento arqueano e metassedimentos do proterozóico (Caby & Arthaud 1986: in Caby *et al.* 1990). As relações geométricas e estruturais segundo os autores supracitados permitem de certa maneira distinguir reativações do embasamento arqueano anatético recobrimdo unidades do Proterozóico ao Norte e “*nappes*” de rochas proterozóicas de grau elevado com uma aparência de metamorfismo inverso recobrimdo suavemente rochas arqueanas reativadas ao Sul.

Com base na investigação petro-estrutural conjugada com idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas em grãos de minerais (muscovita), Moiné *et al.* (1997) constataram que o espessamento crustal ocorrido neste domínio (metamorfismo de média pressão, ca. ~7-10 Kbar) é mais antigo do que 575 Ma. Segundo estes autores, a evolução termal tardia destas rochas ocorreu entre 534 e 524 Ma. sin-cinemática ao posicionamento dos corpos graníticos e às reativações da zona de cisalhamento Senador Pompeu.

2.2.3 - Seqüência Supracrustal Neoproterozóica

O Domínio Ceará Central é caracterizado pela abundancia de “ocorrências” isoladas de seqüências supracrustais, separadas por núcleos anatéticos, como por exemplo: o Complexo Tamboril-Santa Quitéria, na região de Santa Quitéria (Figura 4). Essas unidades foram incluídas no chamado Grupo Ceará por Kegel (1956) ou Complexo Ceará (Cavalcante *et al.* 2003), individualizadas como unidades, tais como; Independência, Canindé, Quixeramobim e Forquilha (Fig. 04).

Estas seqüências são constituídas de rochas essencialmente pelíticas ou semi-pelíticas, representadas por cianita-muscovita-biotita gnaiss granadífero, gnaisses quartzo-feldspáticos, muscovita-biotita gnaiss e biotita gnaiss, podendo ou não ocorrer granada, com contribuições menores de quartzitos e rochas carbonáticas (mármore e calcissilicáticas). Este intenso metamorfismo, acompanhado de zonas de cisalhamentos de baixo ângulo, levaram Caby & Arthaud (1986) a interpretarem estas seqüências como

extensas “*nappes*” tectônicas neoproterozóicas.

Fetter (1999), obteve idade U-Pb de 772 Ma, em metariolitos da Unidade Independência, atribuindo esta como sendo a idade de sedimentação das seqüências supracrustais. Castro (2004) inclui estas rochas na “Seqüência Supracrustal Rio Curu-Itataia-Independência”, composta por gnaisses migmatíticos aluminosos formados a partir de rochas pelito-psamíticas, psamitos, carbonáticas e vulcânicas, com idades modelo Nd $T_{(DM)}$ em torno de 2,4 Ga, sugerindo que fontes mais antigas devem ter contribuído para deposição destas rochas.

Idades modelo Nd $T_{(DM)}$ antigas, como as reportadas por Castro (2004), também foram obtidas por Santos *et al.* (2003), em torno de 2,25 Ga, indicando que a contribuição do embasamento paleoproterozóico, como área fonte para a geração das rochas metassedimentares, é dominante nesta seqüência (Itataia).

2.2.4 - O Complexo Granítico-Migmatítico Neoproterozóico

No âmbito da Folha Santa Quitéria, porção noroeste do Domínio Ceará Central esta unidade lito-estratigráfica é caracterizada por uma ampla região migmatítica associada à presença de grande volume de granitos anatóxicos e restitos constituídos essencialmente por rochas calcissilicáticas e anfibolíticas. Nos anos 70 (Braga *et al.* 1977), foi atribuído para esta unidade o termo Complexo Tamboril - Santa Quitéria.

A estruturação regional se deve a instalação de um sistema de

“nappes” que afetaram as rochas supracrustais e o embasamento com sentido de transporte predominantemente para SSE (Arthaud *et al.*, 1998). As idades mais antigas para o metamorfismo estão no intervalo de 640 a 620 Ma, e o pico principal em torno de 600 Ma (U-Pb em monazita, Castro, 2004). Idades de resfriamento, obtidas em micas pelo método Ar/Ar e relacionadas às zonas de cavalgamento ocorrem em torno de 560 Ma (Castro, 2004). Contudo, idades mais jovens, em torno de 530 Ma, já foram determinadas por Moiné *et al.* (1997).

Fetter *et al.* (2003) considerou o Complexo Tamboril - Santa Quitéria Como um complexo granítico-migmatítico neoproterozóico, com fases de magmatismo sucessivas, gerado em ambiente de arco magmático. Essa conclusão teve como base, inicialmente, a assinatura isotópica das rochas migmatíticas, além de granitóides deformados dessa unidade. Fetter (1999) e Fetter *et al.* (2003) obtiveram idades U-Pb em zircão entre 637 e 623 Ma, representando o último estágio da evolução deste arco, além de idades modelo $T_{(DM)}$ variando de 0,86 a 1,92 Ga, mostrando a existência de fonte mista para os granitóides, ocorrendo tanto participação de fonte juvenil neoproterozóica como do embasamento paleoproterozóico adjacente. Recentemente Santos *et al.* (2004) apresentaram novas evidências da presença de crosta juvenil neo-proterozóica na região.

Idades de cristalização dos granitóides entre 620 e 611 Ma foram reportadas por Castro (2004), que considera o Complexo Tamboril - Santa

Quitéria como a raiz de um arco neoproterozóico.

Os modelos de evolução tectônica para esta região são divergentes. Enquanto Fetter *et al.* (2003) sugerem a subducção de crosta oceânica no sentido SE, com base na geração e posição atual do arco magmático da região de Santa Quitéria, Castro (2004) propõe um sentido NNW para o processo de subducção, envolvendo a presença de retro-eclogitos na seqüência supracrustal posicionada a leste do Complexo Tamboril - Santa Quitéria.

2.2.5 - Granitóides Neoproterozóicos-Ordovicianos

Brito Neves *et al.* (2003) sugerem três estágios para formação de rochas graníticas na Província Borborema (Figura 3). Dois estágios com intervalos entre 650 a 625 Ma e 580 a 570 Ma estão sendo assinalados como importantes marcadores de formação de granitos acrescionários e um terceiro intervalo, entre 545 e 520 Ma, corresponde a granitos vinculados a processos intrusivos ou intraplaca. Dois desses registros são apresentados por Fetter (1999), no Domínio Ceará Central, que obteve idade de 580 Ma em zircão do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim e outra idade em torno de 530 Ma para o Granito Mucambo.

Outros autores sugerem o que seria um quarto intervalo para formação das rochas graníticas no Domínio Ceará Central. Em zircão do fácies porfirítico do Complexo Anelar Quintas, Castro (2004) obteve idades entre 477 e 467 Ma (U-Pb em zircão) e idades modelo $T_{(DM)}$ situadas em

torno de 2,0 Ga, com valores de ϵ_{Nd} negativos, concluindo que os protólitos destas rochas teriam maior contribuição de rochas do embasamento gnáissico paleoproterozóico.

Valores próximos aos de Castro (2004), foram obtidos por Tavares Jr. (1999) em amostras do Granito Serra da Barriga, pelo método Rb-Sr em rocha total, em torno de 480 Ma. Tavares Jr. (1982) também datou os granitos da Serra do Pajé e do Serrote Morrinhos, obtendo idades isocrônicas Rb-Sr de 524 Ma e 443 Ma, respectivamente.

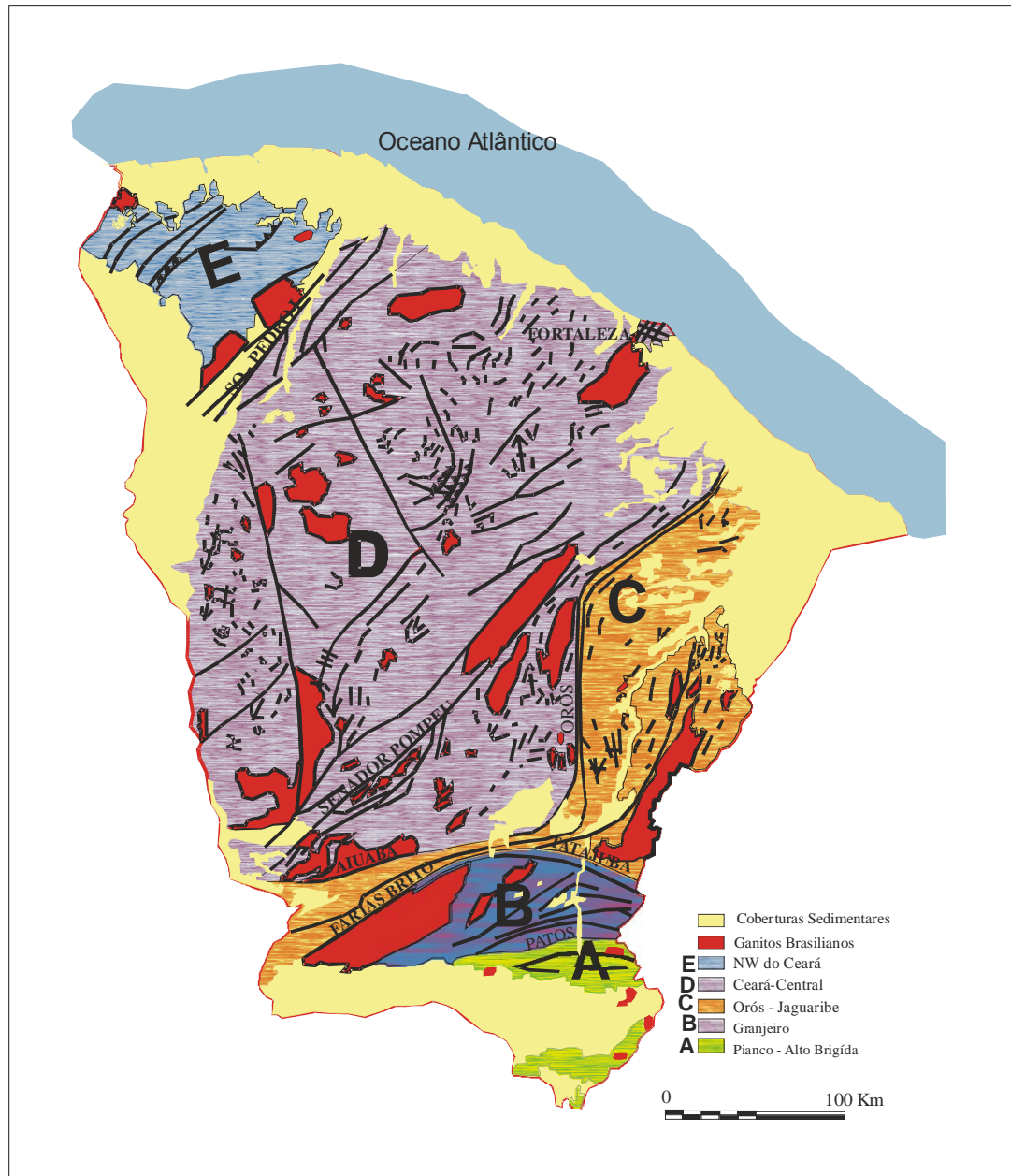


Figura 3 – Principais Domínios dos Terrenos Pré-Cambrianos do Ceará (Compilado Arthaud et al 1998).

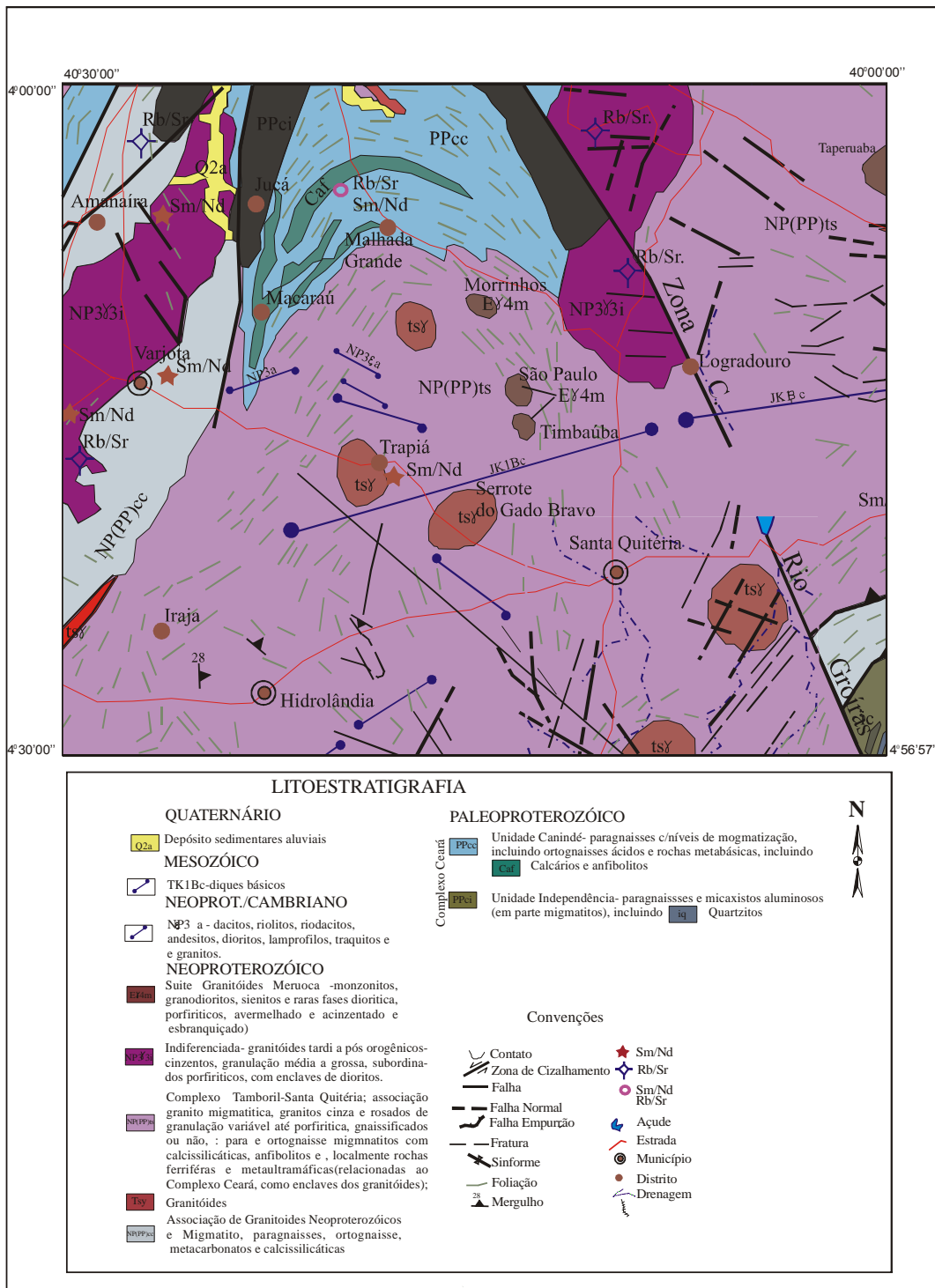


Figura 4 – Mapa geológico da região de Santa Quitéria, compilado Cavalcante *et al* (2003).

3 – Geologia Local

3.1 - Introdução

A região de Santa Quitéria exibe uma grande variedade de rochas granitóides desde “cedo” a sin-orogênicas, tardi a pós-orogênicas ou anorogênicas. Elas formam corpos de dimensões desde batolíticas a corpos de pequeno tamanho, sendo as mais comuns sienogranitos e monzogranitos. Eles se mostram intrudidos e/ou gradam para rochas metamórficas da Seqüência de Gnaisses e Migmatitos do Complexo Tamboril Santa Quitéria. Inseridos neste contexto, rochas anfibólicas e calcissilicáticas na forma de lentes e incluídas nos granitos acima citados. Já, os Biotita-gnaisses com ou sem granada e gnaisses migmatíticos representam a Unidade Canindé e por último muscovita-biotita xistos, gnaisses e quartzitos com sillimanita da Unidade Independência.

3.2 – Granitos tardi a Pós-Tectônicos

São corpos de dimensões variáveis, muitas vezes subarredondados e alongados, distribuídos por toda folha; o Granito Pajé e o granito Juré, localizados respectivamente na porção NE e o outro a NW da folha possuem dimensões batolíticas. O Serrote Trapiá, Serra do Gado Bravo, Serra do Macaco, Serra das Correntes e nas cercanias da Fazenda Boa Vista e São Pedro, Fazenda Timbaúba, Fazenda Luvas e Fazenda Barreiras e Lagoa do Pedrês são corpos graníticos de dimensões de “stocks” estão distribuídos heterogeneamente por toda folha. Esses granitóides exibem contatos bruscos, são isótipos e

geralmente de coloração cinza-claro a esbranquiçados e alguns em tons rosados, de granulação média a fina, por vezes porfiróides, constituídos por feldspatos e quartzo e biotita. Enquadram-se ainda dentro deste contexto os albíta-granitos São Paulo e Morrinhos (Fazenda Memória).

3.3 – Granitos “Cedo-Tectônicos”

Um ciclo orogênico pode ser dividido de maneira simples em quatro grandes estágios tectônicos. O primeiro estágio, referido como estágio trafo genético, estende-se da abertura de uma bacia oceânica até a fase de subducção com a conseqüente formação de uma cadeia de montanhas que abriga o arco magmático (estágio Andino). Ao fechamento da bacia oceânica segue-se o estágio caracterizado pela colisão continente-continente, denominado estágio sincolisional, no qual é característico o “emplacement” de “nappes”, (tectônica horizontal - implicando em foliação de baixo ângulo) e espessamento crustal. O terceiro estágio orogênico refere-se ao estágio tardi-colisional caracterizado por um arrefecimento térmico regional e pelo desenvolvimento de grandes zonas de escape tectônico lateral que acomodam os efeitos compressivos ainda ativos, na forma de mega cisalhamentos.

Sob esta denominação foram agrupados todos os corpos graníticos que apresentam feições estruturais e/ou metamórficas evidenciando a atuação mecânica e/ou térmica resultantes de movimentos tectônicos subseqüentes posteriores à colocação destes corpos em seus respectivos

níveis crustais. A ausência de dados isotópicos não nos permite utilizar este termo como sinônimo de “cedo-orogênico”.

3.3.1 – Granitos Finos

Formam corpos alongados, situados a NW e S-SW da cidade de Santa Quitéria, contemporâneos com os granitos porfiróides. É granitóide de cor predominantemente róseos, róseo-amarelados e cinza a cinza-esbranquiçada, granulação média, foliados a levemente foliados, com rochas calcissilicáticas associadas e muitas vezes cortados por biotita gnaisses finos migmatizados. Entre a cidade de Santa Quitéria e o distrito de Trapiá esses granitóides são de coloração cinza-claro a esbranquiçados com foliação incipiente. Estruturalmente o corpo ao sul da cidade de Santa Quitéria é um biotita-granito de cor róseo fino com uma das bordas intensamente foliada cuja foliação mergulha 20° para 250 Az e 50° para 285 Az.

3.3.2 – Granitos Porfiróides

Estes ocupam uma grande área em torno da cidade de Santa Quitéria. São granitos “intrusivos” na Seqüência de Gnaisses Migmatíticos, dobrados, misturando-se muitas vezes estes através de contatos difusos. São em sua maioria granitóides de cor róseos, por vezes com tons amarelados, porfiríticos com megacristais de 2,0 a 3,0 cm, em alguns locais variando de 5 a 8 cm de comprimento. Inseridos em matriz de granulação grossa, quartzo-feldspática com biotita mais ou menos anfibólio (Figura 06 – Foto 5), muitas vezes ductilmente deformados com

os megacristais de feldspatos exibindo assimetria e ligeiramente rotacionados (Figura 06 – Foto 6). Normalmente são cortados discordantemente por granitos de granulação fina (Figura 07 – Fotos 1 e 2) e em alguns locais mostram-se migmatizados. Contem diques sinplutônicos, enclaves microgranulares e rochas calcissilicáticas restíticas (Fig. 07 – Fotos 3 e 4). O biotita-granito porfiróide que ocorre na porção NW da folha, fazenda Maniçoba, apresenta uma foliação milonítica mergulhando 35° para 135° Az e na fazenda Pires uma foliação milonítica com mergulho 30° para 25° Az. Próximo ao serrote Trapiá ocorre granito porfiróide com biotita e anfibólio fortemente foliado com mergulho 35° para 195° Az, mas um pouco ao sul de Trapiá na localidade de Mulungu apresenta uma foliação com mergulho 30° para 275° Az. Ao Sul da cidade de Santa Quitéria tem biotita-anfibólio gnaisse porfiróide milonitizado com direção das bandas de cisalhamento 10° Az e com foliação mergulhando 30° para 330° Az e um pouco mais a SW têm-se biotita granito porfiróide com foliação com mergulhando 20° para 270° Az e com Lx 30° para 330° Az.

3.4 – Unidade Migmatítica - Metatexitos e Diatexitos do Complexo Tamboril Santa Quitéria.

Os termos metatexitos e diatexitos (Asworth, 1985), são migmatitos que preservam as estruturas pré-migmatização, e que resultam geralmente em uma rocha com estrutura gnáissica e leucossomas. A porção félsica é constituída de quartzo, K-feldspato e plagioclásio em

quantidades aproximadamente iguais e as bandas “escuras” de material mesossomático, constituída de quartzo, plagioclásio, biotita e k-feldspato em quantidades acessórias. Diatexitos são migmatitos que se desenvolveram a partir de uma extensiva fusão parcial com a porção leucossomática em volume comparável ou maior que a porção não leucossomática. As estruturas pretéritas a migmatização são obliteradas. Na região, são em menor volume que os metatexitos e ocorrem localmente como acumulações nos metatexitos. Misturam-se ou formam pequenos núcleos graníticos de coloração cinza-claros a esbranquiçados e rosados de difícil separação.

Os metatexitos ocorrem distribuídos por toda a Folha Santa Quitéria compreendendo biotitas gnaisses muitas vezes dobrados e/ou milonitizados (Figura 06 – Foto 1); biotita anfibólio gnaisses; ortognaisses bandados foliados, normalmente com enclaves e diques sinplutônicos de composição diorítica, foliados (Figura 06 - Foto 2) e biotita gnaisses dobrados e com camadas de anfibolitos formando um pseudobandamento ou alternância de camadas (Figura 06 – Foto 3). Na porção Central da Folha, logo acima da cidade de Santa Quitéria aflora biotita-gnaisses com granada dobrados e cortados por rochas anfibolíticas. Estes biotita-gnaisses mostram-se dobrados com foliação subverticalizada (Figura 06 – Foto 4). Ao Norte do distrito de Malhada Grande tem-se biotita-gnaisse com sillimanita milonitizado e dobrado. Na porção SW da folha destacam-se: biotita-gnaisses - migmatizados com foliação de 22° para 290° Az,

dobrados com plano axial na direção de 70° para 20° Az e foliação (S_{n+1}) com mergulho 60° para 40°Az; anfibólio-gnaisses e biotita-gnaisses migmatizados dobrados com foliação 65° para 60 AZ e plano axial da dobra N50°E/SV (subvertical). Nas proximidades do açude Araras têm-se ortognaisses migmatizados com L_x mergulhando 25° para 30 Az e S_n mergulhando 35° para 85° Az, associadas com anfibolitos, biotita gnaisses e anfibólio ortognaisses.

Na porção NW da folha ocorrem biotita-gnaisses, granitos gnaissificados e migmatizados que normalmente mostram-se com foliação mergulhando ora 20° para 120° Az, ora 30° para 180° Az. No perfil NW da Folha descendo em direção a cidade de Santa Quitéria mostram-se com mergulho 50° para 220 Az. Na porção SE da folha tem-se biotita-metatexitos com foliação mergulhando 50° para 270 Az.

3.5 – Charnockitos

Rochas “charnockíticas” ocorrem ao lado do Serrote Trapiá, na ponte velha do riacho do Macaco aflorando seja na forma de lajedo ou em matacões alongados; as rochas que formam os lajedos são de coloração cinza-claro com porções máficas castanho-esverdeadas e quando em matacões a rocha se mostra com coloração castanho-escuro da cor de mel. Ambos são de granulação média, inequigranular a levemente foliado. Estas rochas foram classificadas como hiperstênio-monzogranitos ou charnockitos. Fetter (1999) datou Sm/Nd um granodiorito no mesmo local (BRCE95-36) o qual deu uma idade modelo Nd T_{DM} 1.21 Ga.

3.6 – Anfibolitos e Calcissilicáticas

Os anfibolitos – Mostram-se com coloração verde-escura com porções de cor esbranquiçadas, granulação fina e média, finamente bandadas. Estão distribuídas nas porções NW e SE da folha de Santa Quitéria, sendo que na porção NW essas rochas em alguns locais mostram-se finamente foliadas, e alternando-se com biotitas gnaisses. Em outros locais mostra-se com granulação mais grossa e com intenso processo de migmatização. Em alguns afloramentos o quartzo mostra-se estirado com Lx mergulhando 10° para 12° Az e com Sn subvertical com direção 15° Az. Compõem-se de anfibólio e de plagioclásio. Na estrada que liga a cidade de Santa Quitéria á cidade de Varjota, ocorrem anfibolitos associados à chert manganésífero do tipo gondito. Na porção SW da folha, associados á Seqüência de Gnaisses e Migmatitos, têm-se um afloramento com aproximadamente 200 metros de comprimento por uns 2 ou 3 metros de altura de anfibolito deformado, com veios intrafoliais dobrados com direção de eixo de dobra mergulhando 10° para 100° Az (Figura 07 - Foto 5).

As calcissilicáticas - Estão distribuídas nas porções SW, NW e a SE da folha sob a forma de lentes. Elas são aqui consideradas como restitos ocorrem “in situ” e em blocos soltos de coloração esbranquiçados e esverdeados com manchas avermelhadas de óxido de ferro ou em forma de bolsões ou enclaves incluídos na maioria dos corpos granitóides desde os porfiróides aos albita granitos (Figura 07 – Foto 6). Na porção

SW da folha, próximo ao açude Araras, encontram-se na forma de lentes de tamanhos variáveis, foliadas com mergulho subverticalizados para 170° Az.

3.7 – Unidade Canindé

Esta unidade ocorre na porção norte da folha Santa Quitéria representada por biotita gnaisses granatíferos, anfibólio - biotita gnaisses finos migmatizados com foliação $100^{\circ}/70^{\circ}$ e com L_b mergulhando $120^{\circ}/10^{\circ}$; biotita gnaisses finos migmatizados; biotita gnaisses bandados e biotita-gnaisse granatífero com foliação mergulhando $220^{\circ}/40^{\circ}$ e lineação mineral mergulhando $180^{\circ}/20^{\circ}$.

3.8 – Unidade Independência

Está distribuída na porção N – NW da folha e incluem os quartzitos róseos-avermelhados e foliados, muscovita quartzitos arcoseanos ricos em sillimanita, quartzitos arcoseanos com granada e sillimanita, quartzitos róseos esbranquiçados e levemente foliados, biotita gnaisses e anfibolitos miloníticos, xistos ricos em granada e sillimanita com mergulho $90^{\circ}/30^{\circ}$, granada-sillimanita-biotita xisto milonitizado com foliação mergulhando $345^{\circ}/40^{\circ}$ e quartzito xisto com granada e sillimanita milonitizado com foliação $60^{\circ}/20^{\circ}$.

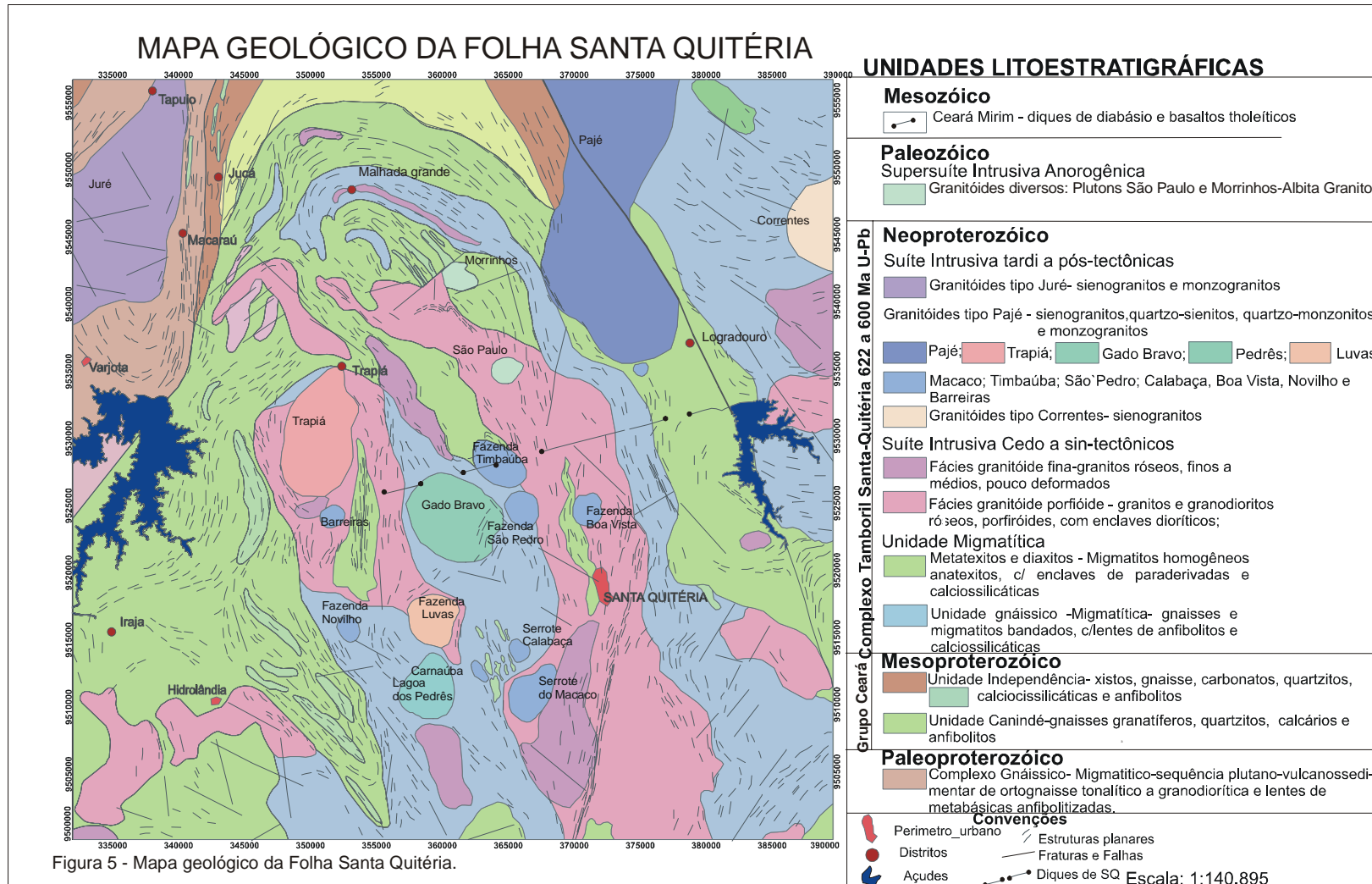




Figura 06 – Foto 1 – Metatextitos; Foto 2 – Metatextitos com camadas de para-anfibolitos; Foto 3 – Alternância de gnaisses com anfibolitos deformados; Foto 4 - Gnaisse granatífero com anfibolito dobrado e posteriormente cisalhado; Foto 5 – Granito porfiróide com pórfiros de feldspatos; Foto 6 – Granito porfiróide, com granitos finos intensamente dobrado.



Figura 07 – Fotos 1 e 2 – Granito fino cortando o granito porfiróide; 3 – Enclaves surmicaceous; 4 – Dique sinplutônico em granito porfiróide; 5 – Albita granitos contendo rochas calcissilicáticas restíticas; 6 – Anfibolitos com dobras intrafoliais.

4 - Aspectos Petrográficos

4.1 - Introdução

Os corpos graníticos da Suíte Granítica Santa Quitéria (SMSQ) variam em dimensões desde batolíticas a “*stocks*”, todos de caráter tardi e pós-tectônicos, representam os últimos estágios da granitogênese da SMSQ, guardam muitas características em comum, ao mesmo tempo, apresentam importantes variações composicionais, geoquímicas e geocronológicas que apontam para diferenças nas fontes dos magmas, história da cristalização e idade do plutonismo.

São aqui enfatizados os plutons graníticos Pajé, Juré, Trapiá, Gado Bravo, Correntes e São Paulo e outros tais como: os granitos Macaco, Luvas, Pedrês, Carnaúba, Timbaúba, São Pedro e Novilho. O granito Morrinhos como já foi anteriormente estudado por Lessa (2001) faz-se apenas uma referência.

4.2 - Granito Juré

É um corpo de dimensão batolítica, alongado, medindo aproximadamente 20 km de comprimento e aproximadamente 14 km de largura. Está localizado a norte da cidade de Varjota, abrangendo os distritos de Juré, Malhada do Meio e Caiçara. Geomorfologicamente encontra-se em uma região aplainada, formada por matações e principalmente por grandes lajedos.

Apresenta uma composição monzogranítica de acordo com a classificação petrográfica de Streckeisen (1976) (tabela 1). Predominantemente é de coloração cinza-clara, granulação média a grossa, porfiróide, isotrópico. Em seção delgada exhibe matriz com textura granular hipidiomórfica média, formada por cristais de k-feldspatos e plagioclásio, associados ao quartzo e aos máficos como as biotitas primárias (1) e secundárias (2) e hornblenda quando presente.

K-feldspatos (18 a 28% - microclínio) - ocorrem em cristais anédricos com geminação polissintética conforme as leis da Albita-Periclina, pertitizados com estruturas em filetes e em chamas e, às vezes, com geminação Carlsbad. Contem inclusões de plagioclásio alterado e biotita muitas vezes cloritizada (Figura 08 – Fotos 4 e 6). Nos exemplares porfiróides os cristais de k-feldspatos são maiores, subédricos e anédricos, pertíticos, com geminação da Albita-Periclina e de birrefringência cinza-escuro. Exibem inclusões de plagioclásio alterado e biotita e intercrece com quartzo formando textura gráfica.

Plagioclásios (24 a 32% - albita e oligoclásio) – encontra-se em cristais subédricos e anédricos, com geminação segundo as leis da Albita, Albita-Carlsbad e Carlsbad com zoneamento. Altera-se para argilominerais e um pouco para sericita. Quando em contato com o k-feldspato mostra bordas de albita em franja com intercrescimento mirmequitico (Fig. 08 – Foto 1). Nos porfiróides ocorrem como cristais euédricos e subédricos geralmente zonados (Fig. 08 – Fotos 1 e 2) e com

alteração para argilominerais, sericita e um pouco saussuritizados para epidoto e carbonato. Contém inclusões de biotita.

Quartzo (20 a 30%) - apresentam-se em cristais anédricos, alguns com leves fraturas e comumente envolvendo cristais de plagioclásio e k-feldspato.

Biotita 1 (27 a 16%) – ocorrem em médias lamelas, de pleocroísmo castanho-escuro, pardacentas, freqüentemente alteradas para clorita, epidoto e titanita. Contem inclusões de titanita e opaco e zircão em cristais prismáticos. Ao longo de algumas lamelas tem-se um pouco de carbonato associado.

Hornblenda (2 a 6%) – está presente em alguns exemplares como cristais fibrosos e prismáticos, de pleocroísmo verde-claro, associada á biotita e ao plagioclásio, onde reage e contribui para formação de biotita 2, allanita e titanita (Fig. 09 – Foto 5).

Biotita 2 – ocorre nos granitos com hornblenda. É de origem secundária formada a partir da hornblenda (Fig. 09 – Foto 3).

Titanita, zircão, epídoto, allanita (5 a 7%) - São os acessórios presentes. Estão quase sempre associados e inclusos na biotita e hornblenda.

Clorita (12%) – de origem secundária formada a partir da biotita (Fig. 09 – Foto 4).

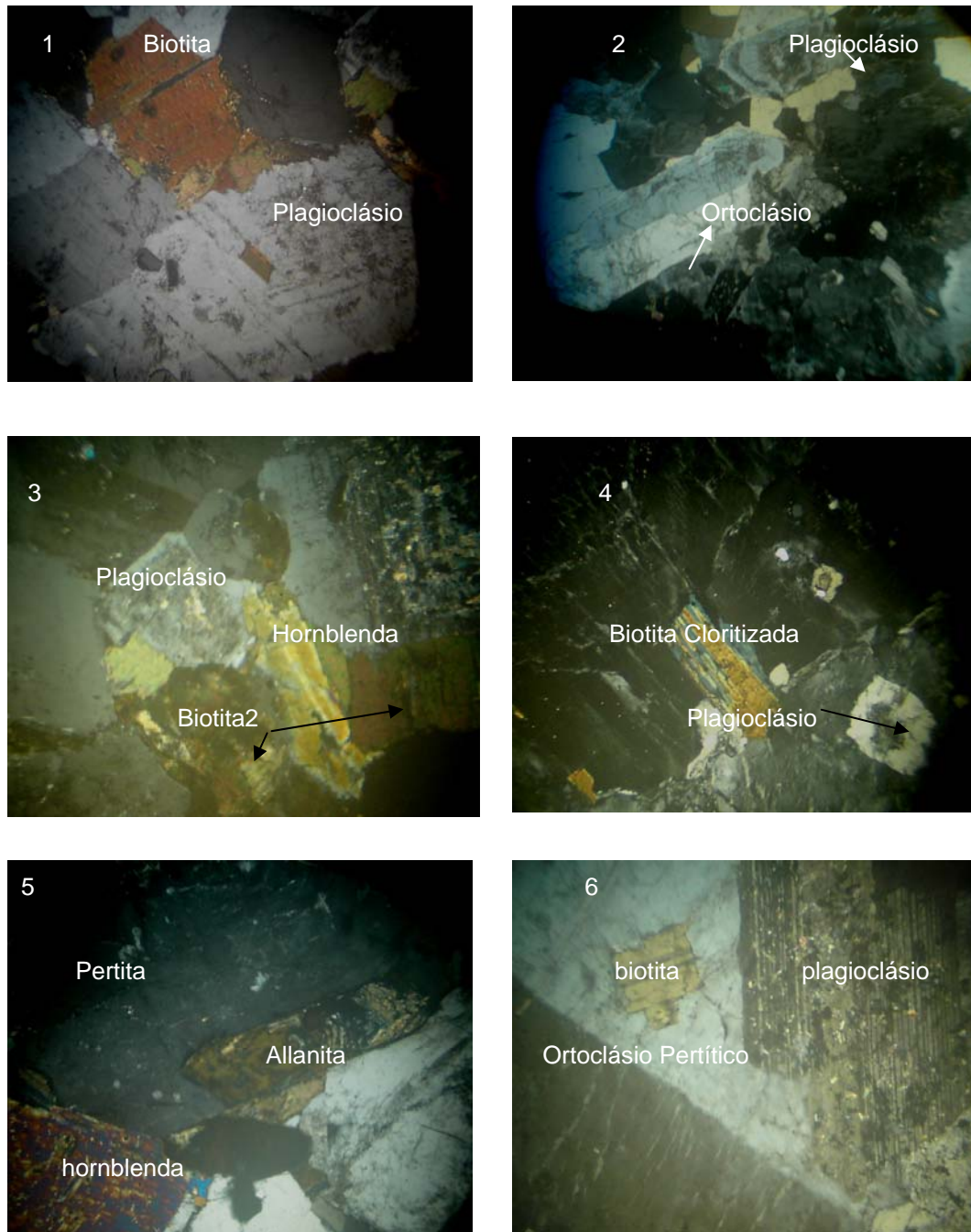


Figura 08 - Fotomicrografias de seção delgada das amostras dos monzogranitos de Jure com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1- Ortoclásio com geminação Carlsbad e plagioclásio zonado e com inclusão de biotita. Foto 2 – Plagioclásio euédrico zonado e com geminação Carlsbad. Foto 3 - Plagioclásio associados á hornblenda e a biotita 2. Foto 4 – Biotita cloritizada e pertita com inclusão de plagioclásio. Foto 5 - Allanita zonada e hornblenda associadas à pertita e ao plagioclásio. Foto 6 – Ortoclásio pertítico com geminação Carlsbad e inclusões de biotita.

4.3 - Granito Pajé

Este corpo de dimensões batolíticas abrangendo uma área de 25 km de comprimento por aproximadamente 7,6 km de largura, perfazendo uma área de cerca de 190 Km². Está exposto na porção Norte da folha Santa Quitéria, na forma de matacões e lajedos aplainados abrangendo, na porção setentrional constitui a serra do Pajé e na porção sul pequenos serrotes como o serrote dos Picos, serrote Redondo, serrote da Serragem, serrote Lagoa do Mato, serrote do Meio e do Agreste. Mostra-se intrusivo na Seqüência de Gnaisses e Migmatitos do Complexo Tamboril - Santa Quitéria cujos contatos, de acordo com Tavares Jr. (1992), são irregulares, devido a uma série de apófises desse granito nos gnaisses. São observados enclaves microgranulares, enclaves de calcissilicáticas, diques sinplutônicos de composição diorítica de tamanhos variáveis, diques de albita granitos e de subvulcânica de composição tonalítica. Petrograficamente predominam os sienogranitos e monzogranitos de coloração cinza-claro a esbranquiçados com alguns de coloração em tons rosados, granulação média e grossa, e isotrópico.

Apresentam textura que variam de granular xenomórfica a pórfiritica com pórfiros de k-feldspatos medindo 3,0 cm de eixo maior e matriz constituída por cristais de k-feldspato e plagioclásio, quartzo e biotita e secundariamente muscovita. Hornblenda está presente em alguns diques de coloração cinza-escuro que cortam esses granitos.

K-feldspato (37 a 45% - microclínio) – ocorre em cristais subédricos e

anédricos com geminação da Albita-Periclina e com geminação carlsbad e pertitizados em filetes. Contem pequenas inclusões de quartzo, plagioclásio alterado e biotita (Fig. 09 – Fotos 3, 4 e 5). Altera-se um pouco para sericita.

Plagioclásio (13 a 24% - oligoclásio) - em cristais euédricos e anédricos, com geminação segundo a Lei da Albita-Carlsbad e raramente desprovidos destas. Ocorre também em uma das amostras como cristais euédricos, zonados e com alteração para argilominerais e sericita (Fig. 09 – Fotos 1 e 2).

Quartzo (22 a 32%) - ocorre em cristais anédricos, intersticiais aos feldspatos, com leve extinção ondulante e às vezes com pequenas inclusões de biotita.

Biotita (6 a 15%) - encontra-se em lamelas de tamanho médio, localmente aglomeradas, pleocroísmo castanho escuro a castanho claro, e às vezes pardo-escuro, com diminutas inclusões de opaco e apatita e zircão, este último formando halos pleocroícos. Altera-se para clorita e contribui para formação de allanita e titanita. Ocorre às vezes inclusa na microclina e plagioclásio.

Muscovita (4%) – ocorre em finas lamelas secundárias, associadas às vezes à biotita.

Opaco, apatita, titanita, allanita e zircão (2 a 9%) - são os acessórios presentes nos sienogranitos e monzogranitos. Opaco – em cristais anédricos inclusos na biotita. Titanita – é comum em pequenos

cristais anédricos, associados á biotita. Allanita – ocorre em pequenos cristais euédricos e zonados associados á biotita e ao plagioclásio (Fig. 09 – Foto 6). Apatita - ocorre em pequenos cristais anédricos inclusos na biotita. Nos diques máficos ocorre geralmente inclusa na hornblenda. Ocorre também inclusa no quartzo e plagioclásio sob a forma de finas agulhas. Zircão – encontra-se em cristais prismáticos euédricos e subédricos, inclusos geralmente na biotita. Nos diques máficos ocorre comumente incluso na hornblenda e biotita.

4.4 - Granito Trapiá

Este é um corpo alongado e intrusivo no granito porfiróide, localizado a NW da cidade de Santa Quitéria. Constitui o serrote Trapiá e parte do serrote do Macaco, medindo em torno de 9,5 km de comprimento por 5,0 Km de largura, perfazendo uma área aproximadamente de 45,7 Km². É um corpo granítico de coloração cinza-esbranquiçado, granulação variando de média a fina, e isotrópico. Petrograficamente apresenta composição sienogranito e monzogranito segundo Streckeisen (1976) (tabela 1). A textura é granular hipidiomórfica a xenomórfica, constituída essencialmente por k-feldspatos e plagioclásios associados quartzo e a biotita.

K-feldspatos (26 a 35% - microclínio) - predominam sobre os cristais de plagioclásios; são cristais subédricos e anédricos com geminação Albita-Periclina e pertitas em filetes com geminação Carlsbad.

Exibem bordas manteadas por albita e geralmente contém inclusões de quartzo globular (Fig. 10 – Foto 1), plagioclásio alterado para argilominerais e sericita (Fig. 10 – Foto 5), opaco e biotita (Fig. 10 – Foto 4).

Plagioclásios (23 a 40 % - oligoclásio) – são cristais subédricos e anédricos, por vezes geminados segundo a lei da Albita-Carlsbad e Carlsbad. Exibem alterações para argilominerais (Fig. 10 – Foto 6) e muscovita (Fig. 10 – Foto 5) principalmente quando inclusos na microclina. Também se altera um pouco para carbonato. Intercrescem com quartzo nas bordas dos cristais de k-feldspatos, formando intercrescimento vermicular tipo mirmequita (Figura 10 – Foto 2).

Quartzo (18 a 22%) - encontra-se em pequenos e médios cristais anédricos, amebóides e com leve extinção ondulante. Ocorre também de forma globular incluso nos cristais de microclina (Fig. 10 – Foto 1).

Biotita (5 a 15%) - em pequenas lamelas com pleocroísmo castanho-escuro, pardacentas, oxidadas, com inclusões de opaco e de zircão e com leve alteração para clorita. Associa-se ao k-feldspato e plagioclásio.

Opaco (ilmenita), titanita, apatita e zircão (5 a 12%) - são os acessórios encontrados, geralmente associados e inclusos na biotita. Zircão - em diminutos cristais subarredondados e muitas vezes metamíticos inclusos na biotita (Fig. 10 – Foto 3). Titanita, apatita e opaco – ocorrem em pequenos cristais comumente associados á biotita.

Muscovita – encontra-se em pequenas lamelas de origem secundária formadas a partir dos feldspatos e da biotita.

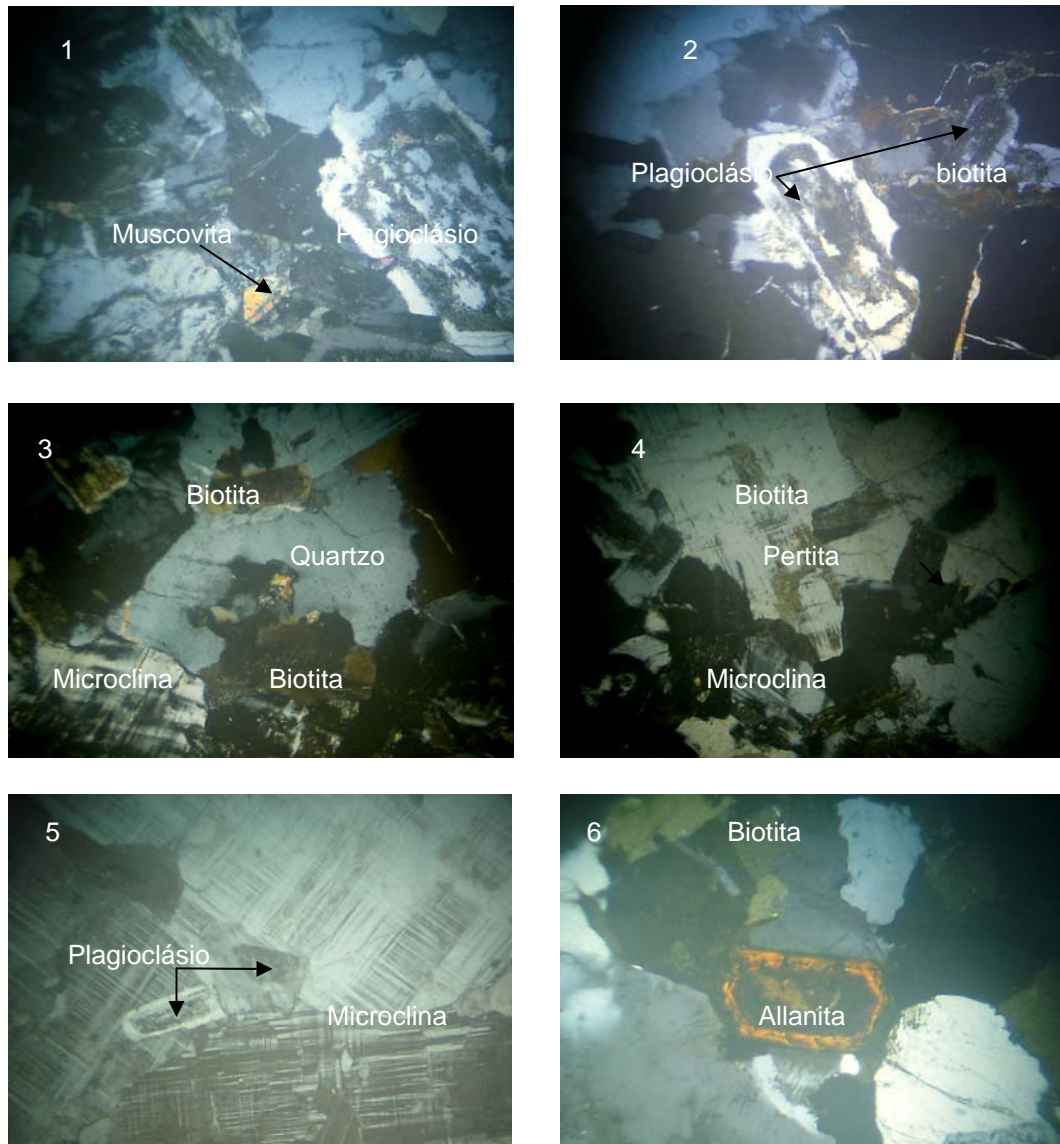


Figura 09 - Fotomicrografias de seções delgadas dos sienogranitos e monzogranitos com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Fotos 1- Plagioclásio alterado para argilominerais e sericita. Foto 2 - Plagioclásio zonado, euédrico. Foto 3 - Microclina, plagioclásio, quartzo e biotita. Foto 4 – Pertita com inclusões de biotita. Foto 5 – Microclina com inclusões de plagioclásio. Foto 6 – Allanita euédrica zonada associada á biotita e ao plagioclásio.

4.5 - Granito Gado Bravo

É um corpo subcircular que mede aproximadamente 4,35 km de comprimento por 3,30 km de largura, localizado a NW da cidade de Santa Quitéria abrangendo o serrote do Gado Bravo. Mostra-se intrusivo nos migmatitos, cujas relações de contato são discordantes. Exibem enclaves microgranulares e diques de dimensões variáveis de rochas anfibolíticas. É um granito cinza-esbranquiçado com pontuações escuras de minerais máficos, de granulação média, homogêneo e isotrópico. Classificado petrograficamente como de biotita monzogranito e sienogranito com textura granular variando de hipidiomórfica a xenomórfica, formada por k-feldspatos e plagioclásios, quartzo e biotita.

K-feldspatos (41 a 45 % - microclínio) – predomina sobre o plagioclásio; são cristais subédricos e anédricos com geminação da Albita-Periclina (Fig. 11 – Foto 1), mas podem apresentar pertitas em filetes e com geminação Carlsbad. Exibem às vezes inclusões de quartzo e plagioclásio alterado para argilominerais. Alguns mostram bordas manteadas por albita com reentrâncias de mirmequitas.

Plagioclásios (22 a 27% - oligoclásio) - são subédricos e anédricos, por vezes geminados segundo a lei da Albita-Carlsbad e comumente com leves alterações para argilominerais e sericita (Fig. 11 – Foto 1) e um pouco para carbonato. Contém pequenas inclusões de quartzo globular e intercrecem com este nas bordas dos cristais de k-feldspatos formando mirmequita (Fig. 11 – Foto 2 e 3).

Quartzo (14 a 21%) - encontra-se em cristais anédricos, intersticiais aos feldspatos e com extinção ondulante e de forma globular inclusos nos feldspatos.

Biotita (6 a 16%) - ocorre comumente em pequenas lamelas de pleocroísmo castanho-escuro, pardacentas oxidadas, com inclusões de opaco e de zircão. Altera-se às vezes para clorita.

Opaco e Zircão (3 a 7%) – são os acessórios presentes. Estão geralmente associados e inclusos na biotita. Opaco - associa-se á biotita em pequenos cristais anédricos associados á biotita.

4.6 - Granito Luvas

Trata-se de um corpo granítico subcircular medindo 3,4 km por 3,5 km de diâmetro, localizado na fazenda Luvas a W da cidade de Santa Quitéria. Intrusivo em granito porfiróide e em migmatito. É de coloração cinza-esbranquiçado, granulação fina, e isotrópico. Com duas fácies, as quais foram classificadas petrograficamente como monzogranito e quartzo-monzonito. Apresenta textura granular xenomórfica, constituída por k-feldspato e plagioclásio, quartzo e biotita.

K-feldspato (31 a 34% - microclínio) – são cristais anédricos comumente com geminação Albita-Periclina (Fig. 12 – Fotos 1 e 4), pertíticos com birrefringência cinza-escuro. Contém pequenas inclusões de plagioclásio, opaco e biotita (Fig. 12 – Fotos 2 e 5).

Plagioclásios (23 a 28% - oligoclásio) - são cristais anédricos, raramente geminados segundo a Lei da Albita e Albita-Carlsbad e alterados para sericita e argilominerais (Fig. 12 – Foto 2). Exibem às vezes inclusões de zircão, biotita e quartzo. É freqüente intercrescimento de quartzo com plagioclásio nas bordas dos cristais de k-feldspato formando mirmequitas.

Quartzo (11 a 26%) – ocorrem em cristais anédricos e intersticiais aos feldspatos. Exibem leve extinção ondulante e às vezes fraturas irregulares.

Biotita (4 a 17%) - mostra-se em pequenas e médias lamelas de pleocroísmo castanho-claro a pardacentas, associadas ao opaco e com alterações para muscovita e clorita (Fig. 12 – Foto 3). Ocorre também em pequenas lamelas inclusas nos cristais de plagioclásio.

Opaco (ilmenita) e epidoto (7 a 13%) – são os acessórios presentes, associados e inclusos na biotita e microclina (Fig. 12 – Foto 1). Epidoto – em pequenos cristais anédricos com bordas de opaco. Muscovita e clorita – são secundários, formados a partir da biotita.

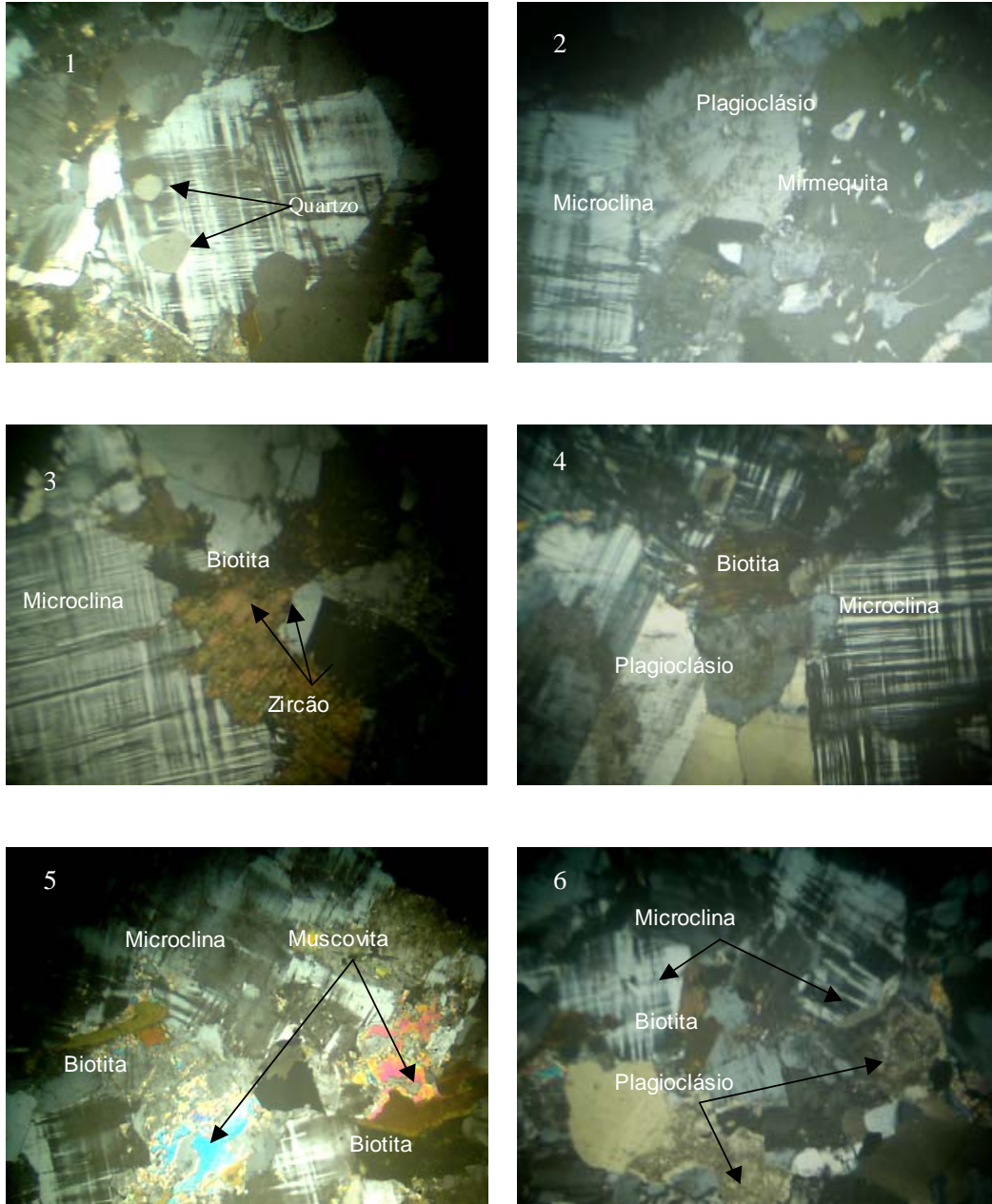


Figura 10 - Fotomicrografias de seções delgadas referentes às amostras de monzogranitos e sienogranito com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1- Microclina com inclusões de quartzo. Foto 2 – Intercrescimento de quartzo formando mirmequita. Foto 3 – Biotita associada à microclina e com inclusões diminutas de zircão. Foto 4 – Microclina com inclusões de biotita. Foto 5 – Microclina com inclusões de biotita e alterada para sericita. Foto 6 - Plagioclásio alterado para argilominerais.

4.7 – Granito Pedrês

Trata-se de um pequeno corpo subcircular com 4,5 por 3,5 km de diâmetro, localizado a SW da cidade de Santa Quitéria, a sul do granito Luvas, intrusivo em gnaisses e migmatitos. Petrograficamente é classificado como sienogranito. Apresenta uma textura granular média e xenomórfica, formado por k-feldspato e plagioclásio, associados ao quartzo e biotita.

K-feldspato (45% - microclina) – predomina sobre o plagioclásio; ocorre em cristais anédricos, com geminação segundo a Lei da Albita-Periclina (Fig. 13 – Fotos 1 e 2) e comumente pertitizados. Contêm às vezes inclusões de quartzo (Fig. 13 – Foto 2) e leves alterações para sericita.

Plagioclásios (20% - oligoclásio) – são cristais subédricos e anédricos, comumente desprovidos de geminações, entretanto, quando presentes são dos tipos Albita e Albita-Carlsbad. Altera-se para argilominerais (Fig. 13 - Foto 1) e sericita. Alguns dos cristais exibem bordas límpidas, indicando talvez um processo de albitização. Alguns dos cristais subédricos contêm inclusões de quartzo subarredondados (Fig. 13 – Foto 3). Intercrece localmente com quartzo formando mirmequitas (Fig. 13 – Foto 4).

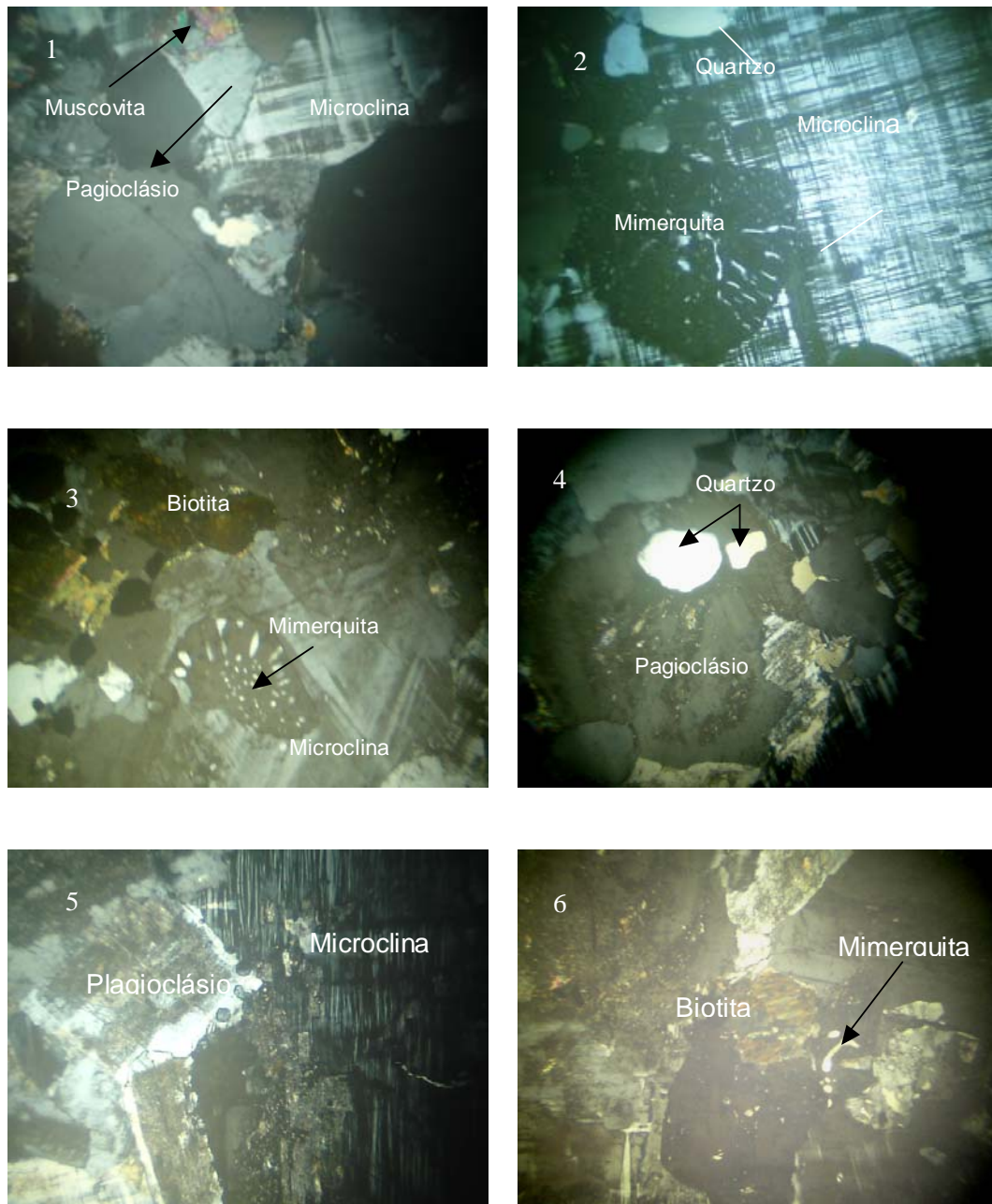


Figura 11 - Fotomicrografias das amostras com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1 – Microclina e plagioclásio com alteração para muscovita. Fotos 2 e 3 – mimerquite nas bordas da microclina. Foto 4 – Inclusões de quartzo globular em plagioclásio. Foto 5 – Plagioclásio alterados para argilominerais. Foto 6 – Biotita cloritizada e mimerquite na borda da microclina.

Quartzo (22%) - em cristais anédricos, intersticiais aos feldspatos e com leve extinção ondulante.

Biotita (10%) – ocorre em lamelas curtas com pleocroísmo castanho-claro a pardo-escuro, com ex-solução de minerais opaco nos planos de clivagens e com alteração para clorita e muscovita (Fig. 13 – Foto 5).

Apatita, opaco (ilmenita) e zircão (3%) - são os acessórios presentes e comumente associados e inclusos na biotita. O opaco encontra-se em cristais anédricos associados ao plagioclásio, microclina e biotita (Fig. 13 – Foto 6).

4.8 - Granito Macaco

Este forma um pequeno corpo alongado localizado a SW da cidade de Santa Quitéria, medindo aproximadamente 3,75 km de comprimento por 1,57 km de largura, abrangendo os Serrotes do Macaco e Marreco. Composicionalmente é um monzogranito de coloração cinza-esbranquiçado, com granulação variando de média a grossa, e isotrópico. A textura é granular hipidiomórfica a xenomórfica constituída essencialmente por k-feldspato e plagioclásio, quartzo e biotita.

K-feldspato (40% - microclínio) – predomina sobre o plagioclásio; encontra-se em cristais anédricos, comumente com geminação do tipo Albita-Periclina, micropertitizadas com estruturas em filetes. Contém

inclusões de plagioclásio alterado (Fig. 14 – Fotos 1 e 2) e biotita. Altera-se um pouco para sericita ao longo de fraturas (Fig. 14 – Foto 3).

Plagioclásios (28% - albita-oligoclásio) - são anédricos, geralmente desprovidos de geminação. Quando presentes são do tipo Albita-Carlsbad e com leve alteração para argilominerais e sericita (Fig. 14 – Foto 4). Intercrescem com quartzo nas bordas dos cristais de k-feldspatos e formam mirmequitas (Fig. 14 – Foto 5). Contém geralmente inclusões de quartzo, opaco e biotita (Fig. 14 – Foto 6).

Quartzo (25%) - ocorre em cristais anédricos, amebóides, intersticiais aos feldspatos e com leve extinção ondulante. Apresenta-se também subarredondados inclusos nos feldspatos.

Biotita (4%) - ocorre em lamelas de pleocroísmo castanho-claro e pardo oxidadas, associadas ao plagioclásio e k-feldspato e comumente alteradas para muscovita e clorita.

Opaco, epídoto, titanita, zircão e apatita (3%) - são os acessórios encontrados. Estão comumente associados e/ou inclusos na biotita.

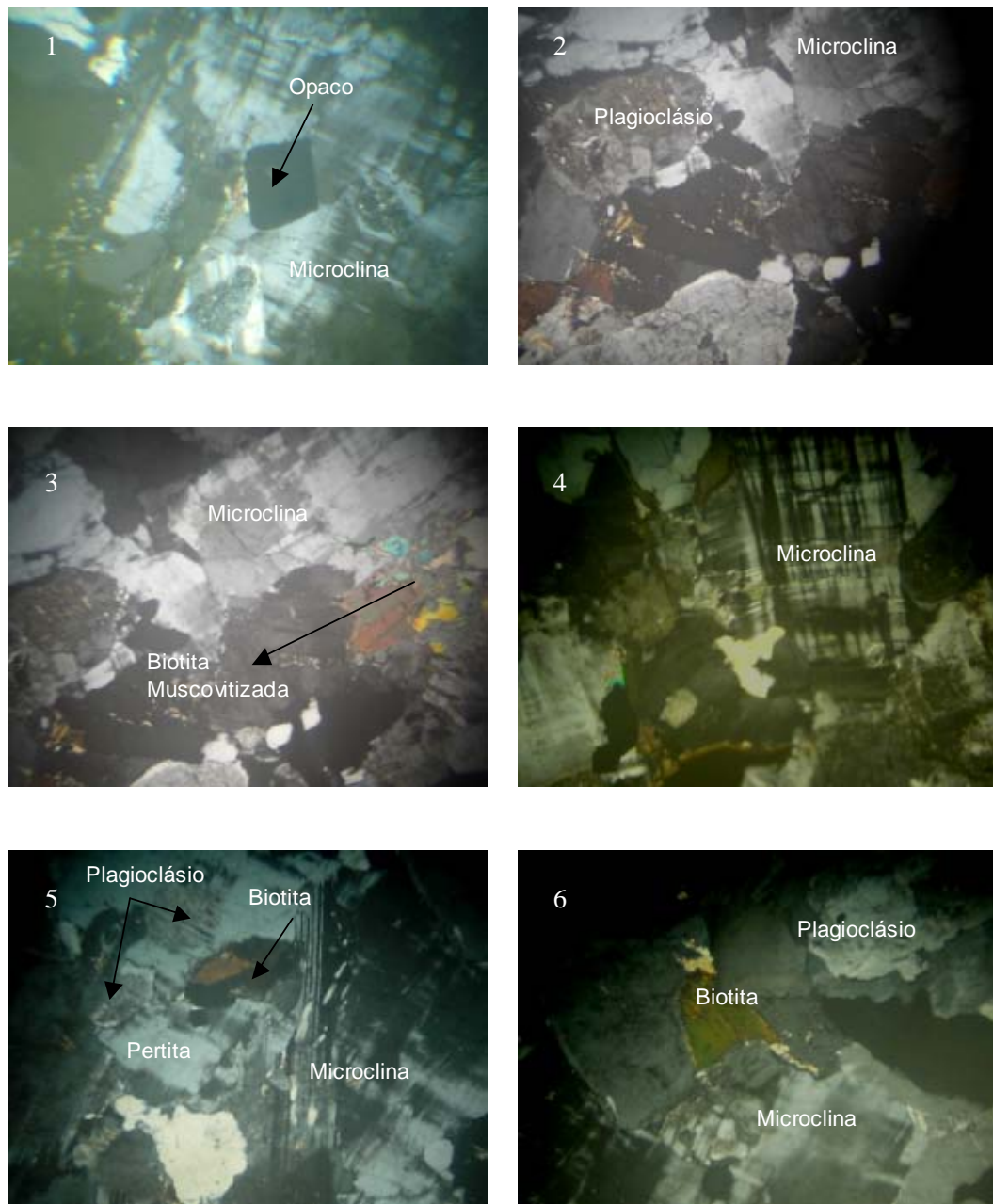


Figura 12 – Fotomicrografias referente a seções delgada do granito com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1 – Microclina com inclusões de opaco. Foto 2 – Plagioclásio com núcleo alterado para argilominerais e sericita. Foto 3 – Biotita muscovitizada. Foto 4 – Microclina com geminação albita-periclina. Foto 5 – Plagioclásio e biotita inclusos em microclina. Foto 6 – Biotita inclusa em plagioclásio.

4.9 - Granito Carnaúba

Trata-se de um pequeno corpo alongado, localizado ao lado do riacho Carnaúba e nas cercanias da fazenda Nova Virginia entre os granitos Luvas, Pedrês e o do Macaco, medindo apenas 1,5 por 1,0 km de diâmetro. É intrusivo nos migmatitos e associado á lentes de rochas calcissilicáticas. Mesoscopicamente é um granito de coloração acinzentado e de granulação fina, inequigranular e isotrópico. Em seção delgada apresenta textura granular xenomórfica, formada por k-feldspato, plagioclásios quartzo e biotita.

K-feldspato (38% - microclínio) - são cristais anédricos, por vezes pertíticos em filetes e com geminação segundo a Lei da Albita-Periclina (Fig. 15 – Foto 1). Exibem inclusões de plagioclásio alterado e quartzo. Alguns dos cristais mostram-se com alteração para argilominerais.

Plagioclásios (23% - oligoclásio) - são cristais subédricos e anédricos com geminação da Albita e Albita-Carlsbad e comumente desprovidos destas e com leves alterações para argilominerais, sericita e carbonato. Contém pequenas inclusões de quartzo ás vezes sob a forma de pequenas gotículas e vermiforme indicando um intercrescimento mirmequitico. (Fig. 15 – Fotos 2, 3 e 4).

Quartzo (20%) - encontra-se em cristais anédricos e intersticiais aos feldspatos. Exibe alguns dos cristais leve extinção ondulante. Ocorre também de forma arredondada e em gotículas intercrescidos com plagioclásio.

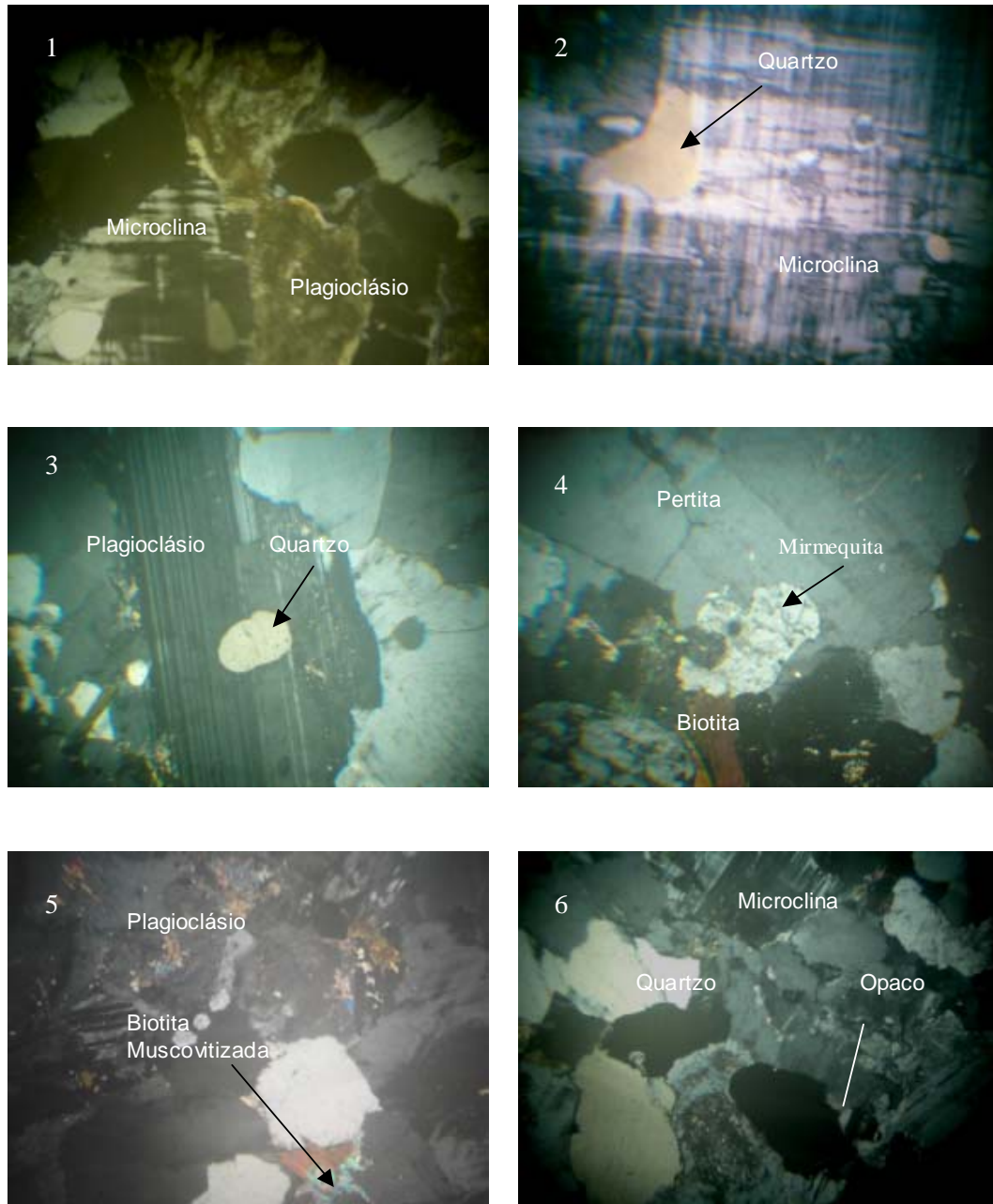


Figura 13 – Fotomicrografias de seção delgada do granito Pedrês, com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1- Alteração de plagioclásio para argilominerais. Foto 2 – Microclina com inclusão de quartzo. Foto 3 – Plagioclásio com inclusão de quartzo. Foto 4 – Intercrescimento mirmequitico. Foto 5 – Plagioclásio e biotita passando para muscovita Foto 6 – Opaco associado ao plagioclásio e microclina.

Biotita (14%) - em pequenas lamelas de pleocroísmo castanho-escuro e pardacento, oxidadas, podendo estar associada à titanita e ao opaco. Altera-se para clorita. Contém inclusões de zircão e titanita (Figura 15 – Foto 6).

Opaco, Titanita e Zircão (1 a 2%) – São os acessórios presentes. Zircão - em cristais arredondados, por vezes prismático incluso no quartzo (Fig. 15 – Foto 1) e metamítico e incluso na biotita. Titanita - em cristais anédricos associados ao quartzo, plagioclásio e biotita (Fig. 15 – Fotos 5). Também ocorre inclusa na biotita (Fig. 15 – Fotos 6).

4.10 - Granito Timbaúba

È um pequeno corpo alongado com área aflorante em torno de 9,24 Km². Está intrudido na seqüência de gnaisses-migmatitos e migmatitos e em granitos porfiróides. Localizam-se a NW da cidade de Santa Quitéria. São de coloração cinza-esbranquiçado e cinza-claro com pontuações máficas de biotita, granulação fina á média, isotrópico. Petrograficamente são classificados como monzogranitos. A textura é granular, xenomórfica, formada por k-feldspatos, plagioclásio, quartzo e biotita.

K-feldspato (20 a 38% - microclínio) – ocorrem em cristais anédricos com geminação segundo a Lei da Albita-Periclina (Fig. 16 – Foto 1) e pertitzados em filetes. Exibem bordas manteadas por albita, inclusões de plagioclásio. Apresenta leve alteração para sericita.

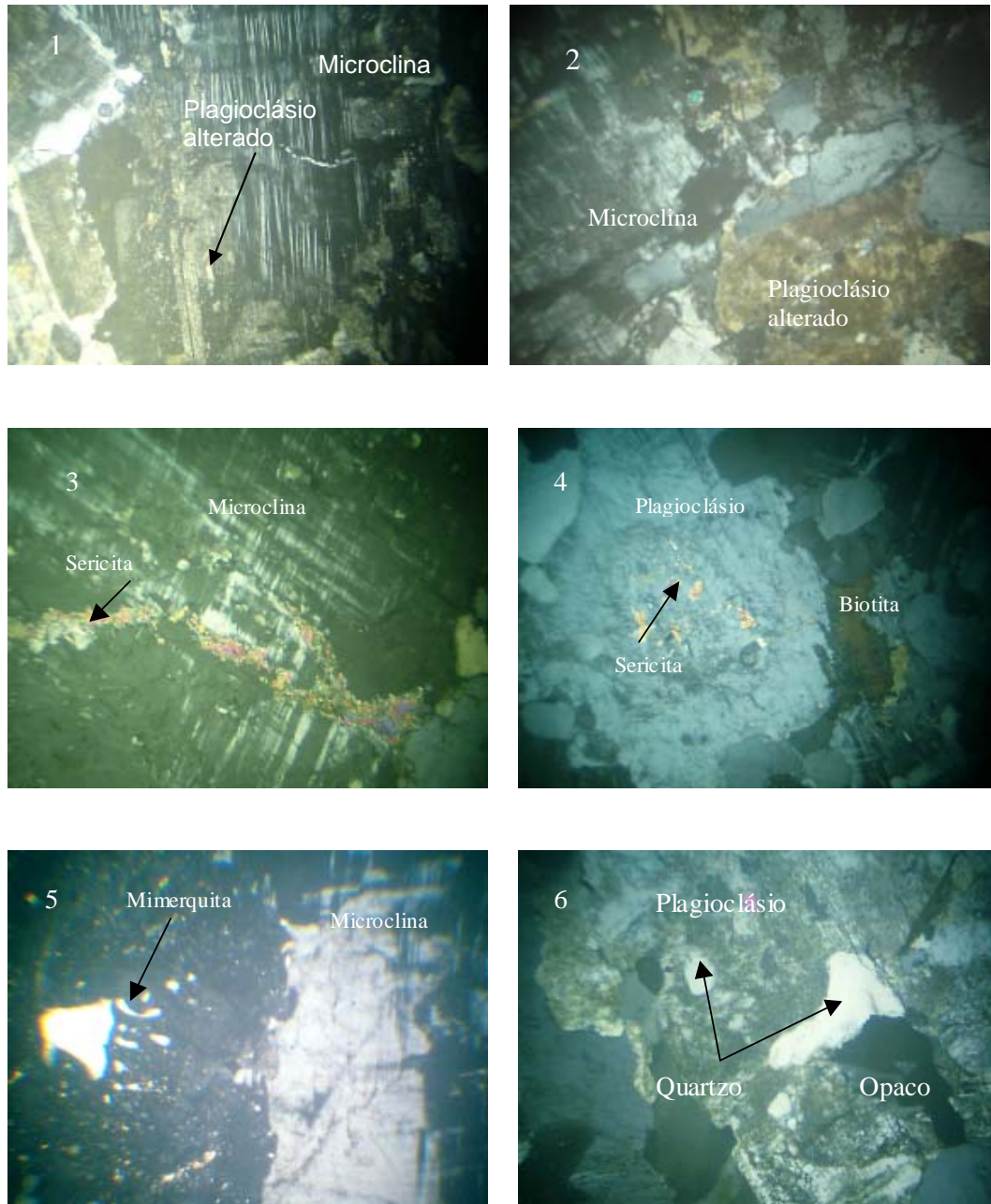


Figura 14 - Fotomicrografias com objetivas de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Fotos 1e 2 – Microclina e plagioclásio alterado para argilominerais. Foto 3 – Microclina com sericita ao longo de fraturas. Foto 4 – Plagioclásio com núcleo sericitizado. Foto 5 – Mimerquita na borda da microclina. Foto 6 – Plagioclásio alterado para argilominerais e com inclusões de quartzo e opaco.

Plagioclásio (18 a 30% - oligoclásio) – apresentam-se em cristais anédricos, por vezes geminados segundo a Lei da Albita e Albita-Carlsbad e frequentemente alterados para argilominerais e sericita (Fig. 16 – Fotos 2 e 3). São comuns inclusões de quartzo subarredondado e mirmequitas nas bordas de alguns cristais de k-feldspato. (Fig. 16 – Foto 1).

Biotita (13 a 22%) - é comum em pequenas lamelas, com pleocroísmo castanho-claro e pardacento e com ex-solução de minerais opacos (Fig. 16 – Fotos 4). Contém ainda pequenas inclusões de apatita e de zircão que formam halos pleocróicos. Altera-se para muscovita (Fig. 16 – Foto 5) e localmente contribui para a formação de allanita.

Opacos, apatita, zircão e Allanita (3 a 6%) - São os acessórios presentes. Estão quase sempre associados e inclusos na biotita. Allanita – Contém núcleo de epidoto. Zircão - em pequeníssimos cristais prismáticos inclusos na biotita (Figura 16 – Foto 06).

Muscovita (1 a 7%) – em finíssimas lamelas de origem secundária formada a partir dos feldspatos e da biotita.

4.11 - Granito São Pedro

É um pequeno corpo subcircular localizado a NW da cidade de Santa Quitéria, ao lado do granito Gado Bravo e abaixo do granito Timbaúba, medindo em torno aproximadamente 7,56 Km². Apresenta coloração cinza-esbranquiçada e granulação variando de fina a média e

isotrópico. Petrograficamente é classificado como monzogranito com textura granular xenomórfica formada por k-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita. Secundariamente tem-se muscovita.

K-feldspato (33% - Microclínio) – ocorre em cristais anédricos, comumente pertitzados (Fig. 17 – Foto 1) e por vezes geminados segundo a Lei da Albita-Periclina. Exibe inclusões de quartzo subarredondado e de opaco (Fig. 17 – Foto 3). Altera-se levemente para sericita.

Plagioclásio (25% - oligoclásio) – encontra-se em cristais anédricos, raramente geminados segundo a Lei da Albita-Carlsbad e comumente desprovido desta, e com alteração para argilominerais e carbonato. Intercresce com quartzo nas bordas de alguns dos cristais de k-feldspatos formando mirmequita (Fig. 17 – Foto 1).

Opaco, apatita e zircão (6%) – são os acessórios presentes. Estão sempre inclusos e associados e inclusos na biotita.

Muscovita (3%) – è secundária formada a partir dos feldspatos e biotita.

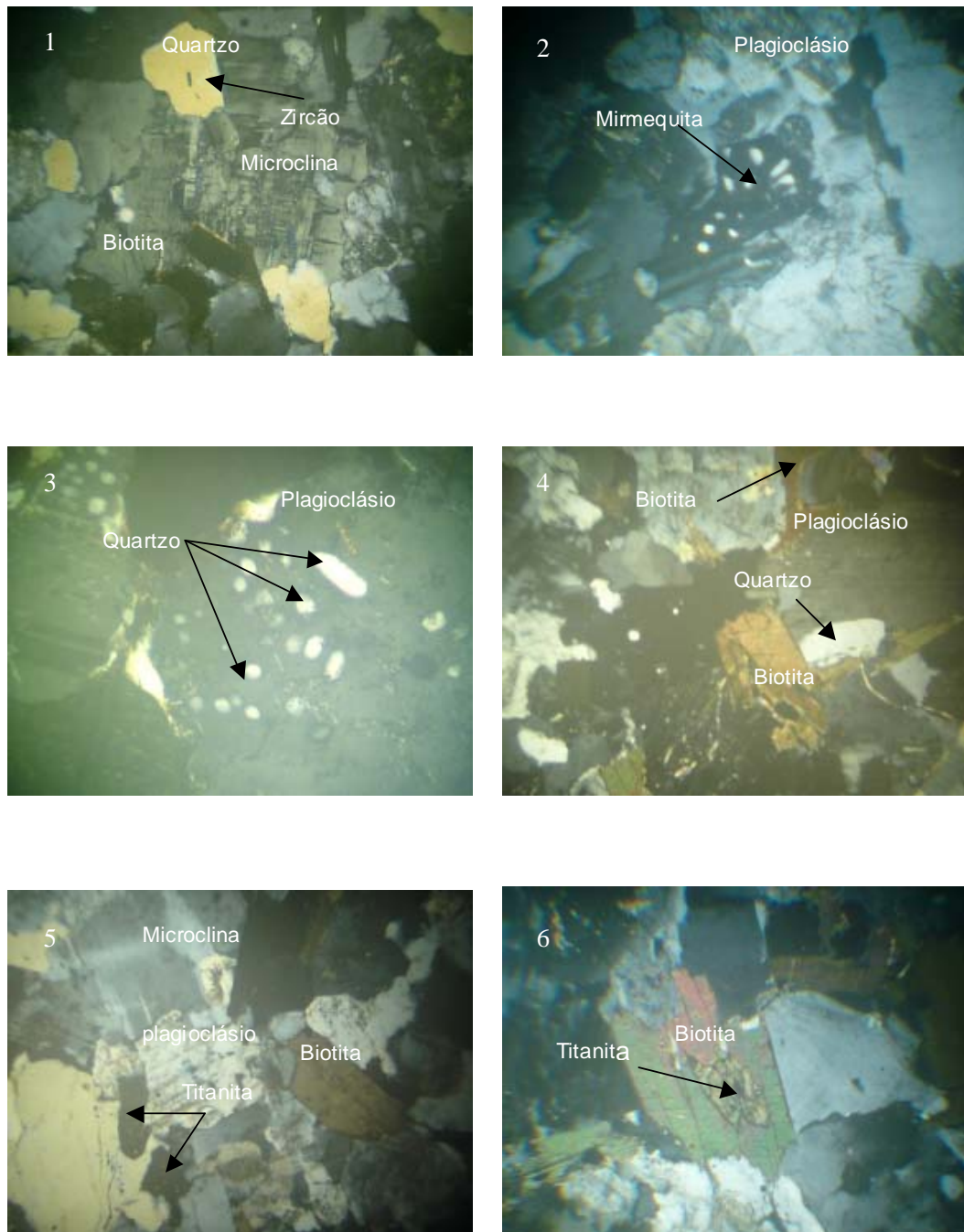


Figura 15 - microfotografias do granito Carnaúba, com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1 – Microclina com geminação Albita-Periclina e quartzo com inclusão de zircão. Foto 2 – Plagioclásio intercrescido com quartzo formando mirmequita. Fotos 3 e 4 – Plagioclásio com inclusões de quartzo. Foto – 5 - Titanita associada ao quartzo e plagioclásio. Foto 6 – Biotita com inclusão de titanita.

4.12 - Granito Novilho

É um pequeno corpo subcircular localizado a SW da cidade de Santa Quitéria, ao lado do granito Luvas e abaixo do granito Trapiá, medindo em torno aproximadamente 7,56 Km². Rocha de coloração cinza-clara, de composição quartzo-feldspática com pontuações máficas da biotita, granulação fina, com incipiente foliação. Petrograficamente é classificado como monzogranito de textura granular xenomórfica formada por k-feldspatos, plagioclásio, quartzo e biotita.

K-Feldspatos (36% - microclínio) – ocorre em cristais anédricos, pertíticos em filetes e raros com geminação da Albita-Periclina (Fig. 18 - Foto 1). Contém inclusões de plagioclásio alterado, biotita e quartzo (Fig. 18 - Foto 2).

Plagioclásio (32% - oligoclásio) – apresenta-se em cristais anédricos e raramente subédricos, por vezes geminados segundo a lei da Albita e Albita-Carlsbad (Fig. 18 - Foto 3). Altera-se para argilominerais, sericita e carbonato e localmente intercrece com quartzo e forma mirmequita. Contém inclusões quartzo globular, biotita e opaco.

Quartzo (16%) - encontra-se em cristais anédricos, alongados, intersticiais aos feldspatos e com leve extinção ondulante.

Biotita (10%) - ocorre em pequenas lamelas orientadas, de pleocroísmo castanho-claro a escuro, pardacentas, com liberação de opaco nos planos de clivagens e com alteração para clorita e muscovita. Contém inclusões de apatita e opaco e zircão (Fig. 18 - Foto 4).

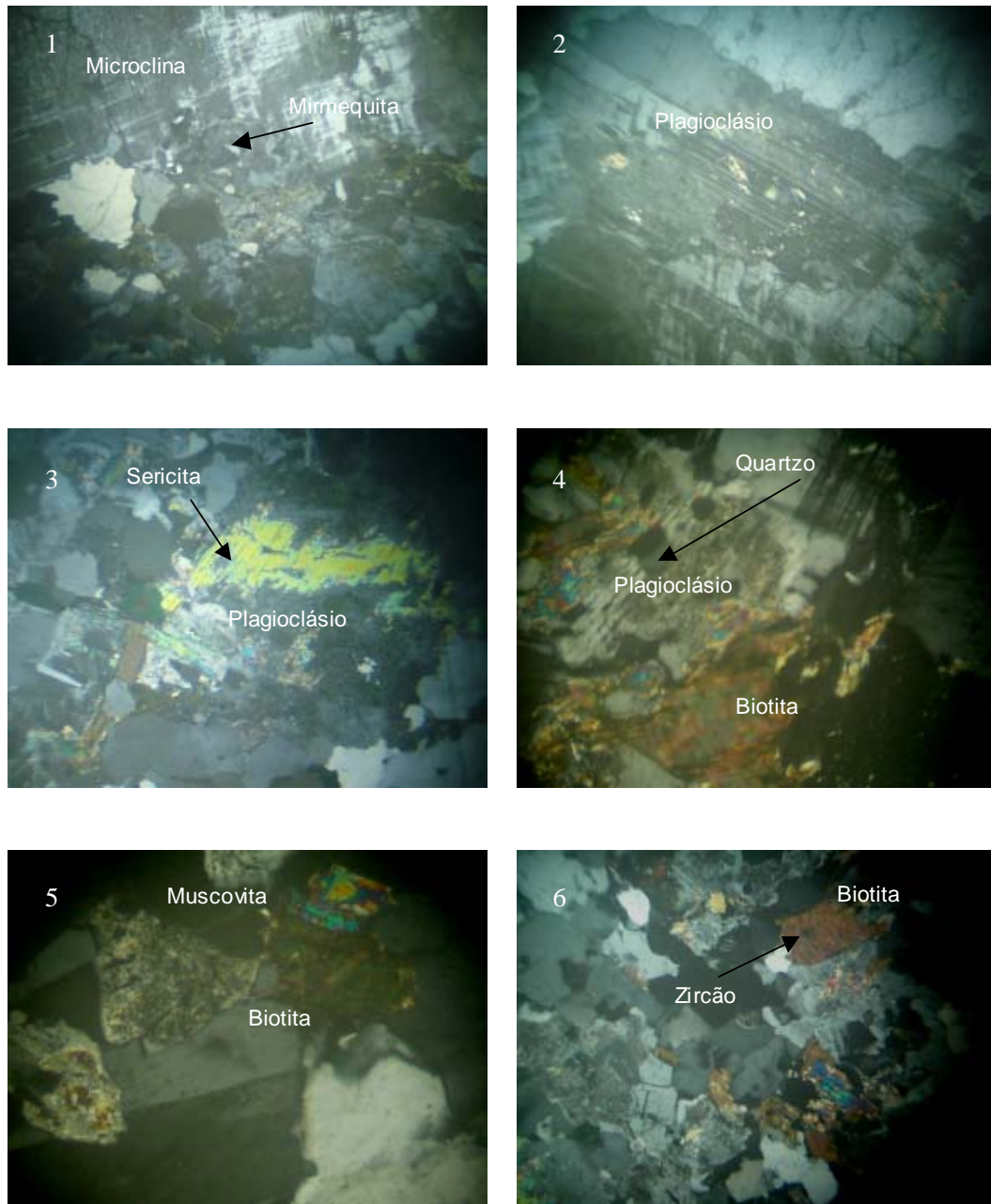


Figura 16 – Fotomicrografias com objetiva 10x/0.20 Pol. e com objetiva 2,5x/0,075 Pol. Foto 1 – Microclina com geminação Albita-Periclia e com bordas de mirmequita. Foto 2 – Plagioclásio com geminação Albita-Carlsbad. Foto 3 – Plagioclásio alterado para sericita. Foto 4 – Plagioclásio alterado com inclusão subarredondadas de quartzo. Foto 5 – Biotita alterada para muscovita. Foto 6 – Biotita com pequeníssimas inclusões de zircão.

Opaco, apatita e zircão (5%) – são os acessórios presentes. Opaco - ocorre em cristais anédricos comumente associados á biotita. Apatita - associa-se ao opaco e biotita. Zircão - em cristais prismáticos inclusos na biotita.

4.13 - Granito Correntes

É um corpo localizado ao lado do granito Pajé, na Serra das Correntes com cota máxima de 640m de altitude. É de coloração em tons róseos a esbranquiçado, com granulação variando de média a grossa, e isotrópico. Petrograficamente classificado como sienogranito mostra-se com uma textura granular xenomórfica formada por k-feldspato e plagioclásio associados ao quartzo e a biotita.

K-feldspato (39% - microclina) – os cristais de microclina predominam sobre o plagioclásio; ocorrem em cristais subédricos e anédricos com geminação segundo a Lei da Albita-Periclina (Fig. 19 – Fotos 1 e 3) e comumente pertíticos em filetes. Exibe inclusões aglomeradas de plagioclásio (Fig. 19 – Fotos 2).

Plagioclásio (18% - oligoclásio) – apresentam-se em cristais subédricos e anédricos, por vezes geminados segundo a Lei da Albita e Albita-Carlsbad e comumente com núcleo alterado para argilominerais e sericita (Fig. 19 – Fotos 1 e 5). Intercresce com quartzo nas bordas dos cristais de k-feldspato e forma mirmequita (Fig. 19 – Foto 1).

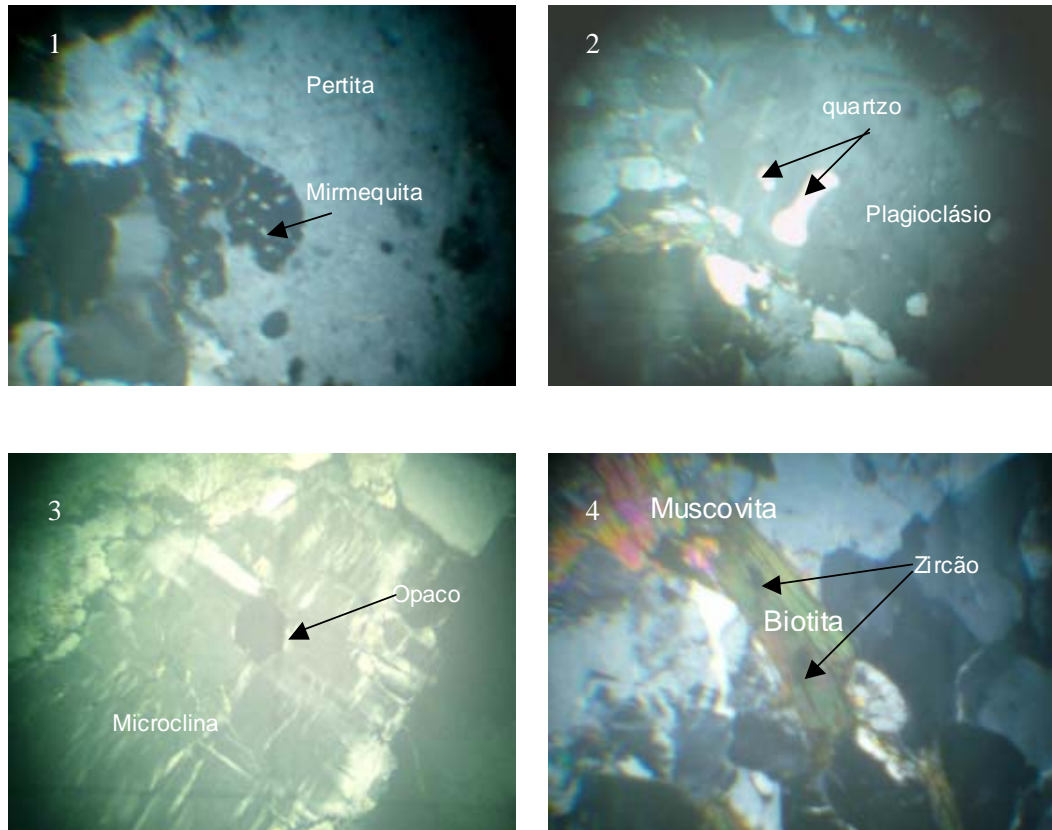


Figura 17 – Fotomicrografias do granito São Pedro com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1 – Pertita com bordas de mirmequita. Foto 2 – Plagioclásio com inclusões de quartzo subarredondados. Foto 3 – Microclina com inclusões de opaco. Foto 4- Biotita alterada para muscovita e com inclusões de zircão.

Quartzo (29%) – ocorre em cristais anédricos, intersticiais aos feldspatos e biotita. Exibe uma leve extinção ondulante.

Biotita (10%) – encontra-se em médias lamelas com pleocroísmo castanho-claro e pardo-escuro (Fig. 19 – Fotos 4 e 5). Mostra-se localmente intercrescidos simpleticamente com plagioclásio. Contém inclusões de pequenos cristais prismáticos e subarredondados de zircão, e freqüentemente altera-se para clorita (Fig. 19 – Fotos 4 e 6).

Zircão e opaco (4%) – são os acessórios presentes. Zircão - ocorre em cristais prismáticos e subarredondados, inclusos em biotita. Opaco – em cristais anédricos associados e inclusos na biotita.

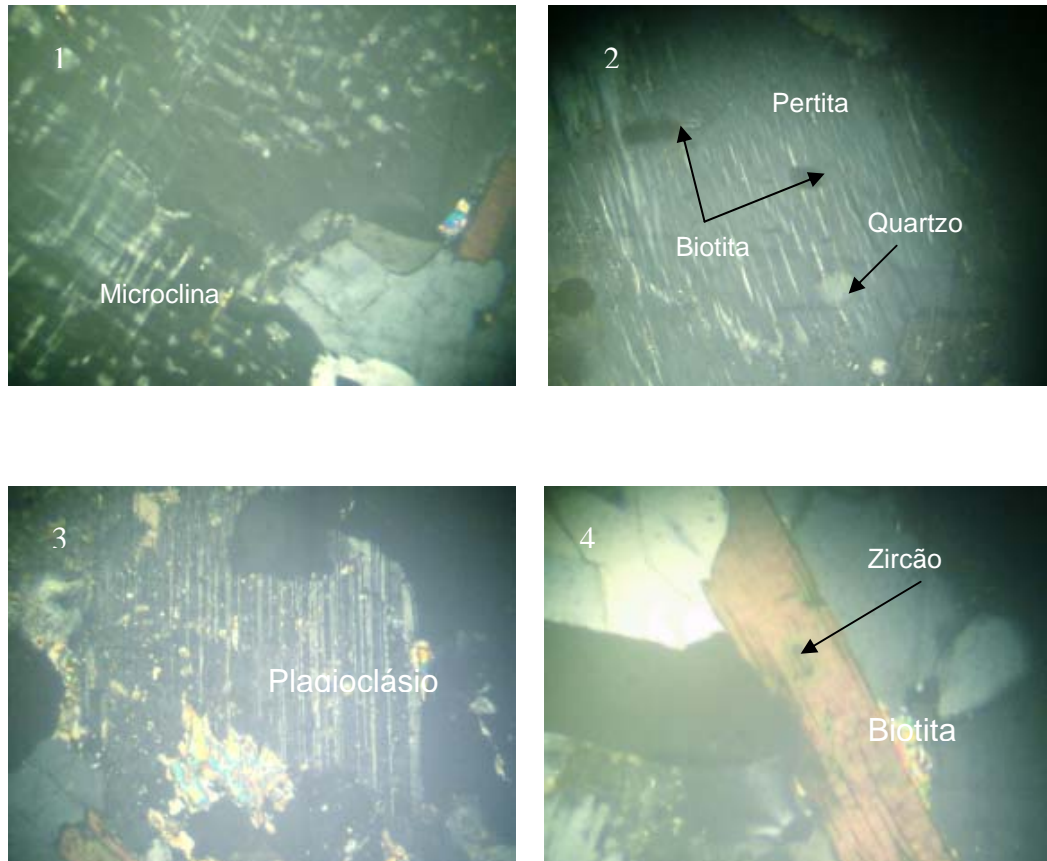


Figura 18 – Fotomicrografias do granito Novilho com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1 – Microclina com geminação Albite-Periclina. Foto 2 – Pertita com inclusões de quartzo e biotita. Foto 3 – Plagioclásio com geminação Albite-Carlsbad. Foto 4 - Biotita com inclusões de zircão.

4.14 - Granito São Paulo

Este é um pequeno corpo subcircular localizado a NW do município de Santa Quitéria. Mostra-se com enclaves microgranulares e diques de rochas máficas anfibólicas e lentes de calcissilicáticas

associadas. A rocha é leucocrática de coloração branca com pórfiros de quartzo hialinos em uma matriz feldspática branca e com algumas placas de mica escura. Em seção delgada a rocha apresenta uma textura granular pórfirítica e textura “*snowball*” caracterizada pela presença de albita inclusa em quartzo (Fig. 20 – Fotos 1 e 2). É formada por cristais de albita e k-feldspato perítico e por fenocristais de quartzo e lamelas de muscovita (zinvaldita). Como acessórios tem-se: fluorita, topázio e opaco. Lessa (2001) além desses minerais identificou: a siderofilita, granada, minerais radioativos e cassiterita.

K-feldspato (39% - microclínio) – ocorre em cristais anédricos, com geminação da Albita-Periclina, mas comumente períticos contendo inclusões de ripas de albita muitas vezes orientadas na direção de crescimento do cristal (Fig. 20 – Foto 1 e 2).

Plagioclásio (17% - Albita) – apresenta-se em pequenos cristais subédricos e anédricos, geminados segundo a Lei da Albita e Albita-Carlsbad. Ocorre comumente sob a forma de pequenos cristais em ripas, inclusos nos tanto nos fenocristais de quartzo (subarredondado) como nos cristais de k-feldspato perítico, por vezes orientados segundo a direção fluxo magmático (Fig. 20 – Fotos 1, 2, 4 e 6).

Quartzo (27%) – encontra-se sob a forma de médios fenocristais subédricos e anédricos, subarredondados, e com certa densidade de inclusões de albita, formando textura “*snowball*” (Fig. 20 – Fotos 1 e 5) e

com extinção ondulante. Alguns cristais exibem inclusões de albita ligeiramente orientadas indicando uma direção de fluxo magmático.

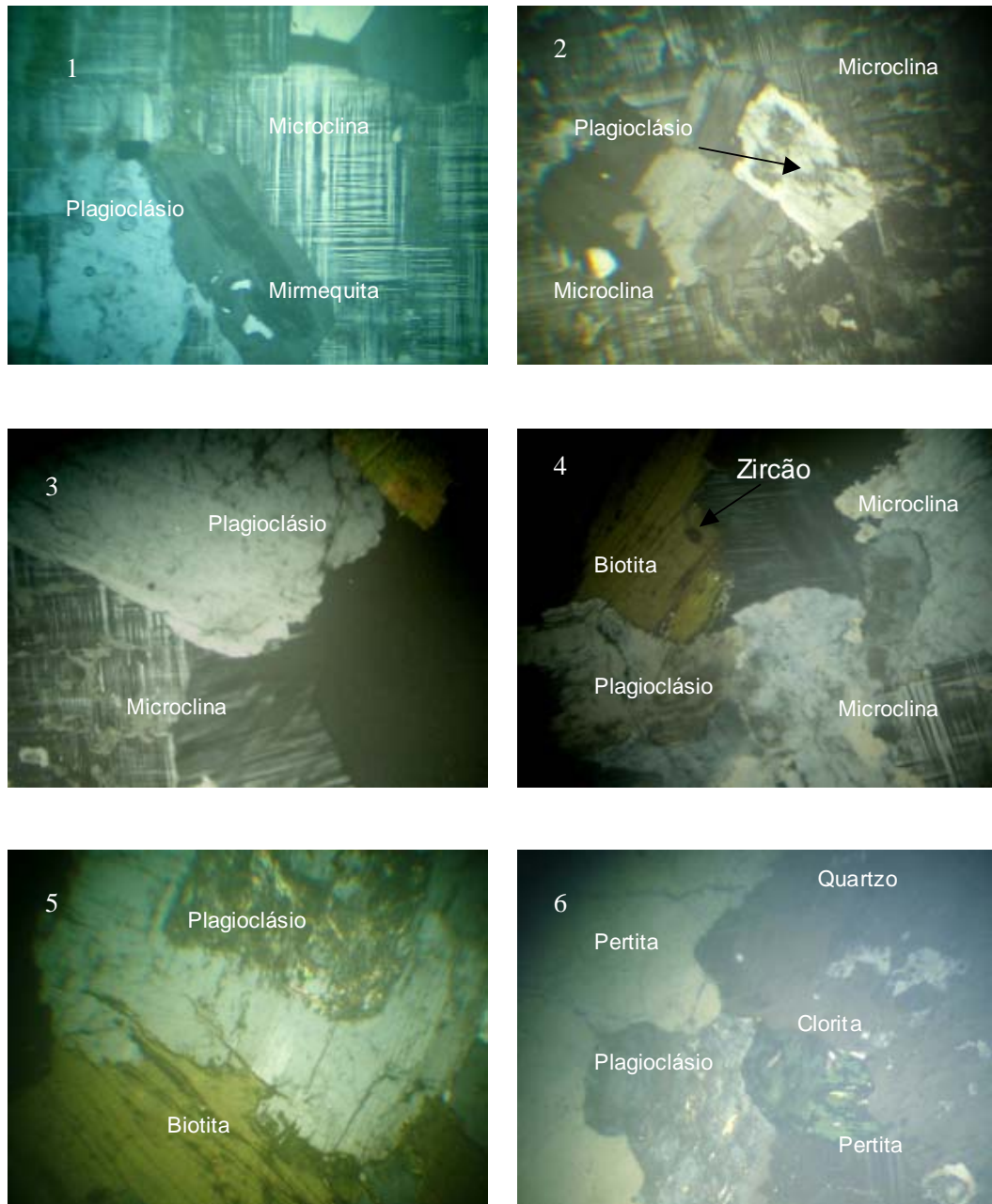


Figura 19 – Fotomicrografias de seção delgada, com objetivas de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Foto 1 – Plagioclásio com intercrescimento mirmequitico. Foto 2 – Microclina com inclusões de plagioclásio. Foto 3 – Microclina associada ao plagioclásio. Foto 4 – Biotita com inclusões de zircão prismático. Foto 5 – Biotita e cristais subédricos de plagioclásio com núcleo alterado para argilominerais. Foto 6 – Biotita cloritizada.

Muscovita (15% - Zinwaldita) – encontra-se na variedade de zinwaldita; em pequenas e médias lamelas (Fig. 20 – Foto 5), com um leve pleocroísmo castanho-claro, e com diminutas inclusões de opaco formando halos pleocroícos. Algumas são secundárias formadas a partir do k-feldspato (Fig. 20 – Foto 6).

Fluorita (2%) – exhibe uma cor violeta a luz natural; ocorre sob forma de pequenos cristais anédricos, associados à muscovita.

Topázio (tr) – ocorre em raros cristais anédricos de birrefringência baixa, associados ao quartzo e aos feldspatos. A associação Quartzo + Albita + k-feldspato + muscovita (zinwaldita) + fluorita ou topázio caracteriza a maioria desses granitos tardios. Conclui-se que este corpo granítico apresenta a mesma variação composicional do granito Morrinhos, podendo ser um zinwaldita – albita granito e um siderofilita granito.

4.15 - Granito Morrinhos

É um pequeno corpo granítico alongado localizado na Fazenda Memória, logo acima do corpo granítico São Paulo, medindo aproximadamente 2,5 km de largura por 1,5 de comprimento e intrusivos na Seqüência de Gnaisses e Migmatitos. Os contatos de um modo geral são concordantes, tendo alguns locais certa discordância em virtude da tectônica local que afeta em parte este corpo deixando imprimida uma incipiente foliação e bandamento.

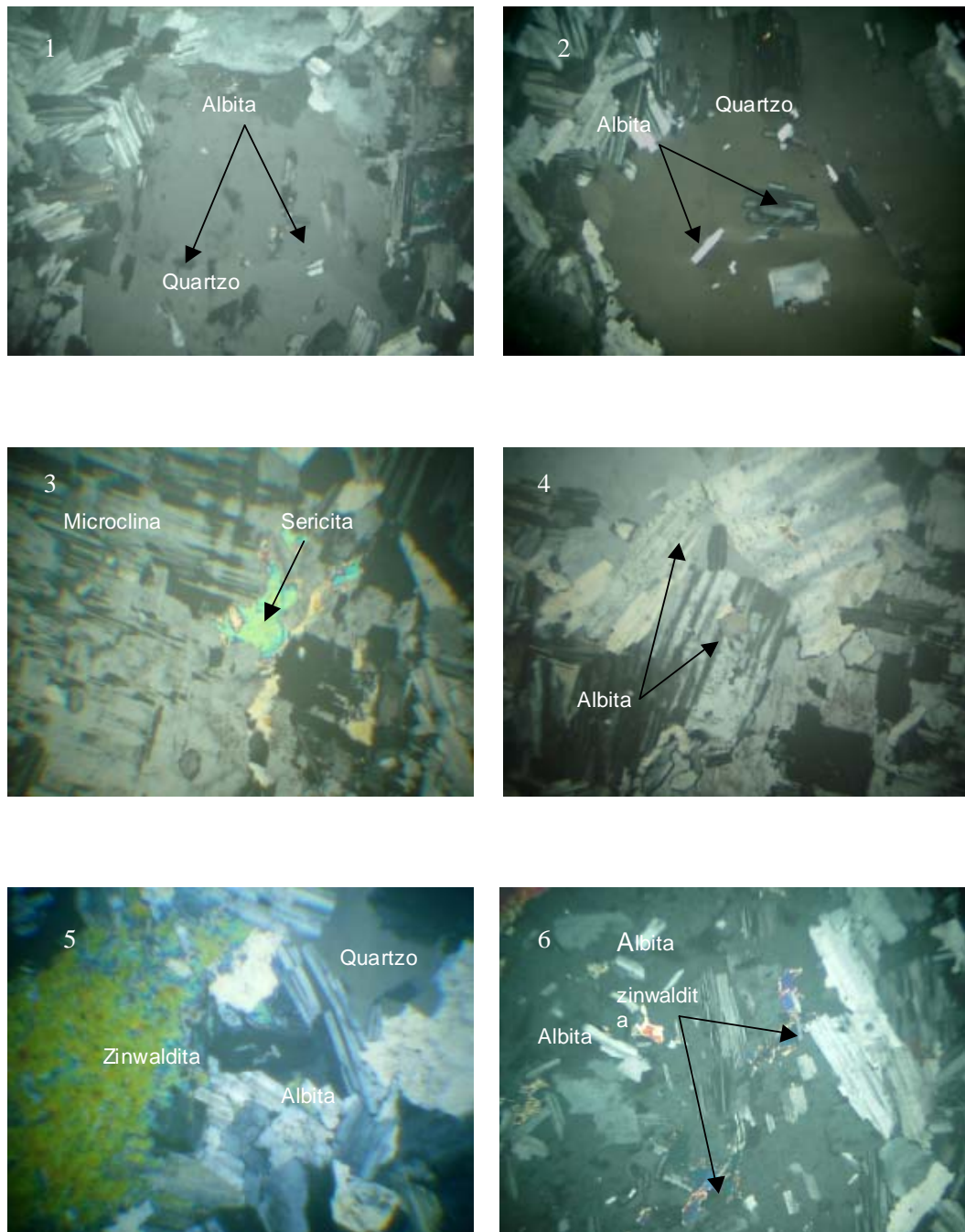


Figura 20 – Fotomicrografias do Granito São Paulo, com objetiva de aumento 2,5x/0,0075 Pol. Fotos 1 e 2 – Quartzo subarredondados de com inclusões de ripas de albita formando textura “snowball”. Foto 3 – Microclina com alteração para muscovita. Foto 4 – Cristais maiores de albita. Foto 5 – Zinwaldita. Foto 6 – Albita ao longo de pertita e muscovita em pequenas placas.

Estruturalmente além da tectônica têm-se pequenas fraturas com direção 250 Az. Normalmente estão associados a rochas calcissilicáticas, onde estas ocorrem sob a forma de lentes, muitas vezes em blocos soltos, e em forma de bolsões como enclaves. Em alguns locais é cortado discordantemente por granitos de coloração em tons creme a rosado, de granulação fina, isotrópico. Segundo Lessa (2001) este corpo granítico apresenta duas composições: um siderofilita granito e um zinwaldita albita-granito. Petrograficamente não foi representado por já ter sido ultimamente estudado por vários autores como Lessa (2001) e outros.

5 – Litoquímica

5.1 - Introdução

Para o estudo geoquímico desses granitos foram efetuadas 16 análises químicas em rocha total para elementos maiores, traços e elementos terras raras executado pelo ACME ANALYTICAL LABORATORIES. Os resultados são mostrados na tabela 2. Foram analisados quimicamente apenas os granitos Juré, Pajé, Trapiá, Gado Bravo, Luvas, Pedrês, Corrente e São Paulo, representando a suíte magmática Santa Quitéria.

5.2 - Granito Juré

As análises químicas para esse corpo granítico mostram médios teores de SiO_2 de 70,00% a 70,30% e Al_2O_3 de 14,82% a 14,91%. Apresentam teores constantes de MgO e CaO com valores respectivamente de 0,69% e 2,57% a 2,59%. O Fe_2O_3 (aqui representando a soma $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) varia de 2,33% a 2,59%. Os álcalis mostram-se em teores normais com Na_2O variando de 3,93% a 4,04% e o K_2O de 3,51% a 3,54%. Chamam atenção, dentre os elementos traços, os teores elevados de Ba com 2321,1 a 2460,1 ppm e os baixos teores de Rb (55,6ppm a 56,0ppm) e ainda elevados teores em Sr e Zr respectivamente de 796,6ppm a 812,0ppm e 320,0ppm a 390,3ppm.

5.2.1 – Classificação Química

Sobre os diagramas QAP de Streckeisen (1976), e Lameyre & Bowden (1982) (Fig. 21) foram plotados os dados modais constantes da tabela 2. Estes diagramas sugerem tratar-se de granodioritos componentes de uma serie crustal, provavelmente anorogênica (série magnetita).

O diagrama de Ab-An-Or de O' Connor (1965) (Fig. 22), que utiliza elementos normativos, sugere uma composição granodiorítica. O diagrama de QxP de Debon Le Forte (1983) (Fig. 23) também discrimina o pluton no campo do granodiorito (3). No diagrama de Streckeisen e Le Maitre (1989) com base em dados normativos $Q' = 100Q (Q+Or+Ab+An)$ versus $ANOR = 100An(Or+An)$ (Fig. 24) as amostras do granito Juré se concentram no campo dos monzogranitos confirmando assim a classificação modal.

Com base no índice Shand de Maniar e Piccoli (1989), este corpo granítico mostra-se metaluminoso transicional a levemente peraluminoso ($IS < 1,1$) (Fig. 25), o que é normal para os granitos pós-tectônicos. O diagrama de Irvine & Baragar (1971) quanto á alcalinidade mostra que o pluton tem afinidade subalcalina (Fig. 26).

A combinação dos elementos traços Ba, Rb, e Sr no diagrama de El Bousely e El Sockary (1975) (Fig. 27) mostram esse granito no campo transicional de Quartzo-diorito a granitos anômalos devido aos elevados teores em SiO_2 , Na_2O e K_2O que proporcionam elevados teores em Ba e Sr e um decréscimo em Rb. Segundo o autor o elevado teor em Ba e Sr e um

decréscimo em Rb em quartzo-dioritos e granodioritos também estão relacionados com granitos de elevados teores em CaO.

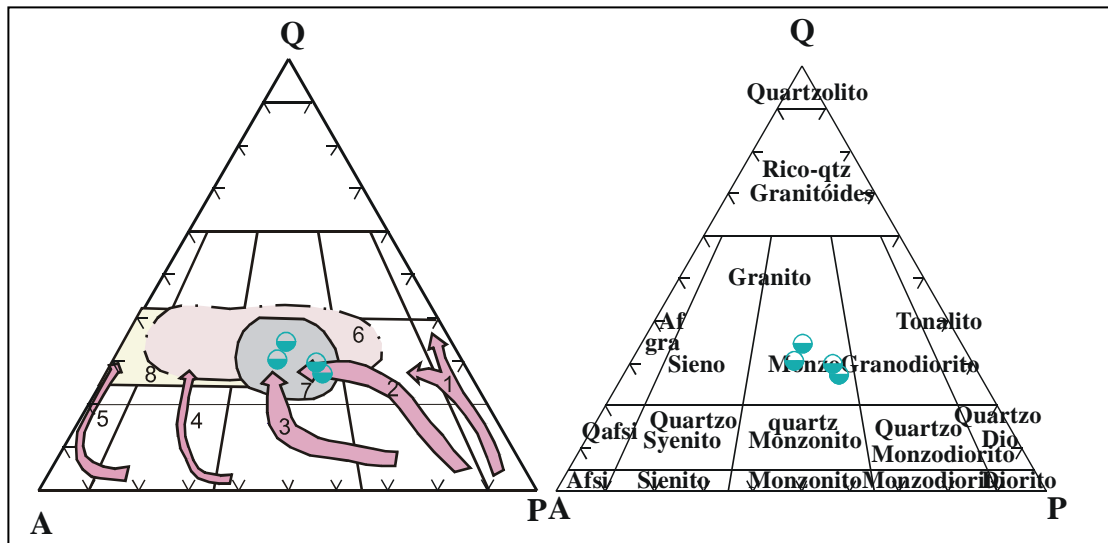


Figura 21 – Diagrama modal QAP Streckeisen (1976) mostra o granito Juré em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982): 1 - Séries tonalíticas cálcio-alcalinas ou série trondjemíticas; 2 – Séries cálcio-alcalinas granodioríticas; 3 – Séries subalcalinas-monzoníticas; 4 – Séries Potássicas Aluminosas; 5 - Séries sódicas alcalinas; 6 – Granito crustal; 7 – Granitos anorogênicos (granitos série magnetita); 8 - Granitos anorogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).

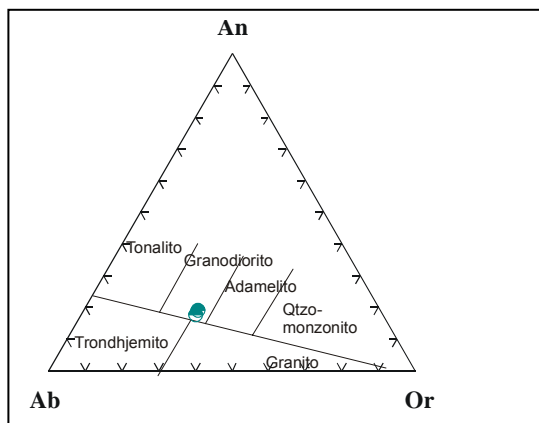


Figura 22 – Diagrama Ab-An-Or de O' Connor, 1965, com dados normativos para classificação do granito Juré.

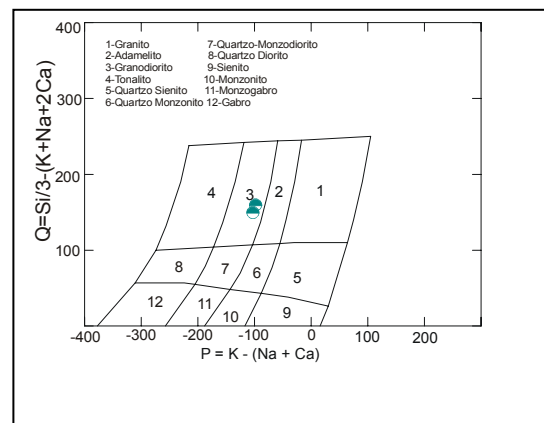


Figura 23 – Classificação do granito Juré de acordo com Debon Le Fort (1983).

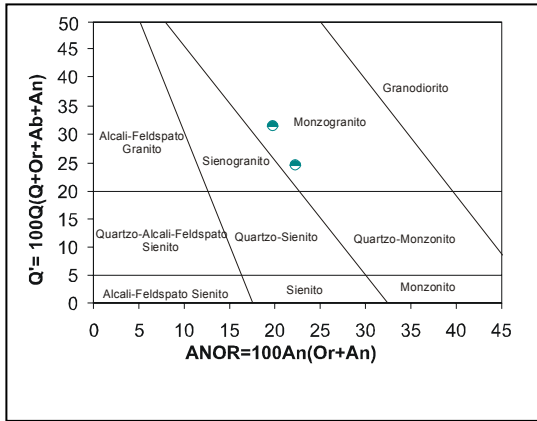


Figura 24 - Mostra a composição normativa do granito Juré como monzogranito baseada na classificação de Streckeisen e Le Maitre (1989).

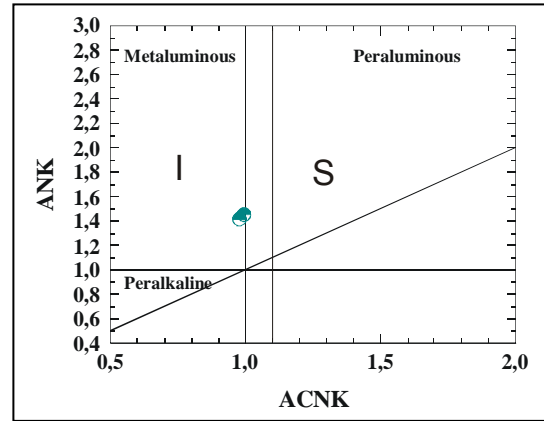


Figura 25 - Representação do granito Juré segundo o índice de Shand' (Maniar & Piccoli, 1989), campo I (Ígneo) <1.1 e S (Sedimentar) >1.1.

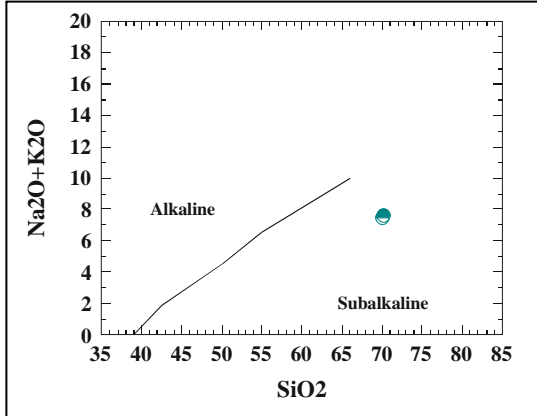


Figura 26 - Classificação do granito Juré segundo a alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971).

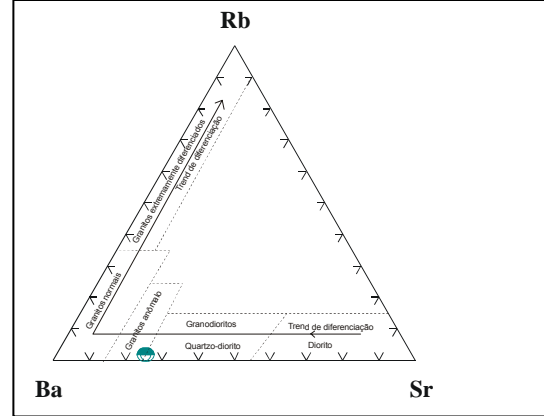


Figura 27 - Diagrama de El Bousely e El Sokyary (1975) mostra que o granito Juré está no campo transicional do Quartzo-diorito a granitos anômalos.

5.2.2 – Ambiência Tectônica

Os fatores discriminantes de ambiência tectônica R1 e R2 possibilitam uma compreensão sobre a progressão das composições químicas de granitos dentro do ciclo orogênico envolvendo os ambientes pré-colisional, sin-colisional e pós-colisional (e.g. Batchelor & Bowden, 1985). No diagrama R1xR2 (Fig. 28) o granito Juré é difícil de ser interpretado. Ele posiciona-se no limite dos campos sin-colisional – pós-colisional, com maior tendência ao campo dos granitos sin-colisionais. Granitos sin-colisionais tendem a mostrar uma alta peraluminosidade ($IS > 1,1$), reflexo de uma mineralogia rica em minerais aluminosos primários, como muscovita, p.ex., e este não são os casos do granito Jure, portanto esta “tendência sin-colisional” apontada pelo diagrama deve ser vista com cautela.

Nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996) com Y versus Nb e (Y+Nb) versus Rb (Figs. 29 e 30) os pontos plotam no campo dos granitos de arcos-vulcânicos, e domínio dos granitos pós-colisionais (Post-COLG), respectivamente. O uso deste diagrama sem a associação devida com os dados de campo, pode levar a conclusões precipitadas e às vezes, sem significado.

Muitas foram as críticas com relação ao uso indiscriminado desses diagramas. Vários autores mostraram que nem sempre havia coincidência entre o domínio tectônico sugerido pelo diagrama e o domínio tectônico real. Dos tipos tectônicos de granitos, os mais problemáticos em termos de

classificação, são os pós-colisionais. Essa questão foi reconhecida por Pearce (1996), que relata uma grande variedade de fontes possíveis para estes granitos e tenta solucionar o problema criando esse novo domínio pós-colisional (Post-COLG) que se superpõe aos demais domínios nos diagramas de (Y+Nb) versus Rb e Y versus Nb.

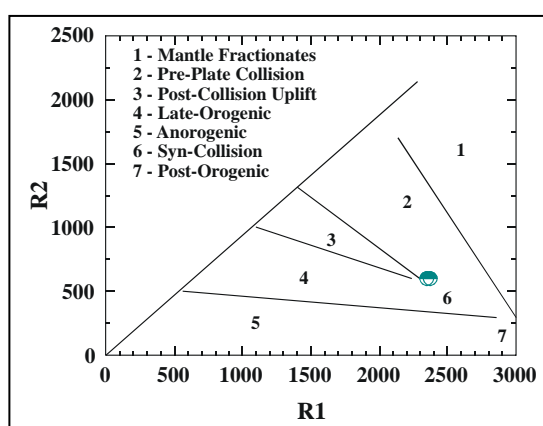


Figura 28 – Representação do granito Juré no diagrama discriminante de ambientes tectônicos R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985). $R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fé+Ti)$ e $R2 = 6Ca+2Mg+Al$.

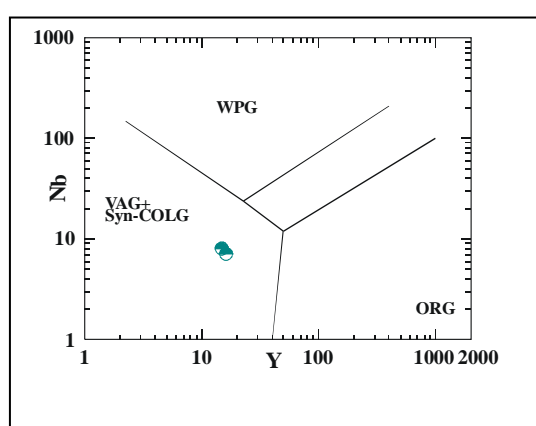


Figura 29 – Representação do granito Juré no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Nb versus Y (Pearce *et al.* 1984).

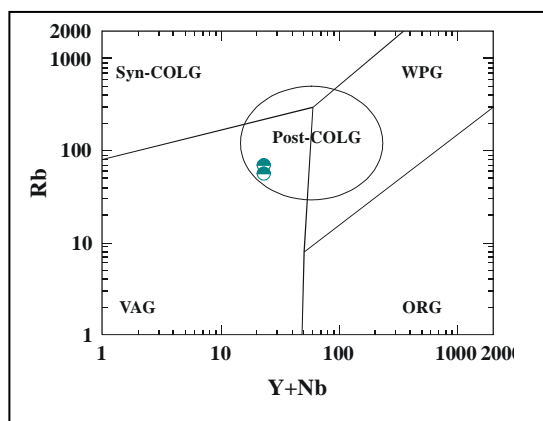


Figura 30 – Representação do granito Juré no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Yb+Nb versus Rb (Pearce *et al.* 1984) com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (Post-COLG) (Pearce, 1996).

5.2.3 – Aranhogramas – Diagrama Multi-elementos

O diagrama de elementos incompatíveis normalizados segundo o N-MORB (basalto de cadeia meso-oceânica) (Sun e McDonough, 1989) (Fig. 31a) mostra que este corpo granítico é fortemente enriquecido em Ba, Sr e Th, com anomalias positivas de La e Ce e empobrecido em Rb, Ta e Nb e demais elementos menos incompatíveis. Os teores de HFSE (elementos de alto campo de força) são algo empobrecidos tais como o Zr e Hf, mas um pouco superiores ao MORB.

Quando normalizados segundo a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) (Fig. 31b), os elementos incompatíveis mostram um empobrecimento de Rb e enriquecimento em Ba e Th, anomalias negativas de Ta e Nb e positivas de La, Ce e Sr em relação aos HFSE (elementos de alto campo de força) tais como Hf e Zr e ainda com empobrecimento de Y e Lu em relação ao Yb.

As anomalias positivas de Ba e Sr neste corpo granítico refletem a presença de plagioclásio em associação comum com hornblenda e biotita. As anomalias negativas de Nb (Ta) e positivas em Ce e Sm e decréscimo de Y e Yb em relação aos outros elementos compatíveis como HFSE (elementos de alto campo de força) como Hf e Zr são indicativos de magmas provenientes de fontes crustal. Alguns autores admitem que Nb e Ta sejam elementos preferencialmente retidos em titanitas residuais.

5.2.4 – Elementos Terras Raras (ETR)

O granito Juré apresenta elevada quantidade de elementos de terras raras totais Σ ETR (271,26 a 302,73) (Fig. 32), com valores de 80 a 100 vezes maior do que o Condrito. Apresenta um forte fracionamento, com enriquecimento em elementos de terras raras leves (ETRL) e empobrecimento nos elementos de terras raras pesados (ETRP), com elevadas razões $La_{(N)}/Lu_{(N)}$ (36,38 e 43,82), com pouca ou nenhuma anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,874$ e $0,850$) e com razões elevadas de $Ce_{(N)}/Yb_{(N)}$ (31,173 e 26,978) indicando o elevado grau de fracionamento dos ETRP.

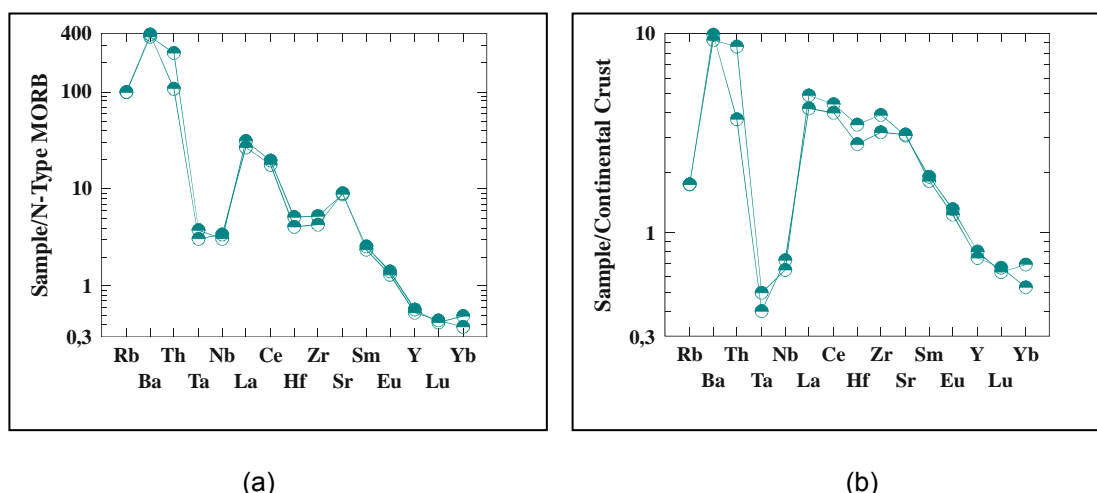


Figura 31 – Padrões de elementos incompatíveis normalizados segundo o MORB tipo-N (Sun e McDonough, 1989) (a) e segundo a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) (b) para o granito Juré.

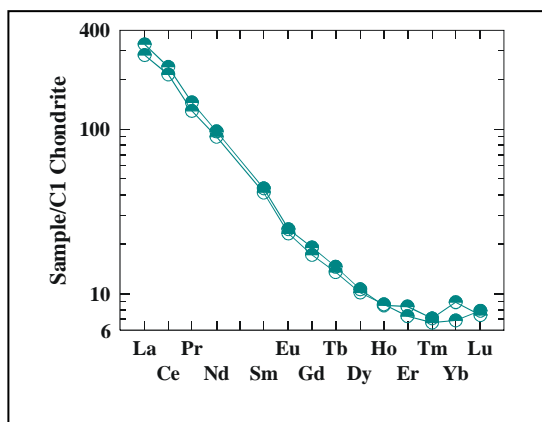


Figura 32 – Distribuição dos elementos de terras raras ETR normalizado segundo o Condrito C1(Sun e McDonough, 1989) para o granito Juré.

O elevado conteúdo de Σ ETR e o elevado grau de fracionamento dos ETRP e a quase ausência de anomalia negativa de Eu/Eu^* (0,874 e 0,850), representam rochas diferenciadas com importante contribuição crustal, sendo a diferenciação ocasionada principalmente pela retenção de granada e/ou hornblenda na fonte.

5.3 - Granito Pajé

O granito Pajé (tabela 2) apresenta sugere um corpo quimicamente homogêneo com variações mínimas nos teores de elementos maiores, traços e terras raras. O teor em SiO_2 para as amostras do granito é em torno de 70,68% e 72,87% e o Al_2O_3 de 13,86% e 13,85% e com elevados teores em Fe_2O_3 que é de 3,48% e 3,15%. Apresentam baixos teores em MgO e CaO respectivamente de 0,25% e 0,36% e 1,41% e 1,79%. Os álcalis mostram-se em teores normais, tendo o Na_2O um valor de 3,26% e 3,55% e o K_2O de

4,86% a 5,14%. Mostram-se com elevados teores em Ba (762,1 ppm e 1379,8 ppm), Sr (144,7 ppm e 234,4 ppm) e Zr (216,2 ppm e 885,1 ppm) e com baixos a moderados teores em Rb (108,6 ppm e 266,7 ppm).

5.3.1 – Classificação Litoquímica

Sobre os diagrama QAP modal segundo Streckeisen (1976) e QAP modificado por Lameyre & Bowden (1982) (Fig. 33), foram plotados os dados modais do granito Pajé, resultando em uma distribuição no campo dos granitos crustais com composição variando de sienogranítica a monzogranítica.

O diagrama Ab-An-Or de O'Connor (1965) (Fig. 34) com base nos elementos normativos classifica-os como granito com tendência adamelítica. No diagrama de QxP de Debon Le Forte (1983) (Fig. 35) também utilizado para classificação de rochas graníticas plota esse pluton granítico nos campos do granito (1) e granodiorito (3). A explicação para umas das amostras serem classificada como granodiorito é devido ao elevado teor em albita. O diagrama de classificação de Streckeisen e Le Maitre (1989) com $Q' = 100Q (Q+Or+Ab+An)$ versus $ANOR = 100An(Or+An)$ (Fig. 36) com base na composição normativa confirma a classificação modal do granito Pajé como sienogranito.

No diagrama (Fig. 37) que envolve ANK versus ACNK as amostras do granito mostram uma transição de peraluminoso a metaluminoso com IS

<1.1, e no diagrama de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 38) as amostras estão distribuídas no campo de rochas com afinidades subalcalinas.

No diagrama ternário envolvendo os elementos traços Ba-Rb-Sr de El Bousely e El Sokkary (1975) (Fig. 39) as amostras desse corpo granítico encontram-se nos campos dos granitos normais, que segundo o autor é caracterizado por uma distribuição normal dos três elementos.

5.3.2 – Ambiência Tectônica

No diagrama discriminante de ambiência tectônica de Batchelor & Bowden, (1985) (Figura 40) com R1 versus R2, apresenta o granito Pajé no campo dos granitos sin-colisionais. Entretanto nos diagramas de Pearce *et al.* (1984 e 1998) com Y versus Nb e (Y+Nb) versus Rb (Figs. 41 e 42) posiciona este batólito no primeiro diagrama domínio dos granitos intraplacas (WPG) e no segundo no domínio intraplacas, mas, dentro do campo dos granitos pós-colisional (post-COLG). Este campo pós-colisional (post-COLG) que se superpõe aos domínios intraplacas (WPG), arco vulcânico (VAG) e sin-colisional (Syn-COLG), foi definido por Pearce (1984) para resolver uma problemática questão quanto á ambiência, pois os granitos pós-colisionais normalmente se distribuem nesses três domínios.

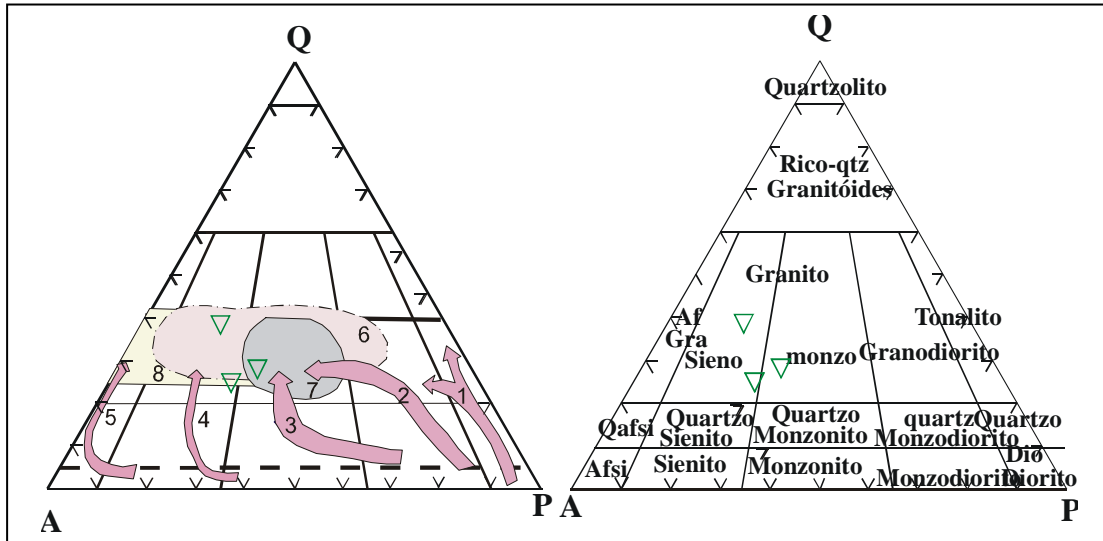


Figura 33 – Diagrama modal QAP Streckeisen (1976) mostra o granito Pajé em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982): Séries tonalíticas cálcio-alcálicas ou série trondhjemíticas; 2 – Séries cálcio-alcálicas granodioríticas; 3 – Séries subalcalinas-monzoníticas; 4 – Séries Potássicas Aluminosas; 5 - Séries sódicas alcálicas; 6 – Granito crustal; 7 – Granitos anorogênicos (granitos série magnetita); 8 - Granitos anorogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).

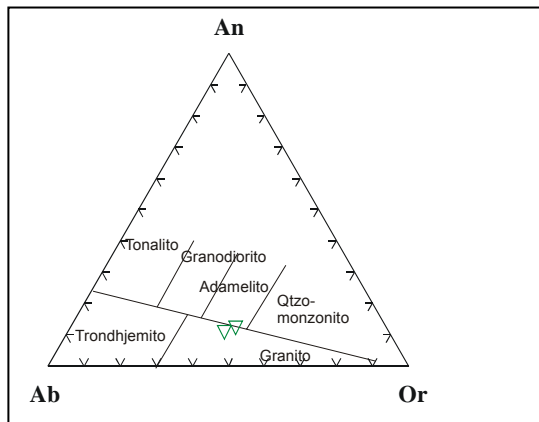


Figura 34 – Diagrama Ab-An-Or de O' Connor, 1965, com dados normativos para classificação do granito Pajé.

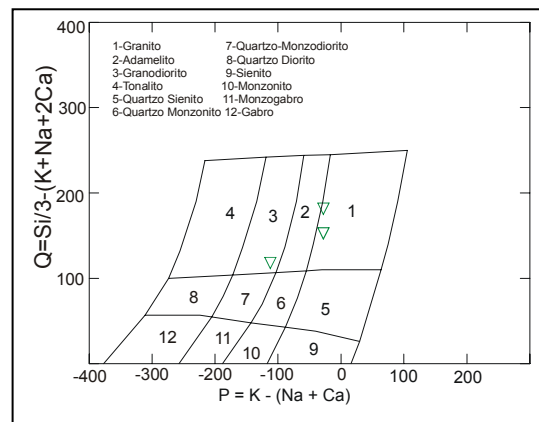


Figura 35 – Classificação do granito Pajé de acordo com Debon Le Fort (1983).

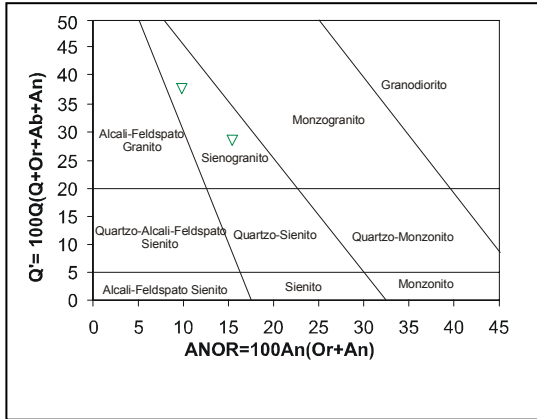


Figura 36 - Mostra a composição normativa do granito Pajé como sienogranito baseada na classificação de Streckeisen e Le Maitre (1989).

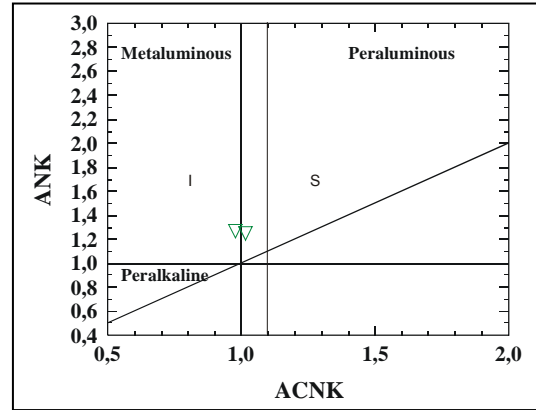


Figura 37 - Representação do granito Pajé segundo o índice de Shand (Maniar & Piccoli, 1989), campo I (Ígneo) < 1.1 e S (sedimentar) > 1.1.

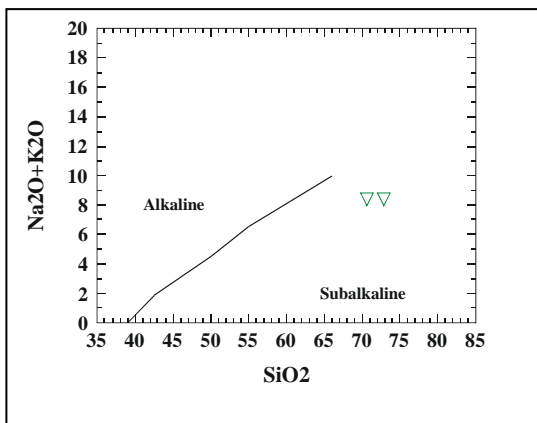


Figura 38 - Classificação do granito Pajé segundo a alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971).

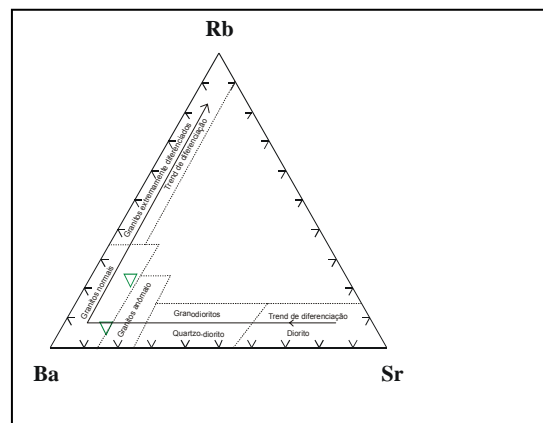


Figura 39 - Diagrama de El Bousely e El Sokyary (1975) mostra que o granito Pajé está no campo dos granitos anômalos e normais.

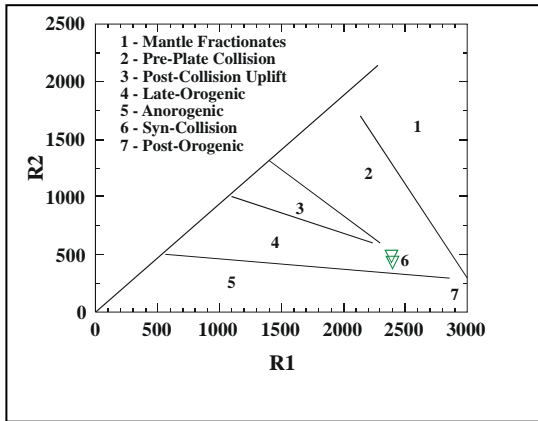


Figura 40 – Representação do granito Pajé no diagrama discriminante de ambientes tectônicos R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985). $R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fé+Ti)$ e $R2 = 6Ca+2Mg+Al$.

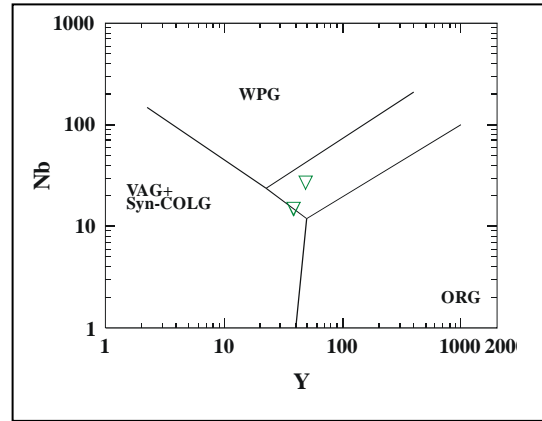


Figura 41 – Representação do granito Pajé no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Nb versus Y (Pearce *et al.* 1984).

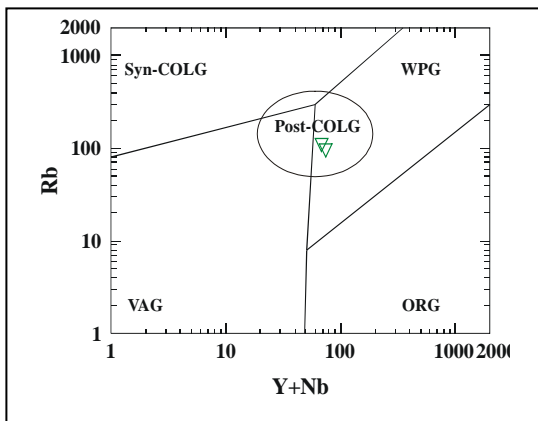


Figura 42 – Representação do granito Pajé no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Yb+Nb versus Rb (Pearce *et al.* 1984) com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (Post-COLG) (Pearce, 1996).

5.3.3 – Aranhogramas – Diagrama Multi-elementos

O diagrama envolvendo elementos incompatíveis normalizados segundo MORB-N (Sun e McDonough, 1989) para o batólito Pajé (Fig. 43a) apresenta dois tipos um pouco diferentes, talvez por se tratar de uma amostra de sienogranito e a outra de um monzogranito. A amostra classificada como sienogranito apresenta um enriquecimento em Rb e Th em relação ao Ba e anomalias negativas em Sr, Nb e Ta e positivas em La, Ce e Sm. A anomalia de Eu mostra-se abaixo do valor de MORB-N. A outra amostra classificada como monzogranito apresenta com um moderado enriquecimento progressivo de Rb, Ba e Th e com anomalias negativas em Ta e Nb e positivas em La, Ce e Sm em relação ao Hf e Zr.

Esses elementos, normalizados segundo a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) (Fig. 43b) mostra a curva do sienogranito com enriquecimento em Rb e Th e conseqüentemente um empobrecimento em Ba e anomalias negativas de Ta, Nb, Sr e Eu abaixo do valor da Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985). Observa-se ainda elevados valores de La, Ce e dos elementos de HFSE (elementos de alto campo de força) tais como Hf e Zr. A outra curva do monzogranito mostra-se um pouco diferente por apresentar um pequeno empobrecimento em Rb em relação ao Ba e Th e com anomalias negativas de Sr e Eu abaixo do valor da Crosta Continental

(Taylor e McLennan, 1985) e com anomalias positivas de La, Ce e Sm em relação aos HFS tais como Hf e Zr.

Enriquecimento em Rb e Th com empobrecimento em Ba e Sr e com anomalias negativas de Ta e Nb em uma amostra e empobrecimento em Rb com enriquecimento de Ba e Th e com anomalias negativas de Sr e Eu em outra amostra de um mesmo corpo granítico significa um reflexo de sua mineralogia durante o fracionamento no magma de origem. Contudo enriquecimento de Ba e Sr em todos os tipos de magmas devem-se a cristalização de biotita (e k-feldspatos). As anomalias negativas de Nb (Ta) e positivas em Ce e Sm e decréscimo de Y e Yb em relação aos outros elementos compatíveis como HFSE (elementos de alto campo de força) tais como Hf e Zr são indicativos de magmas provenientes de fonte crustal.

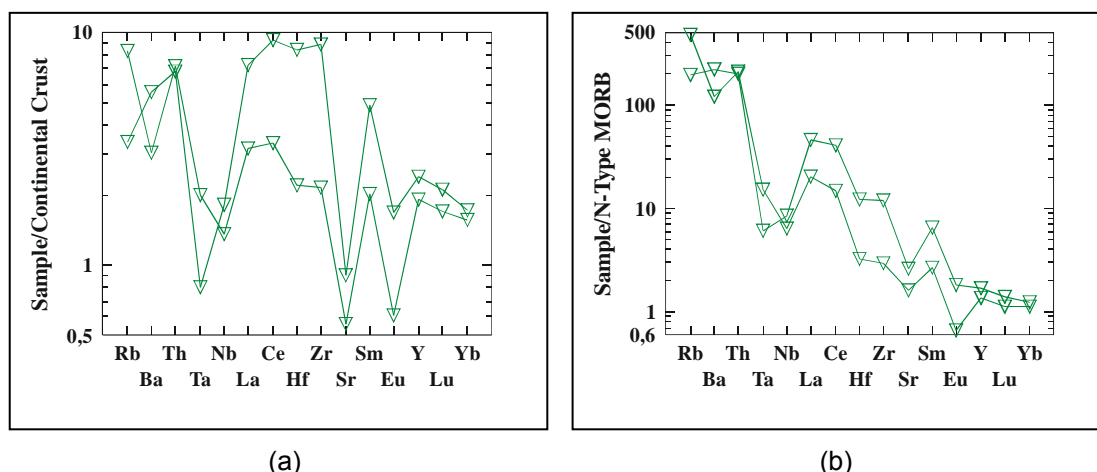


Figura 43 – Padrões de elementos incompatíveis normalizados segundo o MORB tipo-N (Sun e McDonough, 1989) (a) e segundo a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) (Taylor e McLennan, 1985) (b) para o granito Pajé.

5.3.4 – Elementos Terras Raras (ETR)

O granito Pajé apresenta-se com médios e elevados conteúdos em elementos de terras raras totais Σ ETR (241,4 e 599,7), 70 a 100 vezes maior do que o Condrito. É forte fracionamento, com enriquecimento dos elementos de terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos de terras raras pesados (ETRP) (Fig. 44). Exibe moderadas anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^* = 0,324$ e $0,3828$) e baixas a moderadas razões de $La_{(N)}/Lu_{(N)}$ (10,633 e 19,665) e de $Ce_{(N)}/Yb_{(N)}$ (8,921 e 22,354) indicando um moderado a elevado fracionamento dos ETRP. De acordo com Cullers *et al.* (1984), muitos monzogranitos e sienogranitos com pequena a moderada anomalias negativas de Eu require abundância de feldspato residual na sua origem.

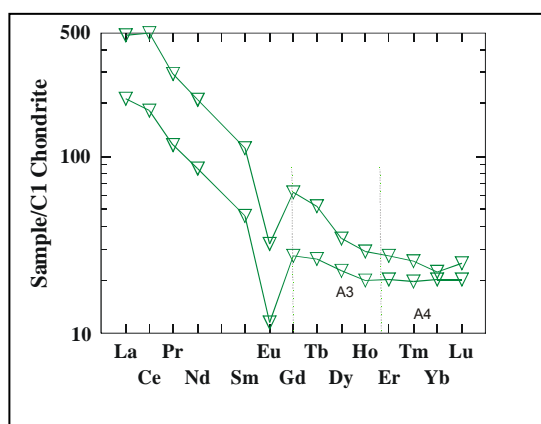


Figura 44 – Distribuição dos elementos de terras raras ETR normalizado segundo o Condrito C1(Sun e McDonough, 1989) para o granito Pajé.

5.4 – Granito Trapiá

Este corpo apresenta restrita variação nos elementos maiores, traços e terras raras. Nos elementos maiores tem-se uma pequena diferença nos teores de SiO₂ variando de 67,24 % a 72,05% e nos teores de Na₂O e K₂O que variam respectivamente de 3,17% a 3,79% e 5,03% a 5,80%. O Al₂O₃ varia em torno de 14,04% a 14,89%, assim como o Fe₂O₃, de 2,63% a 4,28%. O MgO e CaO apresentam-se em baixos teores em torno de respectivamente 0,30% a 0,83% e de 1,04% a 2,19%. Quanto aos elementos traços têm-se elevados teores em Ba (1758,5 ppm e 865,2 ppm) e moderados a elevados teores em Rb (169,0 ppm a 254 ppm), Sr (215 ppm a 549,3 ppm) e Zr (261,9 ppm a 507,1 ppm).

5.4.1 – Classificação Litoquímica

Os diagramas QAP com dados modais (Figura 45) segundo Streckeisen (1976) em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982) permitem classificar esse corpo granítico como monzogranito do tipo granito crustal. Nos diagramas Ab-An-Or de O' Connor, (1965) (Fig. 46) e o de Debon Le Fort (1983) (Fig. 47) com base em dados normativos são classificados como granitos. Porém, no diagrama baseado na classificação de Streckeisen e Le Maitre (1989) com $Q' = 100Q (Q+Or+Ab+An)$ versus $ANOR = 100An(Or+An)$ (Figura 48) mostra que este corpo granítico varia de composição de sienogranito a monzogranito.

No diagrama de Maniar e Piccoli, (1989) (Fig. 49) as amostras deste corpo granítico são plotadas no limite de transição de peraluminoso a metaluminoso com $IS < 1.1$, sendo normal para os granitos pós-tectônicos. O índice de alcalinidade de acordo com o diagrama de Irvine & Baragar (1971) mostra que essas rochas graníticas são de afinidade subalcalina (Fig. 50).

As relações Ba-Rb-Sr de acordo com o diagrama El Bousely e El Sokkary (1975) (Fig. 51) permitem classificar o granito Trapiá como granitos anômalos, em virtude da presença de biotita e de alguns minerais secundários como clorita e sericita, que aumentam o teor de Ba e Sr e reduz o teor de Rb.

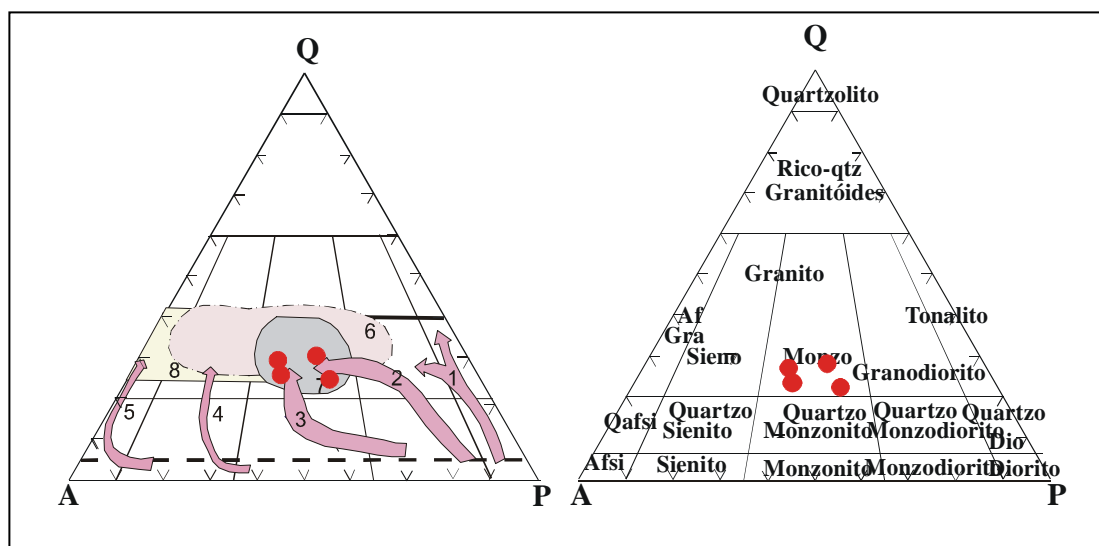


Figura 45 – Diagrama modal QAP Streckeisen (1976) mostra o granito Trapiá em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982): Séries tonalíticas cálcio-alcalinas ou série trondhjemiticas; 2 – Séries cálcio-alcalinas granodioríticas; 3 – Séries subalcalinas-monzoníticas; 4 – Séries Potássicas Aluminosas; 5 - Séries sódicas alcalinas; 6 – Granito crustal; 7 – Granitos anorogênicos (granitos série magnetita); 8 - Granitos anorogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).

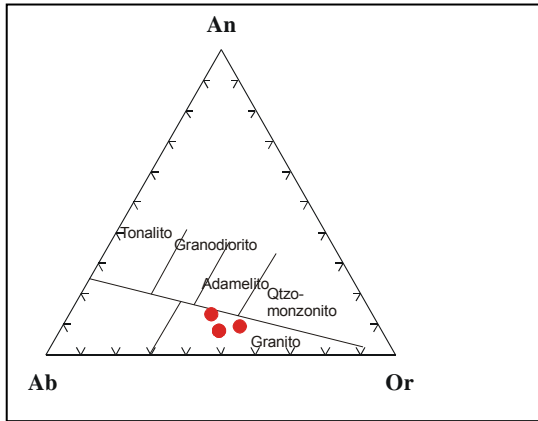


Figura 46 – Diagrama Ab-An-Or de O' Connor, 1965, com dados normativos para classificação do granito Trapiá.

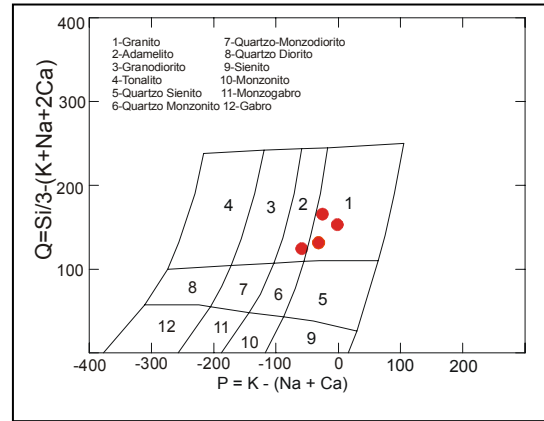


Figura 47 – Classificação do granito Trapiá de acordo com Debon Le Fort (1983).

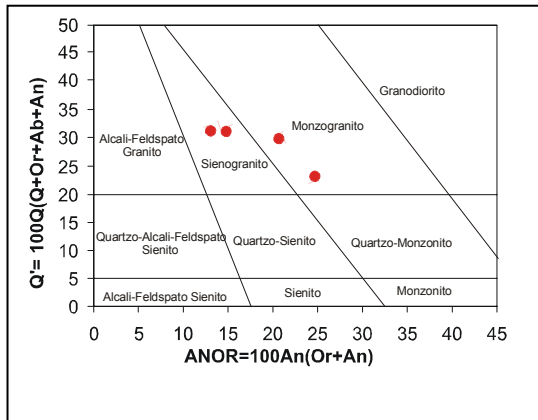


Figura 48 - Mostra a composição normativa do granito Trapiá variando de monzogranito a sienogranito baseada na classificação de Streckeisen e Le Maitre (1989).

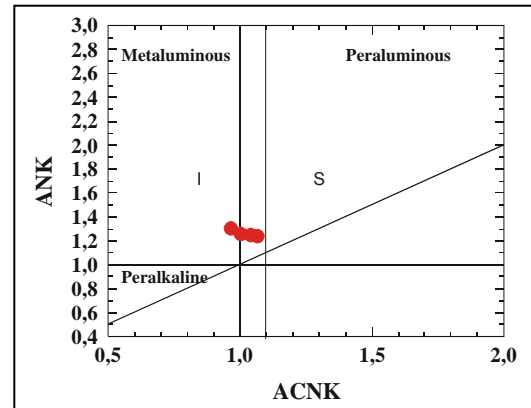


Figura 49 – Representação do granito Trapiá segundo o índice de Shand (Maniar & Piccoli, 1989), campo I (Ígneo) < 1.10 e S (Sedimentar) > 1.10.

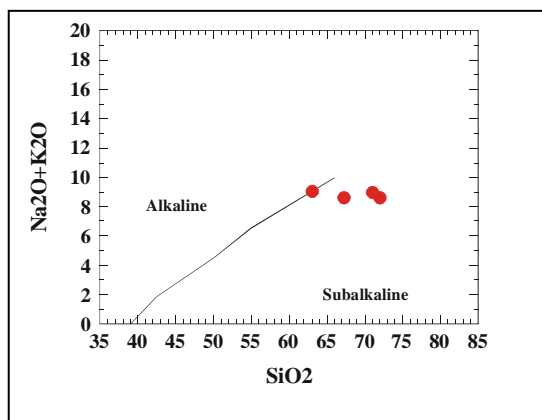


Figura 50 – Classificação do granito Trapiá segundo a alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971).

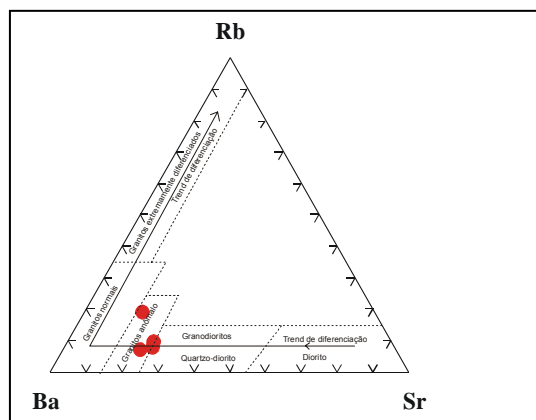


Figura 51 - Diagrama de El Bousely e El Sokyry (1975) mostra que o granito Trapiá esta no campo dos granitos anômalos.

5.4.2 – Ambiente Tectônica

No diagrama discriminante de ambiente tectônica R1 versus R2 de Batchelor & Bowden (1985) (Fig. 52) o granito Trapiá, anteriormente classificado como monzogranito do tipo granito crustal, cai no domínio dos granitos sin-colisionais com tendência a tardi-orogênicos. Entretanto, nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) e Pearce (1996), com Y versus Nb e (Y+Nb) versus Rb, as rochas plotam no primeiro diagrama (Fig. 53) no domínio dos granitos em ambiente de arcos vulcânicos mais sin-colisional (VAG+Syn-COLG). Enquanto que, no segundo diagrama (Fig. 54) as amostras plotam o mesmo domínio do primeiro, mas dentro do campo pós-colisional (post-COLG). Este campo pós-colisional (post-COLG), foi definido por Pearce (1996) para os tipos problemáticos de rochas graníticas tardi e

pós-orogênicas, que normalmente abrangem os três domínios: intraplacas (WPG), ambiente de arco vulcânico (VAG) a sin-colisional (Syn-COLG).

5.4.3 – Aranhogramas – Diagrama Multi-elementos

O diagrama de elementos incompatíveis normalizados por MORB tipo-N (Sun e McDonough, 1989) para o granito Trapiá (Fig. 55a) apresenta um enriquecimento em “LILE” com um pequeno enriquecimento de Rb e Th em relação ao Ba e com anomalias negativas em Nb e Ta e positivas em La, Ce, Sr e Sm com decréscimo de Y e Yb em relação aos HFSE (elementos de alto campo de força) como Hf e Zr. O diagrama normalizado contra a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) (Fig. 55b) apresenta um pequeno enriquecimento em Ba em relação ao Rb e Th, anomalias negativas em Nb, Ta e Sr e positivas em La, Ce e Sm em relação os elementos HFSE (elementos de alto campo de força) tais como Hf e Zr. Observa-se em uma das amostras um enriquecimento de Rb e Th em relação ao Ba, anomalias negativa de Ta, Nb e Sr e positivas de La, Ce e Sm em relação ao Hf e Zr.

O enriquecimento em Rb e Th e as anomalias negativas de Ta e Nb e positivas de La, Ce e Sm, são indicativos de magmas geradores de rochas com grande contribuição crustal.

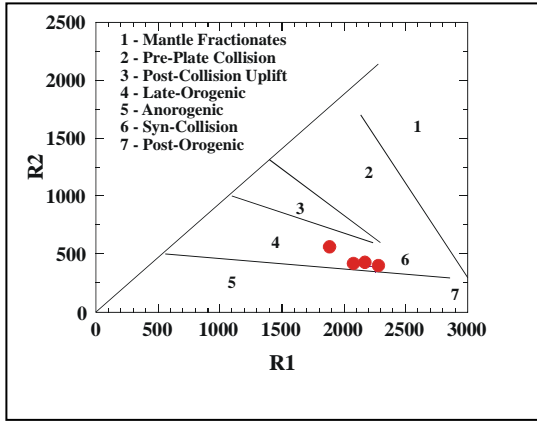


Figura 52 – Representação do granito Trapiá no diagrama discriminante de ambientes tectônicos R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985). $R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fé+Ti)$ e $R2 = 6Ca+2Mg+Al$.

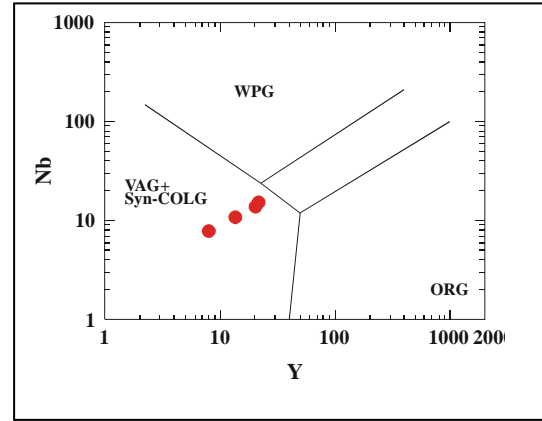


Figura 53 – Representação do granito Trapiá no diagrama discriminante de ambientes tectônicos com Nb versus Y (Pearce *et al.* 1984).

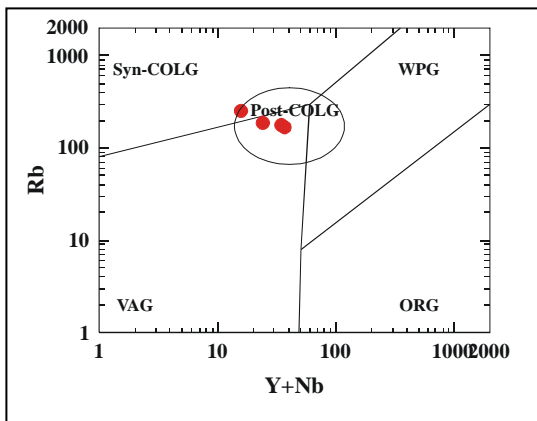
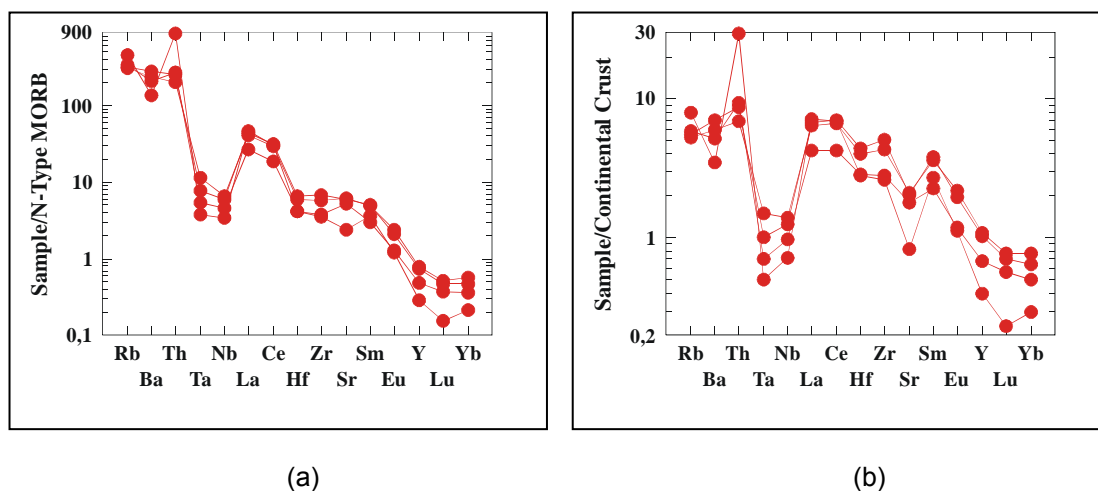


Figura 54 – Representação do granito Trapiá no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Yb+Nb versus Rb (Pearce *et al.* 1984) com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (Post-COLG) (Pearce, 1996).



(a) (b)
 Figura 55 – Padrões de elementos incompatíveis normalizados segundo o MORB tipo-N (Sun e McDonough, 1989) (a) e segundo a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) (b) para o granito Trapiá.

5.4.4 – Elementos De Terras Raras

Os padrões de distribuição dos elementos de terras raras (ETR) normalizados contra o Condrito C1 (Sun e McDonough, 1989) para pluton granítico de Trapiá mostram elevados conteúdos em elementos de terras raras totais Σ ETR (289,13 a 475,73), representando assim 80 a 100 vezes maiores do que o Condrito. Mostram-se com um forte fracionamento, com enriquecimento dos elementos de terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos de terras raras pesados (ETRP) e com pequenas a moderadas anomalias negativas de Eu/Eu^* (0,63 a 0,77) (Fig. 56). Observam-se médias a elevadas variações de $La_{(N)}/Lu_{(N)}$ (42,42 e 174,84) e elevadas razões de

$Ce_{(N)}/Yb_{(N)}$ (35,10 a 98,83) indicando um elevado grau fracionamento dos ETRP.

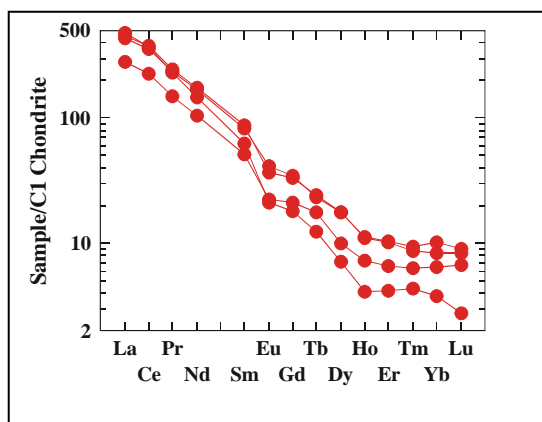


Figura 56 – Distribuição dos elementos de terras raras ETR normalizado segundo o Condrito C1(Sun e McDonough, 1989) para o granito Trapiá.

5.5 – Granito Gado Bravo

Os resultados obtidos a partir das análises químicas para este corpo mostram poucas variações em relação aos elementos maiores e traços. Os teores em SiO_2 são da ordem de 69,07% a 73,45% e o Al_2O_3 é de 14,03% a 15,20%. Os teores de MgO e CaO são baixos variando respectivamente de 0,09% a 0,36% e 0,92% a 1,77%. Os teores de Fe_2O_3 variam em torno de 1,26% a 2,76%, enquanto que, os álcalis apresentam teores mais elevados com Na_2O em torno de 3,21% a 3,76% e K_2O de 5,22% a 6,04%. Quanto aos elementos traços observam-se médios a elevados teores em Ba (352,9 ppm a 1801,4 ppm), Sr (99,7 ppm a 542,9 ppm) e Zr (126,8 ppm a 415,8 ppm), e baixos a moderados teores em Rb (170,4 ppm a 298,2 ppm).

5.5.1 – Classificação Litoquímica

O diagrama de classificação modal QAP Streckeisen (1976) (Figura 57) e em conjunto com o proposto por Lameyre & Bowden (1982) para este corpo granítico, mostram uma variação composicional de quartzo-sienito e quartzo-monzonito a monzogranito, enquadrando-se, portanto, dentro do campo dos granitos anarogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos). Entretanto, nos diagramas Ab-An-Or de O' Connor (1965) (Fig. 58) e o de Debon Le Fort (1983) (Fig. 59) com base nos dados normativos, permitem classificá-los apenas como granito. No diagrama de Streckeisen e Le Maitre (1989), $Q' = 100Q / (Q+Or+Ab+An)$ versus $ANOR = 100An / (Or+An)$ (Fig. 60) com base nos dados normativos, classifica o granito Gado Bravo como sienogranito e granodiorito. Esta última classificação, como granodiorito deve aos elevados teores de anortita e quartzo.

Quanto ao índice Shand de Maniar e Piccoli (1989) (Fig. 61) esse corpo granítico é de natureza transicional de peraluminoso a metaluminoso, com $IS < 1.1$. De acordo com o diagrama de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 62) é afinidade subalcalina.

As relações Ba-Rb-Sr de acordo com o diagrama El Bousely e El Sokyary (1975) (Fig. 63) especificam como granitos anômalos, normais e com tendência aos diferenciados á medida que aumenta o teor em Rb. Os granitos anômalos e normais mostram-se com médios teores em Ba e Sr e baixos em Rb.

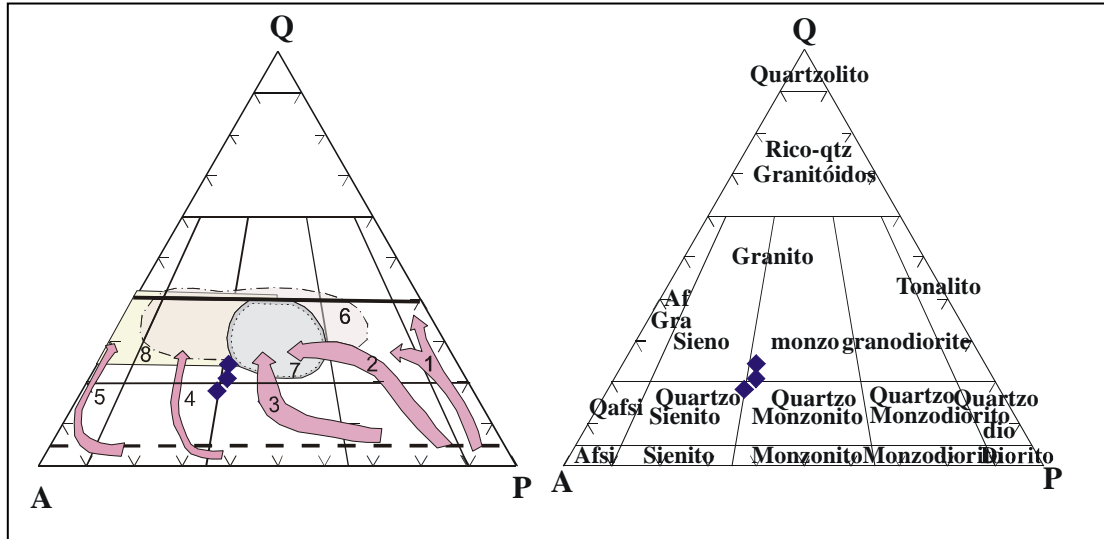


Figura 57 – Diagrama modal QAP Streckeisen (1976) mostra o granito Gado Bravo em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982): Séries tonalíticas cálcio-alcalinas ou série trondhjemíticas; 2 – Séries cálcio-alcalinas granodioríticas; 3 – Séries subalcalinas-monzoníticas; 4 – Séries Potássicas Aluminosas; 5 - Séries sódicas alcalinas; 6 – Granito crustal; 7 – Granitos anorogênicos (granitos série magnetita); 8 - Granitos anorogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).

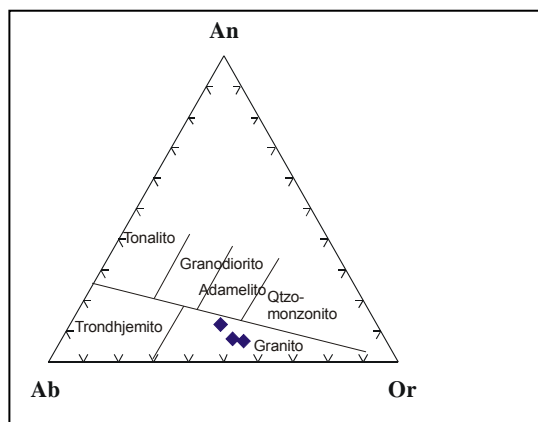


Figura 58 – Diagrama Ab-An-Or de O' Connor, 1965, com dados normativos para classificação do granito Gado Bravo.

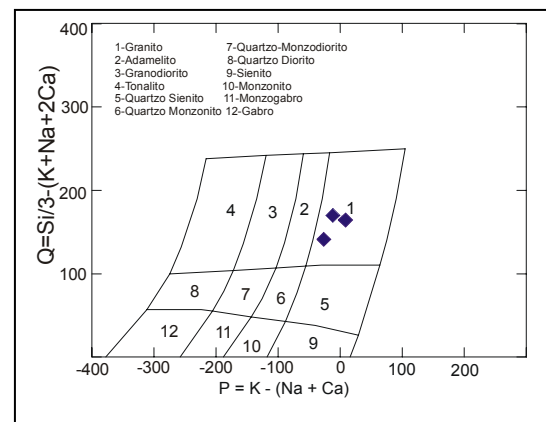


Figura 59 – Classificação do granito Gado Bravo de acordo com Debon Le Fort (1983).

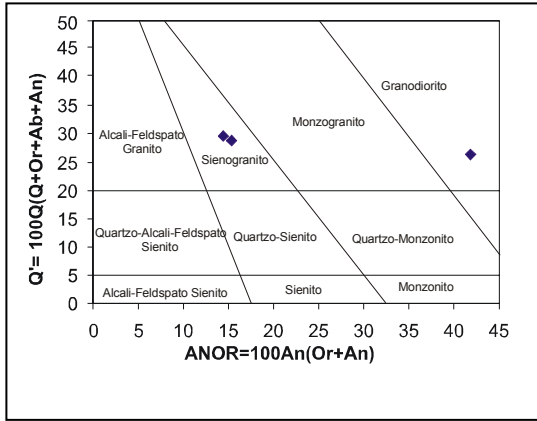


Figura 60 - Mostra a composição normativa baseada na classificação de Streckeisen e Le Maitre (1989) do granito Gado Bravo como sienogranito e uma das amostras no campo dos granodioritos.

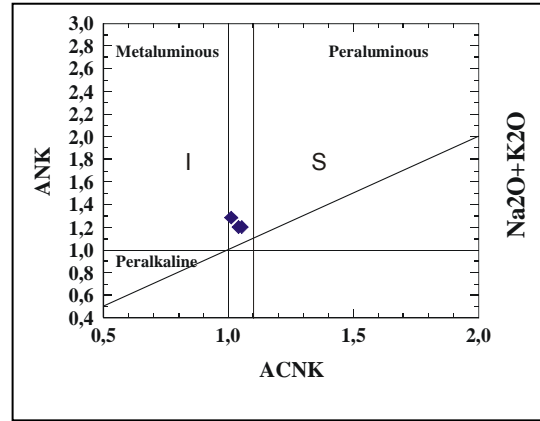


Figura 61 - Representação do granito Gado Bravo segundo o índice de Shand (Maniar & Piccoli, 1989), campo I (Ígneo) <1.1 e S (Sedimentar) >1.1.

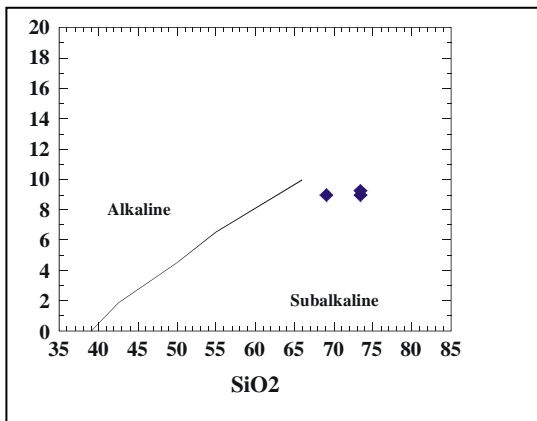


Figura 62 - Classificação do granito Gado Bravo segundo a alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971).

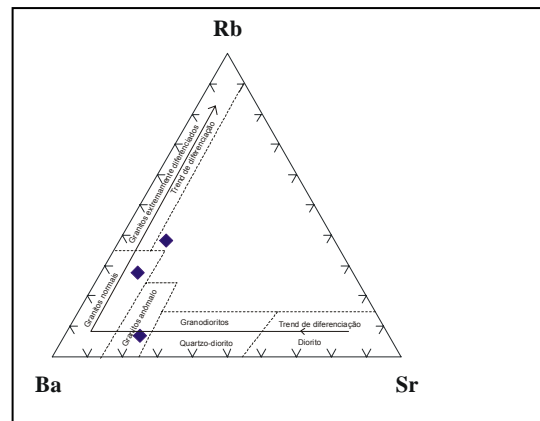


Figura 63 - Diagrama de El Bousely e El Sokkary (1975) mostra que o granito Gado Bravo esta no campo dos granitos anômalos e normais a diferenciados.

5.5.2 – Ambiência Tectônica

Os fatores discriminantes de ambiência tectônica R1 e R2 possibilitam uma compreensão sobre a progressão das composições químicas de granitos dentro do ciclo orogênico envolvendo os ambientes pré-colisional e colisional, até pós-colisional (e.g. Batchelor & Bowden, 1985). O diagrama R1 x R2 (Fig. 64) define o granito Gado Bravo como sin-colisional e de tendência a tardi-orogênico. Por outro lado, no diagrama de Y x Nb de Pearce *et al.* (1984) (Fig. 65) plotam este corpo granítico no domínio de arco vulcânico (VAG) e sin-colisionais (VAG + Syn COLG) e no diagrama de (Y+Nb) x Rb de Pearce *et al.* (1996) (Fig. 66) plotam no mesmo domínio do anterior, mas dentro do campo pós-colisional (Post-COLG).

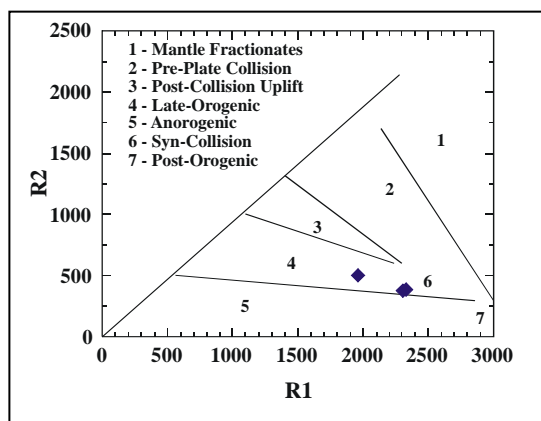


Figura 64 – Representação do granito Gado Bravo no diagrama discriminante de ambientes tectônicos R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985). $R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ e $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

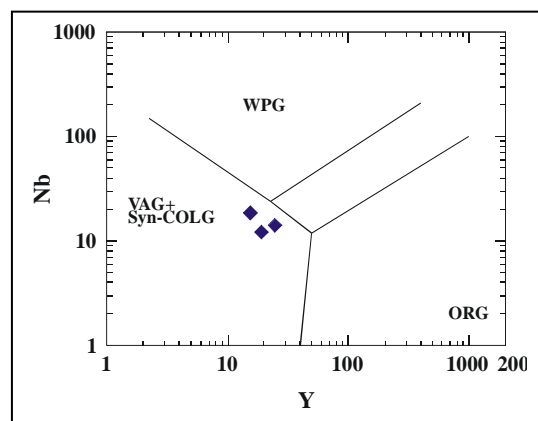


Figura 65 – Representação do granito Gado Bravo no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Y versus Nb (Pearce *et al.* 1984).

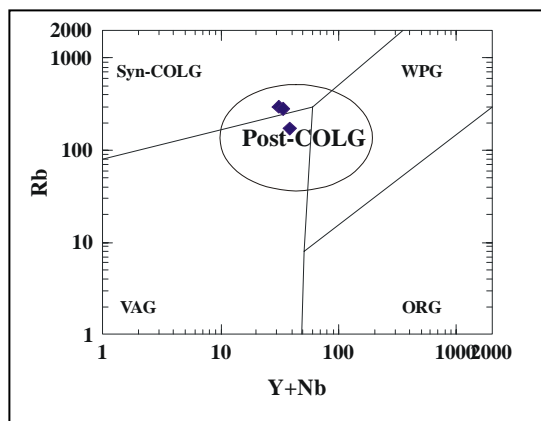


Figura 66 – Representação do granito Gado Bravo no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Yb+Nb versus Rb (Pearce et al 1984) com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (Post-COLG) (Pearce, 1996).

5.5.3 – Aranhogramas – Diagrama Multi-elementos

Os elementos incompatíveis representados pelo “spidergrama” normalizado contra MORB tipo-N (Sun e McDonough, 1989) para o pluton granítico de Gado Bravo (Fig. 67a), têm-se um moderado enriquecimento em “LILE” (elementos incompatíveis de raio iônico grande) principalmente Rb e Th em relação ao Ba, anomalias negativas em Nb, Ta e Sr e positivas de La, Ce e Sm em relação aos HFSE (elementos de alto campo de força) como Hf e Zr, e um decréscimo de Y, Lu e Yb abaixo do valor de MORB-N.

Em relação á Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) (Fig. 67b) observam-se duas amostras com enriquecimento em “LILE” como Rb e Th, mas com um empobrecimento em Ba e Sr, com anomalias negativas em Ta e Nb e positivas de La, Ce e Sm em relação aos HFSE (elementos de alto campo de força) como Hf e Zr. A outra apresenta um pequeno

enriquecimento de Ba em relação ao Rb e Th e com anomalias negativas de Ta e Nb e positivas de La, Ce e Sm em relação ao Hf e Zr. Tem-se ainda um empobrecimento de Eu, Y, Lu e Yb com valores <1.

O enriquecimento de “LILE” principalmente Rb, com empobrecimento de Ba e Sr na maioria das amostras, são comuns nessas rochas sienograníticas leucocráticas, onde há uma predominância de k-feldspato sobre plagioclásio. A amostra que apresenta um aumento de Ba em relação ao Rb e Th deve-se a maior contração de biotita e ao processo de cloritização da mesma.

O enriquecimento Rb e anomalias negativas de Nb e Ta e positivas em La, Ce e Sm são indicativos de magmas provenientes de fonte crustal.

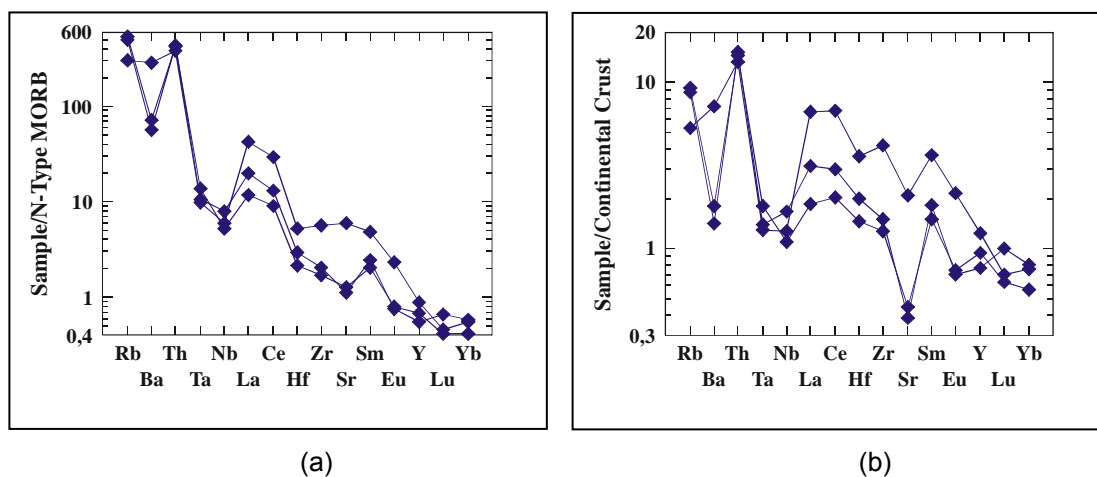


Figura 67 – Elementos incompatíveis normalizados segundo o MORB tipo-N (Sun e McDonough, 1989) (a) e normalizados segundo a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) (b) para o granito Gado Bravo.

5.5.4 – Elementos de Terras Raras (ETR)

Os padrões de distribuição dos elementos de terras raras normalizados contra o Condrito C1 (Sun e McDonough, 1989) para este corpo granítico, que varia de quartzo-sienito a sienogranito e monzogranito, mostram (Fig. 68) moderados a elevados conteúdos em elementos de terras raras totais ΣETR (147,52 a 467,33), representando 50 a 100 vezes maior do que os valores do Condrito. Observa-se um forte fracionamento, com enriquecimento dos elementos de terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos de terras raras pesados (ETRP). Contudo, devem-se ressaltar as pequenas e moderadas anomalias negativas de Eu/Eu^* (0,52 a 0,76) e as moderadas e elevadas razões de $La_{(N)}/Lu_{(N)}$ (16,81 a 54,60) e $Ce_{(N)}/Yb_{(N)}$ (15,0 a 37,45) indicando um elevado fracionamento dos ETRP. Os valores dos ETRP principalmente do Dy ao Lu estão abaixo dos valores do condrito. Tem-se um aumento dos ETRL à medida que aumenta o teor de sílica.

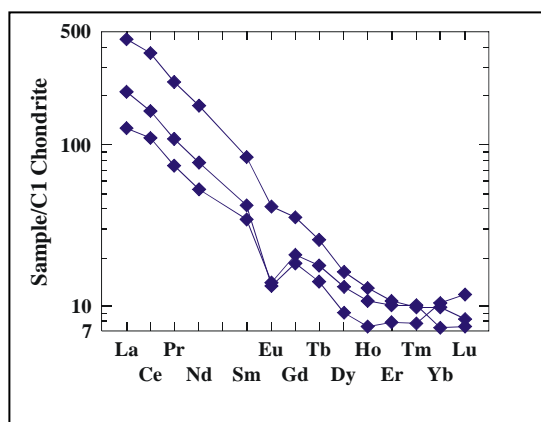


Figura 68 – Distribuição dos elementos de terras raras ETR normalizado segundo o Condrito C1 (Sun e McDonough, 1989) para o granito Gado Bravo.

5.6 – Granito Luvas

Os resultados das análises químicas para este corpo granítico apresentam poucas variações quanto aos elementos maiores e traços. Os teores em SiO_2 são de 66,82% e 72,73% e o Al_2O_3 de 13,93% e 16,31%. O Fe_2O_3 mostra-se elevado com teores em torno de 1,87% e 2,85%. O MgO e o CaO apresentam baixos teores respectivamente de 0,18% e 0,44% e 1,09% e 1,86%. Os álcalis apresentam com moderado teor em Na_2O de 3,61% e 3,94% e elevado teor em K_2O de 5,38% e 6,30%. Quanto aos elementos traços tem-se elevados teores em Ba (758,6 ppm a 2102,3 ppm), Sr (283,3 ppm a 651,2 ppm) e Zr (206,2 ppm a 487,2 ppm), e moderados teores em Rb (136,0 ppm a 191,1 ppm).

5.6.1 – Classificação Litoquímica

O diagrama QAP com dados modais (Fig. 69) segundo Streckeisen (1976) e em conjunto com o proposto por Lameyre & Bowden (1982) permitem definir para este corpo granítico uma variação composicional de quartzo-monzonito a monzogranito enquadrando-os dentro do campo dos granitos crustais e dentro do campo das séries subalcalinas monzoníticas.

O diagrama de Ab-An-Or de O' Connor (1965) com base nos dados normativos (Fig. 70) permite classificar este corpo apenas como granito. Contudo no diagrama de Debon Le Fort (1983) (Fig. 71) classifica como de composição granito e quartzo-sienito o que difere da classificação modal

segundo Streckeisen (1976). O diagrama de classificação de Streckeisen e Le Maitre (1989) baseado na composição normativa com $Q' = 100Q$ ($Q+Or+Ab+An$) versus $ANOR = 100An(Or+An)$ (Fig. 72) classifica o granito Luvas como sienogranito e granodiorito, diferenciando assim de todos os outros diagramas classificatórios.

De acordo com o índice de Shand de Maniar & Piccoli (1989) (Fig. 73) o granito Luvas apresenta um caráter peraluminoso a metaluminoso com $IS < 1.1$, o que é normal para muitos dos biotita-granitos pós-tectônicos. Quanto á alcalinidade o diagrama de Irvine & Baragar (1971) mostra uma afinidade subalcalina (Fig. 74).

A combinação dos três elementos traços Ba-Rb-Sr no diagrama de El Bousely e El Sokkary (1975) (Fig. 75) especificam esse corpo granítico como granitos anômalos, por apresentarem teores normais em Ba e Sr e baixos teores em Rb.

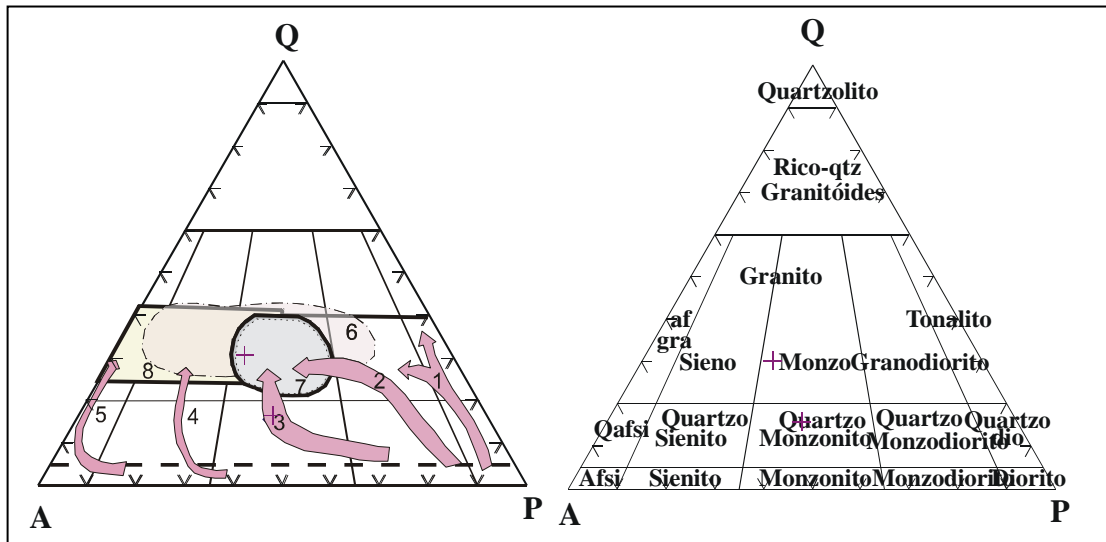


Figura 69 – Diagrama modal QAP Streckeisen (1976) mostra o granito Luvás em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982): Séries tonalíticas cálcio-alcalinas ou série trondhjemíticas; 2 – Séries cálcio-alcalinas granodioríticas; 3 – Séries subalcalinas-monzoníticas; 4 – Séries Potássicas Aluminosas; 5 - Séries sódicas alcalinas; 6 – Granito crustal; 7 – Granitos anorogénicos (granitos série magnetita); 8 - Granitos anorogénicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).

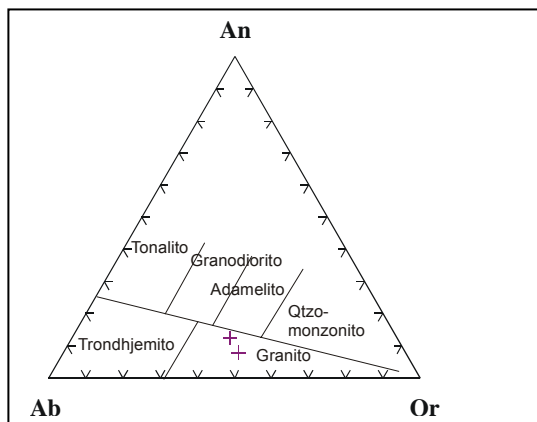


Figura 70 – Classificação do granito Luvás de acordo com Debon Le Fort (1983).

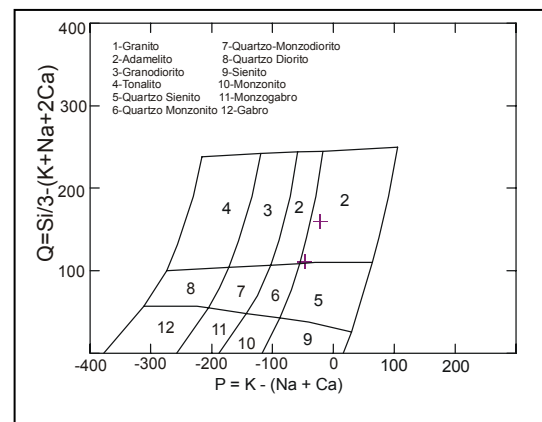


Figura 71 – Diagrama Ab-An-Or de O' Connor, 1965, com dados normativos para classificação do granito Luvás.

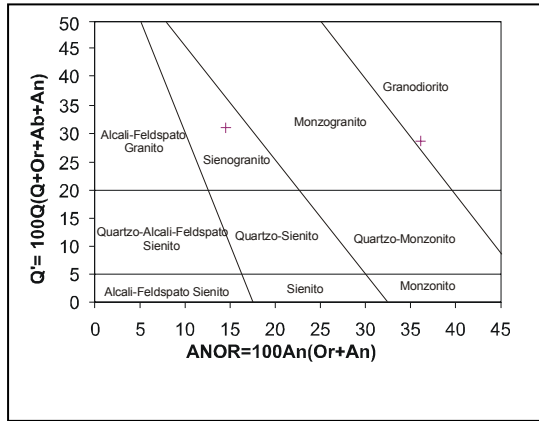


Figura 72 - Mostra a classificação de Streckeisen e Le Maitre (1989) baseada na composição normativa para o granito Luvas como sienogranito e uma amostra no campo do granodiorito.

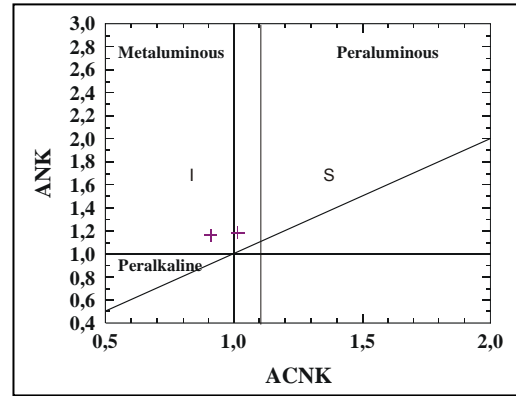


Figura 73 - Representação do granito Luvas segundo o índice de Shand (Maniar & Piccoli, 1989) campo I (Ígneo) <1.1 e S (Sedimentar) >1.1.

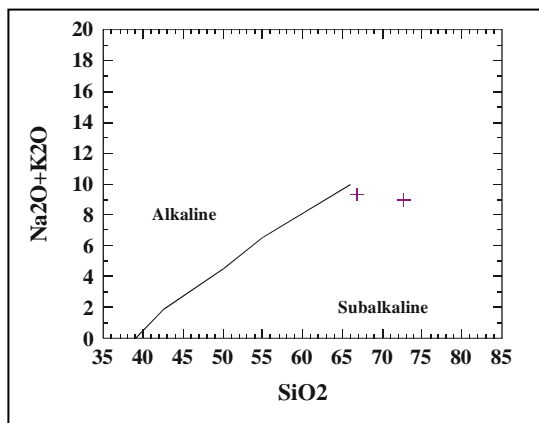


Figura 74 - Classificação do granito Luvas segundo a alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971).

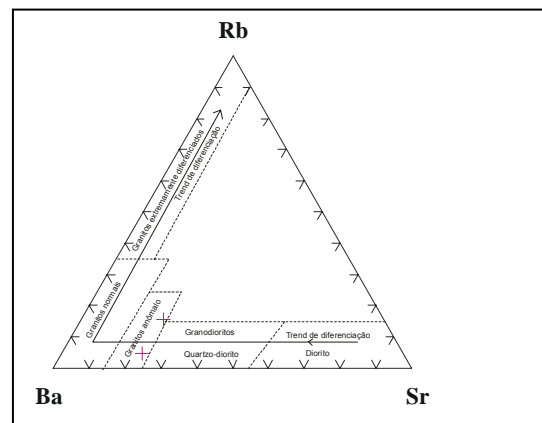


Figura 75 - Diagrama de El Bousely e El Sokkary (1975) mostra o granito Luvas no campo dos granitos anômalos.

5.6.2 – Ambiência Tectônica

Com referência á ambiência tectônica o diagrama (Fig. 76) R1 versus R2 de Batchelor & Bowden (1985) mostra serem granitos sin-colisionais com tendência a tardi-orogênicos. Entretanto, no diagrama de Y versus Nb de Pearce et al (1984) (Fig. 77) mostra esse corpo granítico no domínio de arco vulcânico (VAG) e sin-colisionais (VAG + Syn COLG). No diagrama (Y+Nb) versus Rb de Pearce (1996) (Fig. 78) plota o granito Luvas dentro do mesmo domínio de arco vulcânico mais sin-colisional (VAG+Syn-COLG), mas dentro do campo definido pelo autor como pós-colisional (Post-COLG).

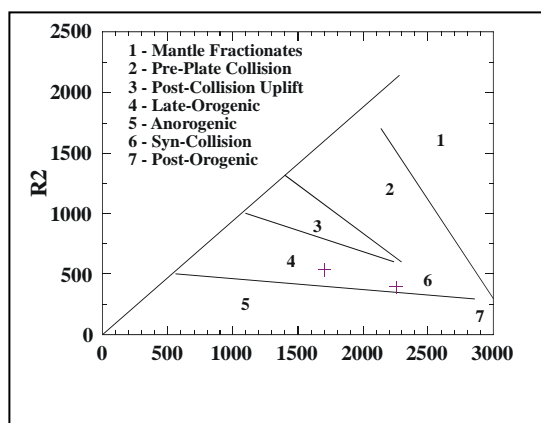


Figura 76 – Representação do granito Luvas no diagrama discriminante de ambientes tectônicos R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985). $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ e $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

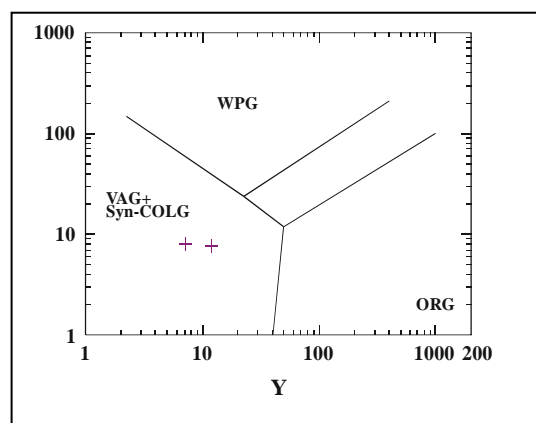


Figura 77 – Representação do granito Luvas no diagrama discriminante de ambiente tectônico Y versus Nb (Pearce et al. 1984).

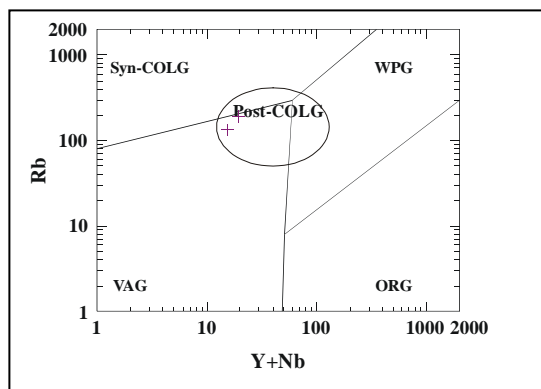


Figura 78 – Representação do granito Luvas no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Yb+Nb versus Rb (Pearce et al 1984) com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (Post-COLG) (Pearce, 1996).

5.6.3 – Aranhogramas – Diagrama Multi-elementos

No diagrama envolvendo elementos incompatíveis normalizados por MORB-N para esse corpo granítico (Fig. 79a) mostra dois padrões de curvas um pouco diferentes; em uma das amostras tem-se enriquecimento em Rb e Th e empobrecimento Ba, e na outra um pequeno enriquecimento de Ba em relação ao empobrecimento de Rb e Th. Apresentam ambas as curvas anomalias negativas de Ta e Nb e positivas de La e Ce em relação aos elementos HFSE (elementos de alto campo de força) tais como Hf e Zr. Esses dois últimos elementos, como Hf e Zr formam juntamente com o Sr um plano retilíneo.

O diagrama de elementos incompatíveis normalizados contra a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) (Fig. 79b) mostra-se também um pouco diferente nas duas amostras; uma mostra-se com enriquecimento

em Ba em relação ao empobrecimento de Rb e Th e a outra com enriquecimento em Rb e Th e com empobrecimento de Ba. Observam-se ainda anomalias negativas de Ta e Nb e um aumento progressivo em forma de cunha ou côncava do La, Ce, Hf e Zr, que decresce com a anomalia negativa de Sr e Eu.

O pequeno enriquecimento em Ba em relação ao Rb em uma das amostras é uma clara evidência da maior concentração de biotita e devido também á alteração pós-magmática de silicatos potássicos para sericita e bem como o crescimento secundário de muscovita. Esta alteração hidrotermal é identificada nas curvas de ETR como falso efeito “tetrad” que é posteriormente discutido.

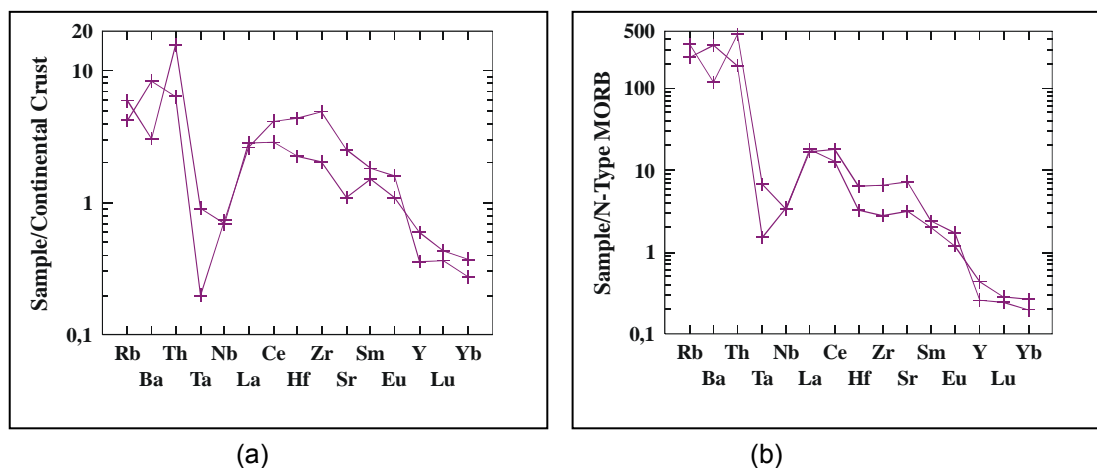


Figura 79 – Padrões de elementos incompatíveis normalizados segundo MORB tipo-N (Sun e McDonough, 1989) (a) e segundo a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) (b) para o granito Luvas.

5.6.4 – Elementos de Terras Raras (ETR)

A distribuição dos padrões de elementos de terras raras ETR normalizados segundo o Condrito C1(Sun e McDonough, 1989) para este corpo granítico, com elevados valores em Σ ETR (193,87 a 238,57), é em torno de 70 a 100 vezes maiores do que o condrito (Fig. 80). Este corpo apresenta-se com um forte fracionamento, com enriquecimento dos elementos de terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos de terras raras pesados (ETRP) e com uma das amostras com uma pequena anomalia negativa de Eu/Eu^* (0,80) e a outra de composição quartzo-monzonito com uma pequena anomalia positiva de Eu/Eu^* (1,09). Exibe médias razões de $\text{La}_{(N)}/\text{Lu}_{(N)}$ (37,18 e 40,92) e $\text{Ce}_{(N)}/\text{Yb}_{(N)}$ (32,3 e 62,59) indicando um forte fracionamento dos ETRP. O forte fracionamento e a anomalia positiva de Eu/Eu^* , segundo alguns autores deve-se a presença de hornblenda e granada em fases residuais envolvendo processo de fusão parcial.

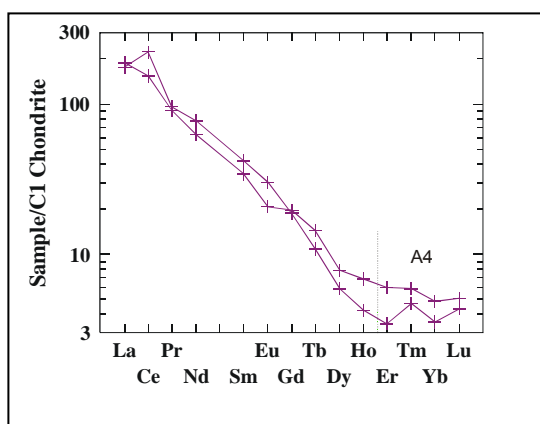


Figura 80 – Distribuição dos elementos de terras raras ETR normalizado segundo o Condrito C1(Sun e McDonough, 1989) e no final da curva da amostra inferior um falso efeito “tetrad” para o granito Luvas.

5.7 – Granito Pedrês

Os resultados de análises químicas expostas na tabela 2, mostram para este corpo granítico elevados teores em SiO_2 de 72,37% e moderados em Al_2O_3 de 14,30%. Observam-se baixos teores em F_2O_3 de 1,87%, MgO de 0,21% e CaO de 1,23%. Os álcalis exibem médios teores com Na_2O de 3,42% e K_2O de 5,70%. Os elementos traços apresentam-se com elevados teores em Ba (839,2 ppm) e Sr (330,4 ppm) e baixos em Rb (168,6 ppm) e Zr (177,2 ppm).

5.7.1 – Classificação Litoquímica

Para classificação deste corpo granítico utilizou-se o diagrama QAP (Figura 81) segundo Streckeisen (1976) e em conjunto com o proposto por Lameyre & Bowden (1982) permitiram classificar a rocha, com base nos dados modais, como sienogranito e enquadrá-la dentro do campo granito crustal.

Com base nos dados normativos o diagrama de Ab-An-Or de O' Connor (1965) (Fig. 82) permite classificar este corpo granítico como simplesmente granito, que também vem a confirmar com o diagrama de Debon Le Fort (1983) (Fig. 83). Para melhor definir a classificação utiliza-se o diagrama de Streckeisen e Le Maitre (1989), baseado na composição normativa, com $Q' = 100Q (Q+Or+Ab+An)$ versus $ANOR = 100An(Or+An)$ (Figura 84), e que vem confirmar a classificação modal como sienogranito.

O diagrama do índice de Shand de Maniar & Piccoli (1989) (Fig. 85) mostra que este corpo granítico plotado em uma área de transição de peraluminoso a metaluminoso, com $IS < 1.1$. Quanto á alcalinidade o diagrama de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 86) mostra que este corpo é de afinidade subalcalina.

A combinação dos elementos Ba-Rb-Sr de acordo com o diagrama El Bousely e El Sokkary (1975) (Fig. 87) especificam esse corpo granítico no limite dos granitos anômalos e granodioritos, devido aos elevados teores em Ba e Sr.

5.7.2 – Ambiência Tectônica

O diagrama discriminante R1 x R2 de Batchelor & Bowden (1985) (Fig. 88) para ambiência tectônica, plota este corpo granítico no campo sin-colisional. Contudo, nos diagramas de Pearce *et al.* (1984 e 1996) com Y versus Nb e (Y+Nb) versus Rb (Figs. 89 e 90) mostra este corpo granítico no primeiro diagrama no domínio de arcos vulcânicos mais sin-colisionais (VAG + Syn-COLG) e no segundo no domínio de arcos vulcânicos (VAG), mas dentro do campo pós-colisional (Post-COLG). Este campo, pós-colisional (Post-COLG) superpõe os três domínios: intraplacas (WPG), arco vulcânico (VAG) e sin-colisional (Syn-COLG).

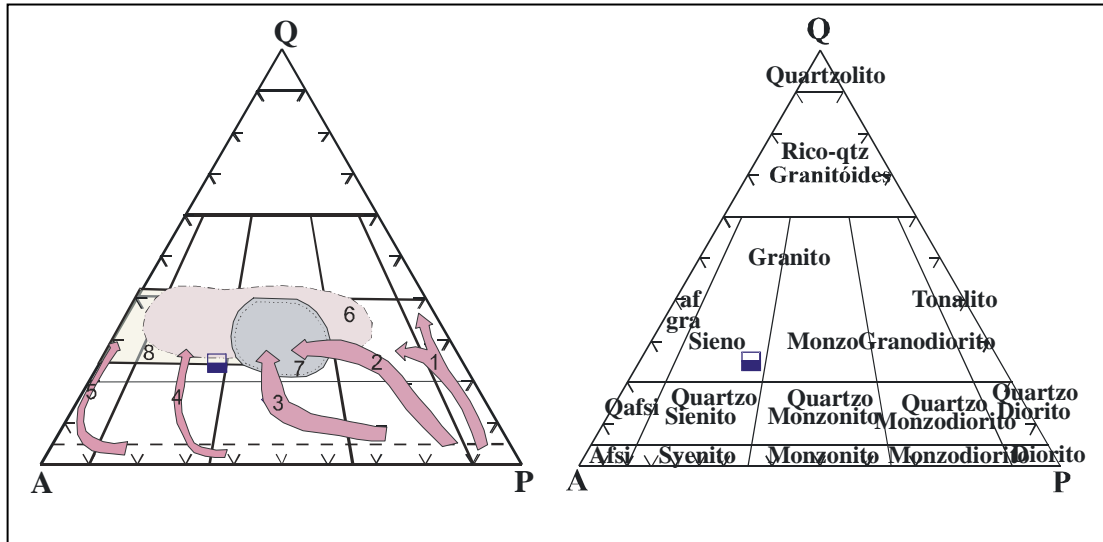


Figura 81 – Diagrama modal QAP Streckeisen (1976) mostra o granito Pedrês em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982): 1 – Séries tonalíticas cálcio-alcalinas ou série trondhjemíticas; 2 – Séries cálcio-alcalinas granodioríticas; 3 – Séries subalcalinas-monzoníticas; 4 – Séries Potássicas Aluminosas; 5 - Séries sódicas alcalinas; 6 – Granito crustal; 7 – Granitos anorogênicos (granitos série magnetita); 8 - Granitos anorogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).

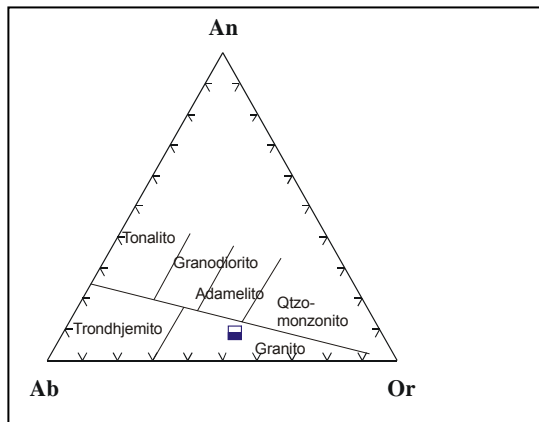


Figura 82 – Diagrama Ab-An-Or de O' Connor, 1965, com dados normativos para classificação do granito Pedrês.

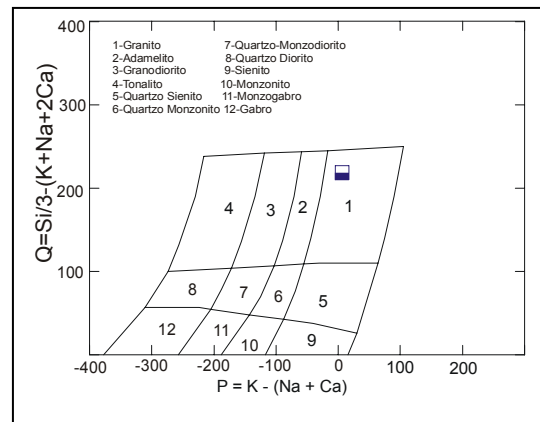


Figura 83 – Classificação do granito Pedrês de acordo com Debon Le Fort (1983).

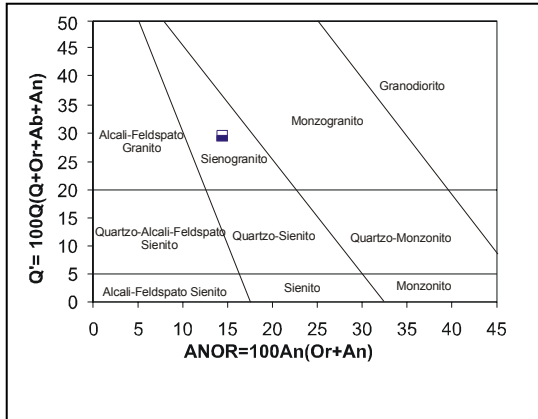


Figura 84 - Mostra a classificação de Streckeisen e Le Maitre (1989) baseada na composição normativa para o granito

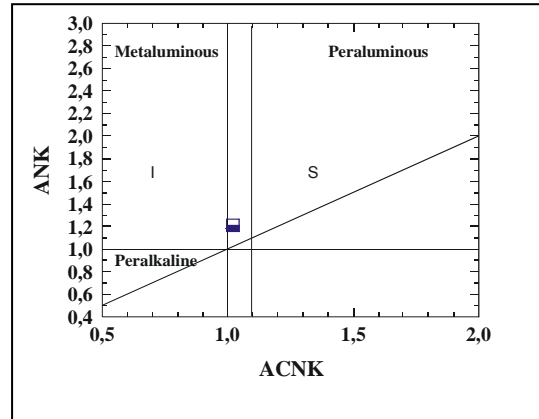


Figura 85 - Representação do granito Pedrês segundo o índice de Shand (Maniar & Piccoli, 1989), campo I (Ígneo) <1.1 e S (Sedimentar) >1.1.

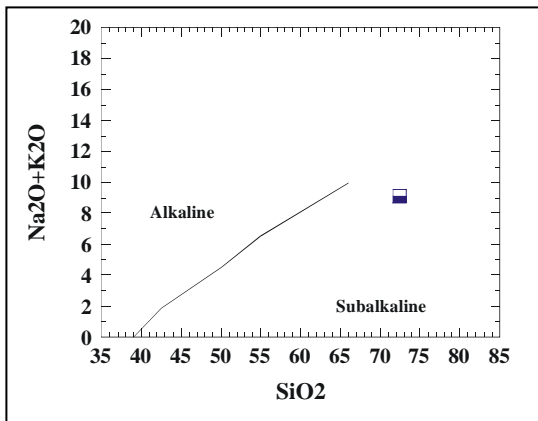


Figura 86 - Classificação do granito Pedrês segundo a alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971).

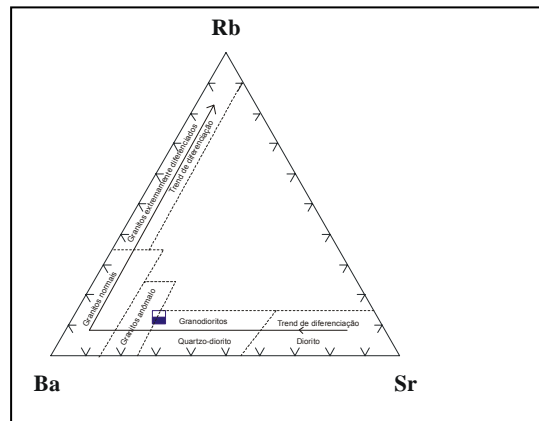


Figura 87 - Diagrama de El Bousely e El Sokkary (1975) mostra o granito Pedrês no campo dos granitos anômalo.

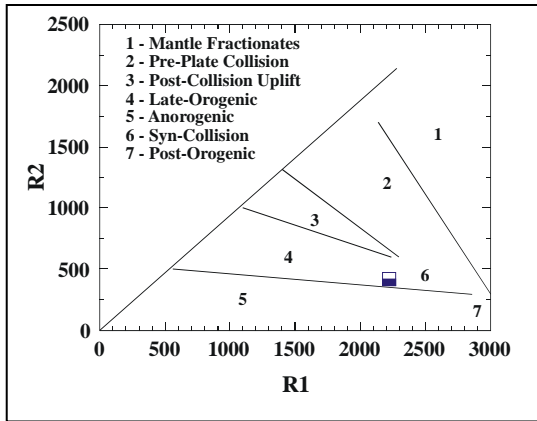


Figura 88 – Representação do granito Pedrês no diagrama discriminante de ambientes tectônicos R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985). $R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fé+Ti)$ e $R2 = 6Ca+2Mg+Al$.

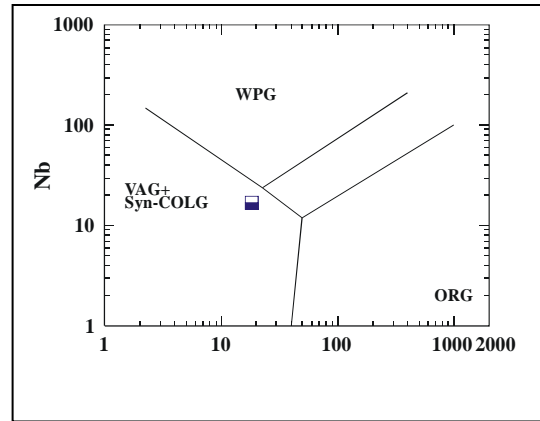


Figura 89 – Representação do granito Pedrês no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Y versus Nb (Pearce *et al.* 1984).

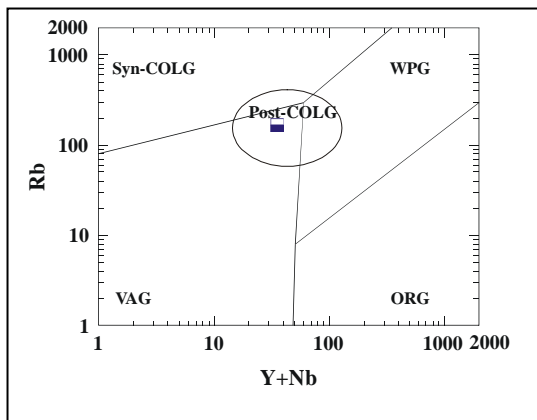


Figura 90 – Representação do granito Pedrês no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Yb+Nb versus Rb (Pearce *et al.* 1984) com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (Post-COLG) (Pearce, 1996).

5.7.3 – Aranhogramas – Diagrama Multi-elementos

O diagrama de elementos incompatíveis normalizados por MORB-N (Fig. 91a) para este corpo granítico mostra um enriquecimento em Rb e Th em relação ao Ba com anomalias negativa em Ta e Nb e positiva em La, Ce e Sr em relação aos HFSE (elementos de alto campo de força) como Hf e Zr. Observam-se ainda anomalias negativas de Eu, Y, e Yb, com valores abaixo de MORB.

O diagrama de elementos incompatíveis normalizados por Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) (Fig. 91b) apresenta um pequeno enriquecimento de Rb e Th em relação ao Ba, e com anomalias negativas em Ta, Nb e Sr e positivas em La, Ce e Sm em relação aos elementos Hf e Zr. Exibem ainda baixos valores de Eu, Y, Lu e Yb $\ll 1$.

O enriquecimento em Rb e Th em relação ao Ba, anomalias negativas de Ta e Nb e positivas em Ce e Sm e um decréscimo em Y e Yb é uma das características comuns de magmas provenientes de fonte crustal.

5.7.4 – Elementos de Terras Raras (ETR)

Este pluton apresenta um elevado padrão de distribuição dos elementos de terras raras totais ΣETR (269,89) (Fig. 92), representando assim em média 70 a 100 vezes maior do que o Condrito. Mostra um forte fracionamento, com enriquecimento dos elementos de terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos de terras raras pesados (ETRP) e uma

pequena anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,67$). As elevadas razões de $La_{(N)}/Lu_{(N)}$ (23,00) e as moderadas razões de $Ce_{(N)}/Yb_{(N)}$ (17,95), indicam um elevado fracionamento dos ETRP. Observa-se um empobrecimento dos ETRP, com valores do Ho ao Lu abaixo do valor do condrito.

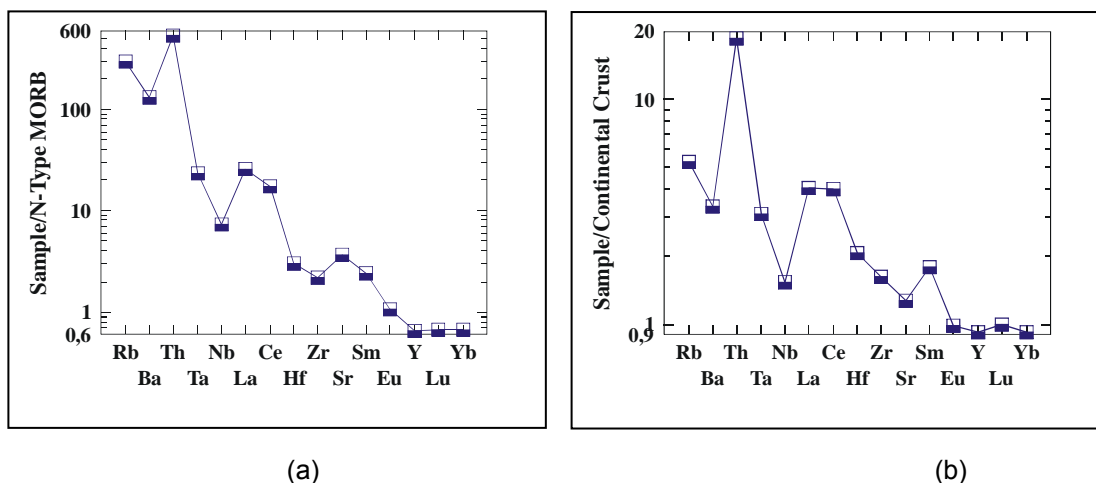


Figura 91 – Padrões de elementos incompatíveis normalizados segundo MORB tipo-N (Sun e McDonough, 1989) (a) e segundo a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) (b) para o granito Pedrês.

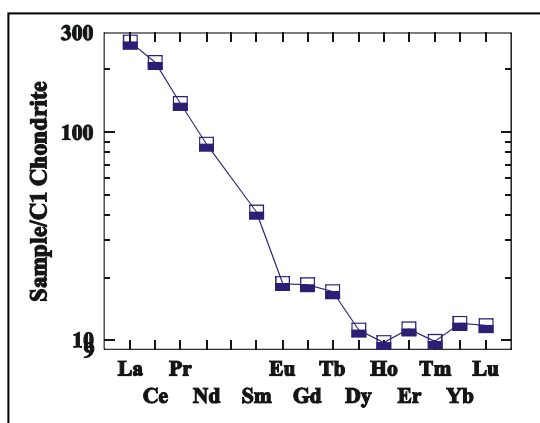


Figura 92 – Distribuição dos elementos de terras raras ETR de acordo com o padrão normalizado segundo o Condrito C1 (Sun e McDonough, 1989) para o granito Pedrês.

5.8 - Granito Correntes

O resultado de análise química para este corpo granítico (tabela 2) apresenta elevado teor em SiO₂ de 75,84%, indicando ser um corpo granítico evoluído. Mostra-se com moderados teores em Al₂O₃ de 12,37% e elevado teor em Fe₂O₃ de 2,15%. Os teores de MgO e CaO são baixos respectivamente com 0,68% e 2,95%. Os álcalis apresentam-se com médios teores com Na₂O de 2,95% e K₂O de 5,34%. Quanto aos elementos traços têm-se baixos teores em Ba (186,9 ppm) e Sr (55,3 ppm) e moderados teores em Rb (244,4 ppm) e Zr (177,2 ppm).

5.8.1 – Classificação Litoquímica

O diagrama QAP com dados modais segundo Streckeisen (1976) (Fig. 93) em conjunto com o proposto por Lameyre & Bowden (1982) permitem classificar este corpo granítico como sienogranito e dentro do campo dos granitos crustais.

O diagrama de Ab-An-Or de O' Connor (1965) (Fig. 94) com dados normativos permite classificar este corpo granítico como simplesmente granito, que também vem a confirmar com o diagrama de Debon Le Fort (1983) (Fig. 95), que classifica no campo dos granitos. Para definir melhor a classificação utilizou-se o diagrama de Streckeisen e Le Maitre (1989) com $Q' = 100Q / (Q+Or+Ab+An)$ versus $ANOR = 100An / (Or+An)$ (Fig. 96) que é

baseado na composição normativa, classificando o granito Correntes como quartzo-sienito.

De acordo com o índice de Shand de Maniar & Piccoli (1989) (Fig. 97) o qual identifica que este corpo granítico como de caráter peraluminoso $IS < 1.1$. A alcalinidade é de afinidade subalcalina como mostrada pelo diagrama de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 98).

O diagrama ternário envolvendo os três elementos traços Ba-Sr-Rb de El Bousely e El Sokkary (1975) (Fig. 99), especifica este corpo granítico com tendência ao “*trend*” extremamente diferenciado, por apresentar com baixos teores em Ba e Sr e elevado teor em Rb.

5.8.2 – Ambiência Tectônica

Os fatores discriminantes de ambiência tectônica $R1xR2$ de Batchelor & Bowden (1985) possibilita uma compreensão sobre a progressão das composições químicas de granitos dentro do ciclo orogênico, envolvendo os ambientes pré-colisional e colisional, até pós-colisional. O diagrama $R1xR2$ (Fig. 100) para ambiência tectônica posiciona este corpo granítico evoluído ($SiO_2 > 75\%$) e com tendência a diferenciado no campo dos granitos sin-colisionais com tendência a pós-orogênico. No diagrama Y versus Nb (Fig. 101) de Pearce *et al.* (1984) posiciona este corpo granítico no domínio intraplacas (WPG). Entretanto, no diagrama $(Y+Nb)$ versus Rb (Fig. 102) posiciona no limite dos três domínios de arco-vulcânico (VAG), sin-

colisional (Syn-COLG) e intraplaca (WPG), mas dentro do campo pós-colisional (Post-COLG) definido por Pearce (1996).

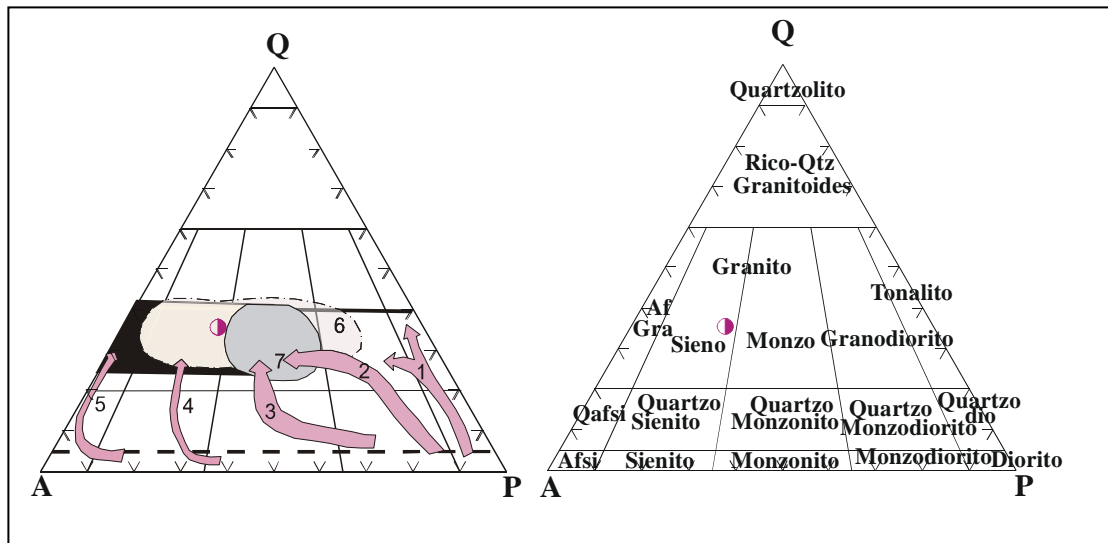


Figura 93 – Diagrama modal QAP Streckeisen (1976) mostra o granito Correntes em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982): Séries tonalíticas cálcio-alcalinas ou série trondhjemiticas; 2 – Séries cálcio-alcalinas granodioríticas; 3 – Séries subalcalinas-monzoníticas; 4 – Séries Potássicas Aluminosas; 5 - Séries sódicas alcalinas; 6 – Granito crustal; 7 – Granitos anorogênicos (granitos série magnetita); 8 - Granitos anorogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).

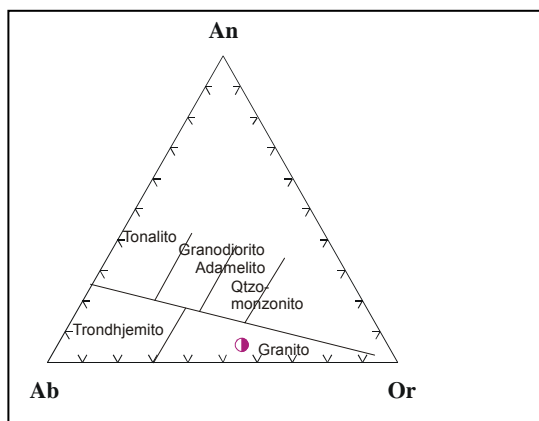


Figura 94 – Diagrama Ab-An-Or de O' Connor, 1965, com dados normativos para classificação do granito Correntes.

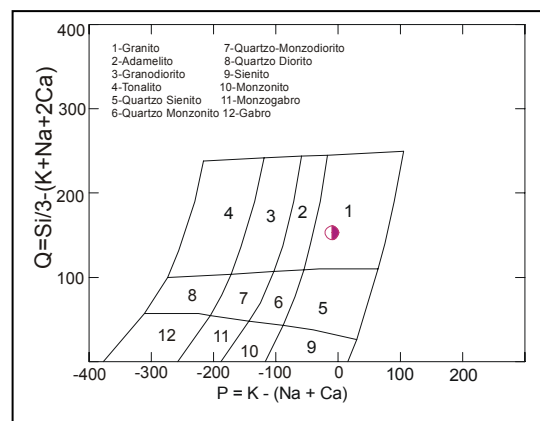


Figura 95 – Classificação do granito Correntes de acordo com Debon Le Fort (1983).

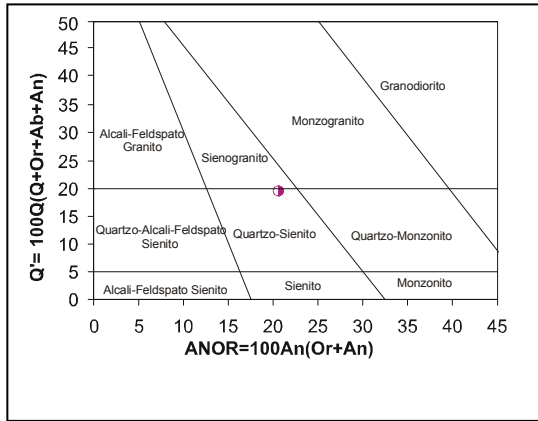


Figura 96 - Diagrama de Streckeisen e Le Maitre (1989) baseada na composição normativa mostra o granito Correntes no campo quartzo-sienito.

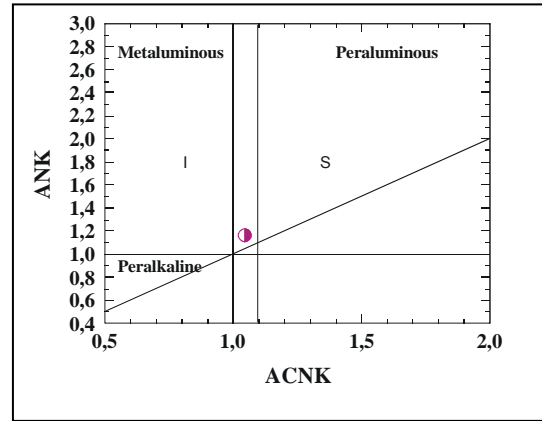


Figura 97 – Representação do granito Correntes segundo o índice de Shand' (Maniar & Piccoli, 1989), campo I (Ígneo) <1.1 e S (Sedimentar) >1.1.

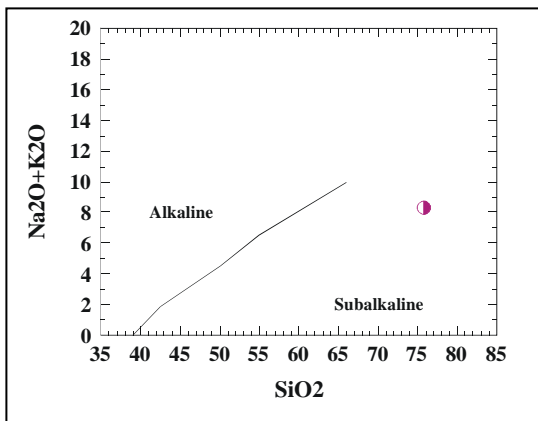


Figura 98 – Classificação do granito Correntes segundo Irvine & Baragar, (1971).

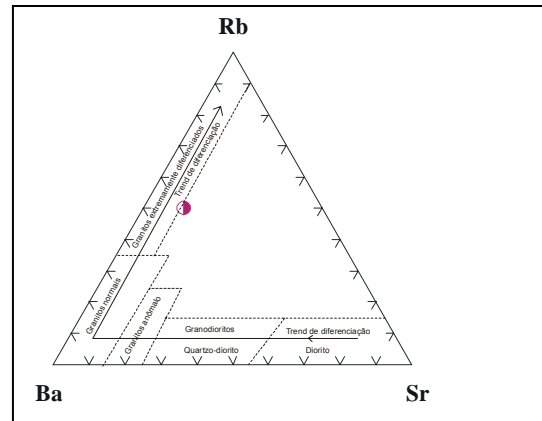


Figura 99 – Diagrama de El Bousely e El Sokkary 1975, mostra que o granito Correntes em direção ao "trend" de diferenciação.

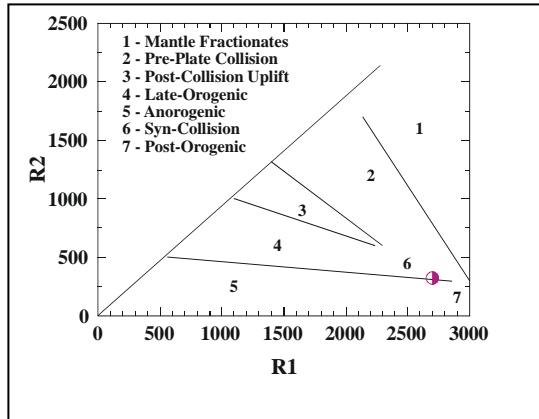


Figura 100 – Representação do granito Correntes no diagrama discriminante de ambientes tectônicos R1-R2 (Batchelor & Bowden, 1985). $R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fé+Ti)$ e $R2 = 6Ca+2Mg+Al$.

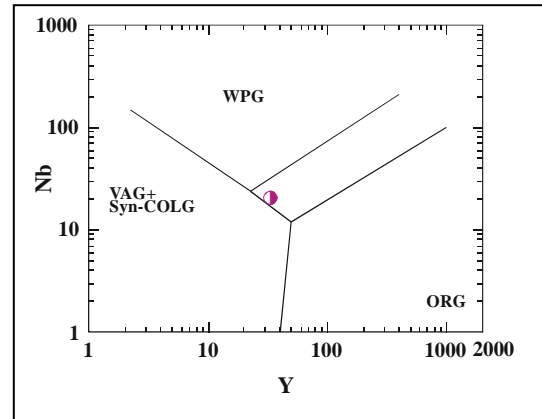


Figura 101 – Representação dos granitóides no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Y versus Nb (Pearce *et al.* 1984).

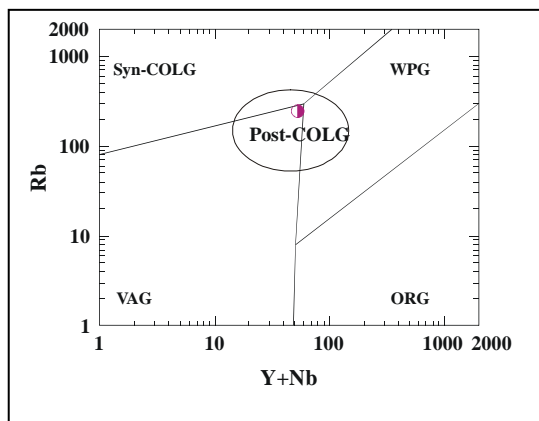


Figura 102 – Representação dos granitóides no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Yb+Nb versus Rb (Pearce *et al.* 1984) com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (Post-COLG) (Pearce, 1996).

5.8.3 – Aranhogramas – Diagrama Multi-elementos

No diagrama de elementos incompatíveis normalizados por MORB-N (Fig. 103a) observa-se um fracionamento dos elementos “LILE” (elementos litófilos de raio iônico grande) em relação os HFSE (elementos de alto campo de força), com enriquecimento em Rb e Th e empobrecimento em Ba e com anomalias negativas de Ta e Nb e positivas em La e Ce e Sm em relação aos elementos Hf e Zr. Observam-se anomalias negativas em Sr e Eu, que se mostram com valores abaixo de MORB>1, e aumento progressivo de Y ao Yb.

Os elementos incompatíveis normalizados contra a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) (Fig. 103b) mostram-se enriquecidos em “LILE”, principalmente Rb, mas com empobrecimento em Ba e com uma grande anomalia negativa de Ta e Nb. Observa-se um crescimento progressivo desde o Ta, Nb, La, Ce os HFSE (elementos de alto campo de força) como Hf e Zr e do Y ao Yb. Têm-se anomalias negativas de Sr e Eu <1,0.

Enriquecimento em Rb e Th e empobrecimento de Ba e Sr e as anomalias negativas de Nb, Ta e Eu e o moderado enriquecimento de Y ao Yb, tanto em relação ao MORB-N como a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985), são características comuns de alguns álcalis-feldspatos granitos e sienogranitos, com elevados teores em sílica. Os moderados teores de Y, Lu e Yb devem-se ao aumento de Rb e que conseqüentemente

também indicam um elevado grau de fusão deste granito, o que caracteriza como de origem crustal.

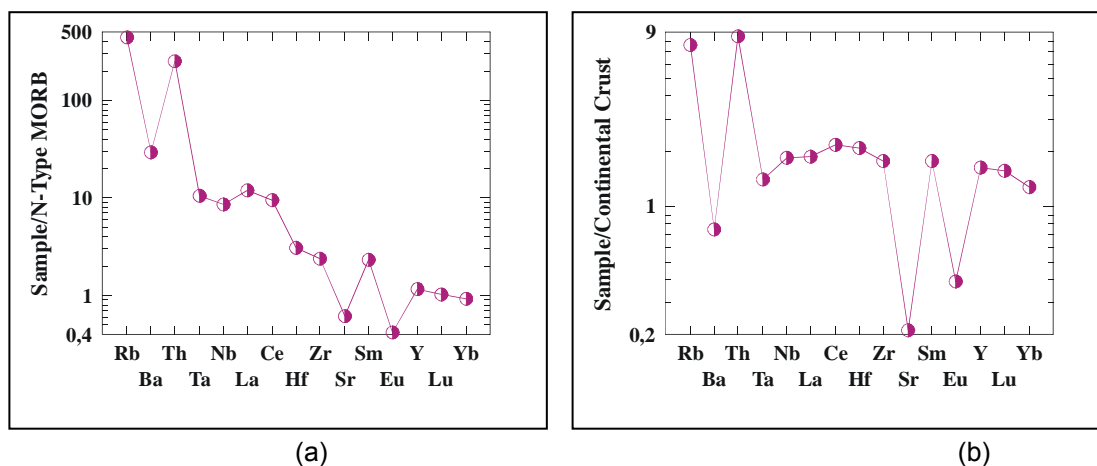


Figura 103 – Padrões de elementos incompatíveis normalizados segundo MORB tipo-N (Sun e McDonough, 1989) (a) e segundo a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) (b) para o granito Correntes.

5.8.4 – Elementos de Terras Raras (ETR)

O granito Correntes considerado como evoluído ($\text{SiO}_2 > 75\%$), apresenta médios padrões de distribuição dos elementos de terras raras totais ΣETR (163,51) e em média 70 vezes maior do que o condrito (Fig. 104). Mostra-se com baixo fracionamento, com um pequeno enriquecimento dos elementos de terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos de terras raras pesados (ETRP) e conseqüentemente com médias razões de ETRL/ETRP. Apresenta uma pronunciada anomalia negativa de

Eu/Eu*(0,24) lembrando o padrão “gaivota” e baixas razões de $La_{(N)}/Lu_{(N)}$ (6,79) e $Ce_{(N)}/Yb_{(N)}$ (7,10), indicando um baixo fracionamento dos ETRP.

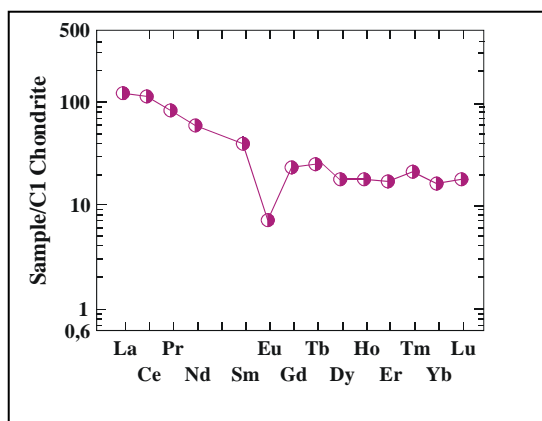


Figura 104 – Distribuição dos elementos de terras raras ETR de acordo com o padrão Condrito C1(Sun e McDonough, 1989) normalizado para o granito Correntes.

5.9 - Granito São Paulo

Os resultados da análise química para este corpo granítico mostram-se completamente diferente dos outros corpos. Apresentam elevados teores em SiO_2 de 72,35% e Al_2O_3 de 15,69%, e baixos teores em MgO de 0,01%, CaO de 0,53% e Fe_2O_3 de 0,92%. O elevado teor em Na_2O de 6,22% e moderado teor em K_2O de 3,30%, deve-se principalmente a presença de albita. Os elementos traços apesar do elevado teor em SiO_2 de 72,35% mostram-se com baixos teores em Ba (10,7 ppm), Sr (4,4 ppm) e Zr (47,0 ppm) e elevados teores em Rb (753,9 ppm). Alguns outros elementos apresentam-se com teores elevados tais como o Ga (54,2 ppm), Nb (70,7 ppm), Ta (25,8 ppm) e Y (54,6 ppm).

5.9.1 – Classificação Litoquímica

O diagrama QAP de Streckeisen (1976) com dados modais (Fig. 105) para a classificação petrográfica deste corpo e em conjunto com o proposto por Lameyre & Bowden (1982), permitem classificar este corpo como álcali-feldspato granito no campo dos granitos anorogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).

O diagrama Ab-An-Or de O'Connor (1965) (Fig. 106) com base na composição normativa, classifica este corpo granítico como trondhjemito, devido ao elevado percentual em albita. Os diagramas de Debon Le Fort (1983) com $P = K - (Na + Ca)$ versus $Q = Si/3 - (K+Na+2Ca)$ (Fig. 107) e o de Streckeisen e Le Maitre (1989) com $Q' = 100Q / (Q+Or+Ab+An)$ versus $ANOR = 100An / (Or+An)$ (Fig. 108) com base em dados normativos, classificam este corpo granítico como granodiorito em virtude do elevado conteúdo em quartzo e albita.

O índice de Shand de Maniar e Piccoli, (1989) com ACNK versus ANK (Fig. 109) permite caracterizar que este corpo granítico como de natureza transicional de peraluminoso a metaluminoso com $IS < 1.1$. O diagrama de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 110) com SiO_2 versus $Na_2O + K_2O$ define uma afinidade subalcalina o granito São Paulo.

A combinação dos elementos traços Ba-Rb-Sr no diagrama de El Bousely e El Sokyary (1975) (Fig. 111) mostra que o granito São Paulo no ápice do diagrama, por apresentar baixíssimos teores em Ba e Sr e

conseqüentemente um enriquecimento em Rb, indicando este ser extremamente diferenciado e vindo a confirmar o efeito “tetrad” (discutido posteriormente), o qual confirma intenso processo de alteração hidrotermal magmática.

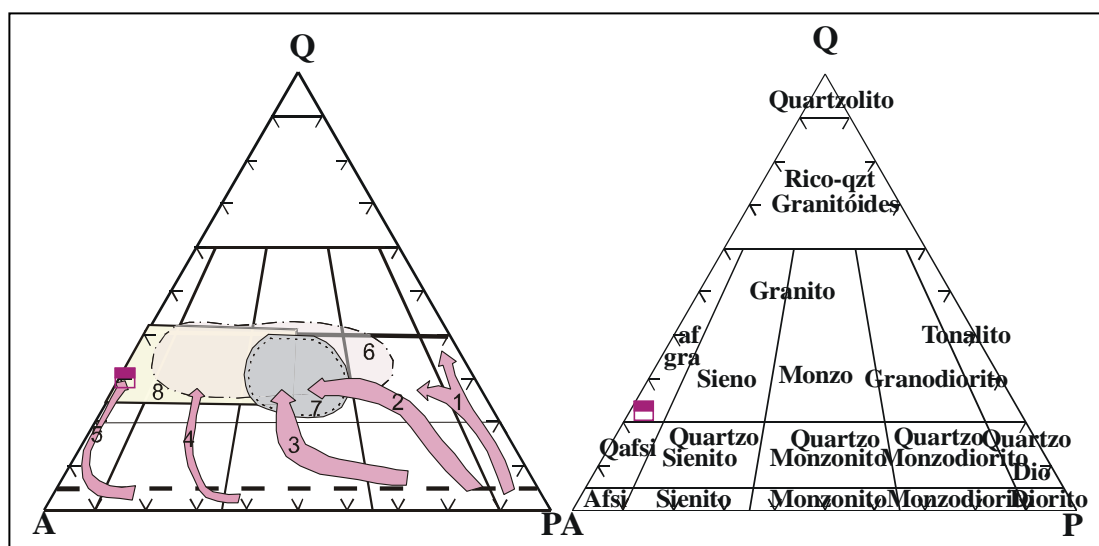


Figura 105 – Diagrama modal QAP Streckeisen (1976) mostra o granito São Paulo em comparação com o proposto por Lameyre & Bowden (1982): Séries tonalíticas cálcio-alcalinas ou série trondhjemíticas; 2 – Séries cálcio-alcalinas granodioríticas; 3 – Séries subalcalinas-monzoníticas; 4 – Séries Potássicas Aluminosas; 5 - Séries sódicas alcalinas; 6 – Granito crustal; 7 – Granitos anorogênicos (granitos série magnetita); 8 - Granitos anorogênicos tipo-A (série de sienogranitos a monzogranitos).

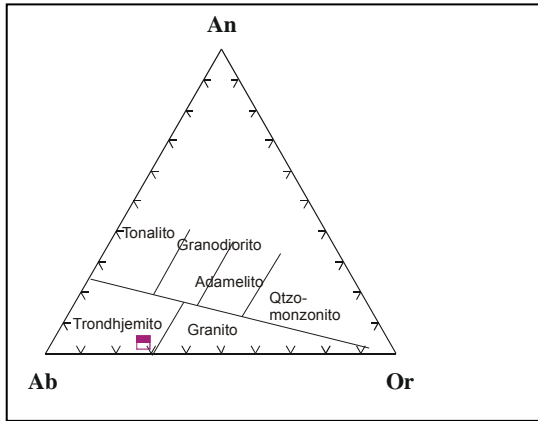


Figura 106 – Diagrama Ab-An-Or de O' Connor, 1965, com dados normativos para classificação do granito São Paulo.

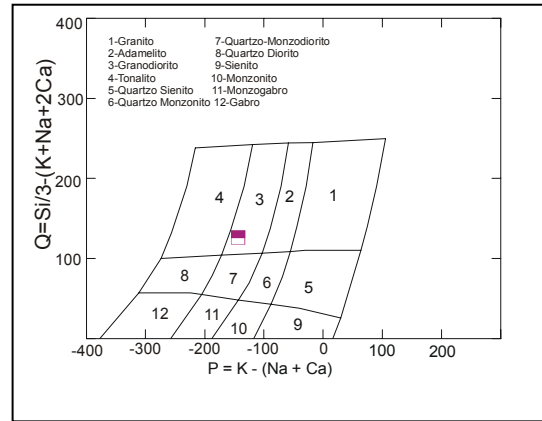


Figura 107 – Classificação do granito São Paulo de acordo com Debon Le Fort (1983).

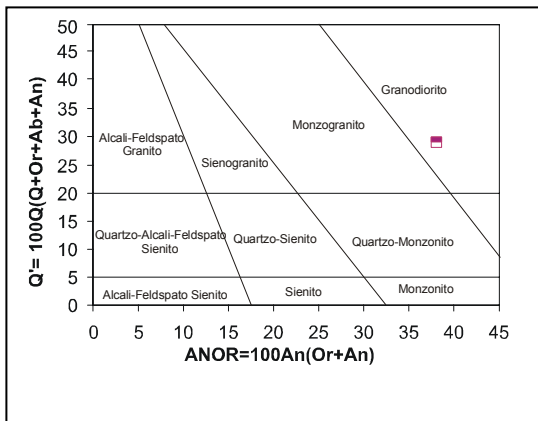


Figura 108 - Mostra a classificação de Streckeisen e Le Maitre (1989) baseada na composição normativa para o granito São Paulo no campo dos granodioritos.

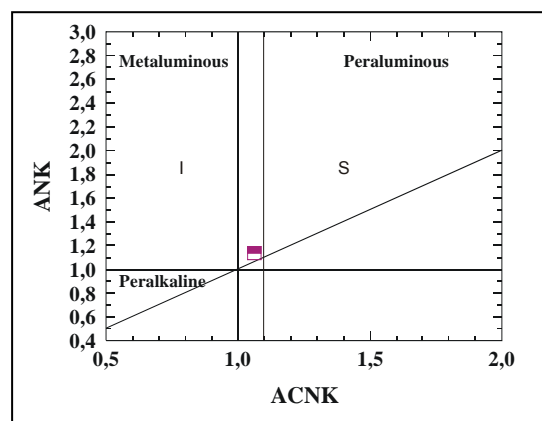


Figura 109 – Representação do granito São Paulo segundo o índice de Shand (Maniar & Piccoli, 1989), campo I (Ígneo) <1.1 e S (Sedimentar) >1.1.

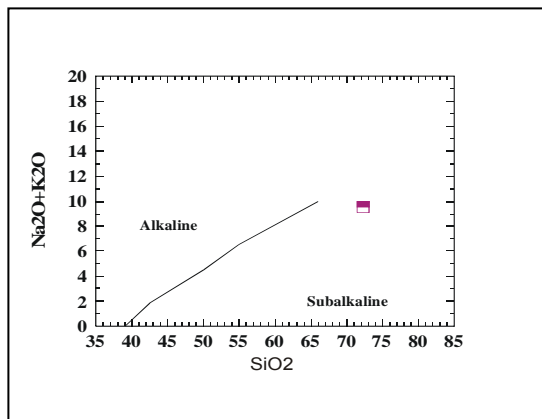


Figura 110 – Classificação do granito São Paulo segundo a alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971).

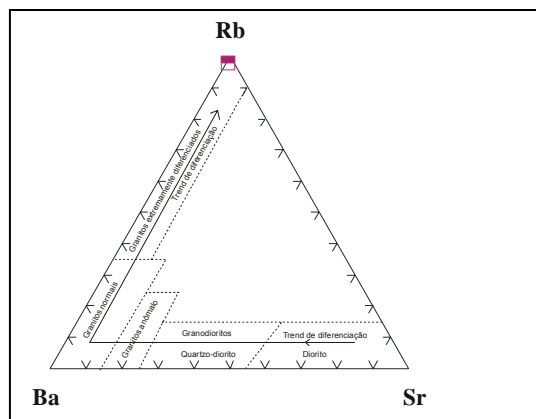


Figura 111 - Diagrama de El Bousely e El Sokyry (1975) mostra o granito São Paulo no ápice do campo extremamente diferenciado.

5.9.2 – Ambiente Tectônica

O diagrama discriminante de ambiente tectônico R1 versus R2 de Batchelor & Bowden (1985) (Fig. 112) que possibilita a compreensão sobre a progressão das composições químicas de granitos através de um ciclo orogênico desde as etapas de pré-colisão e colisão e até pós-colisão, plota o granito São Paulo no campo dos granitos anorogênico tipo-A. Para melhor esclarecimento, utilizam-se os diagramas de Pearce *et al.* (1984) com Yb versus Nb (Fig. 113) e o de Pearce (1996) com (Y+Nb) versus Rb (Fig. 114). No primeiro diagrama enquadra-se este corpo granítico no domínio intraplacas (WPG) e no segundo diagrama coloca este no limite dos domínios sin-colisional (Syn-COLG) e intraplaca (WPG), mas fora do campo

pós-colisional (Post-COLG). Este campo, pós-colisional (post-COLG) foi definido por Pearce (1996) para resolver a problemática questão dos granitos tardi e pós-colisional que podem plotar os três domínios: arco vulcânico (VAG), sin-colisional (Syn-COLG) e intraplacas (WPG).

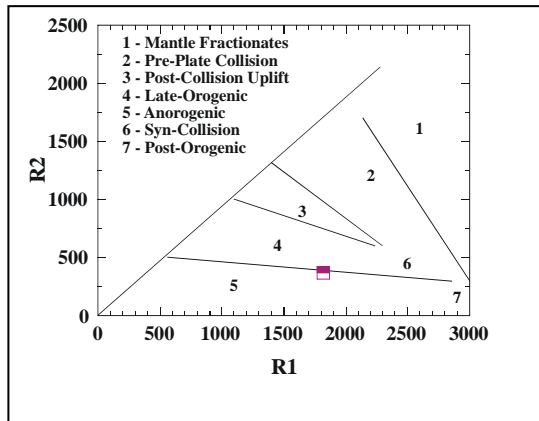


Figura 112 – Representação do granito São Paulo no diagrama discriminante de ambientes tectônicos R1-R2 de Batchelor & Bowden (1985). $R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fé+Ti)$ e $R2 = 6Ca+2Mq+Al$.

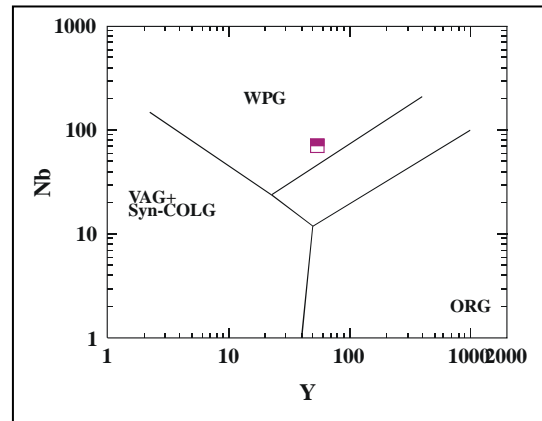


Figura 113 – Representação do granito São Paulo no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Y versus Nb (Pearce et al 1984).

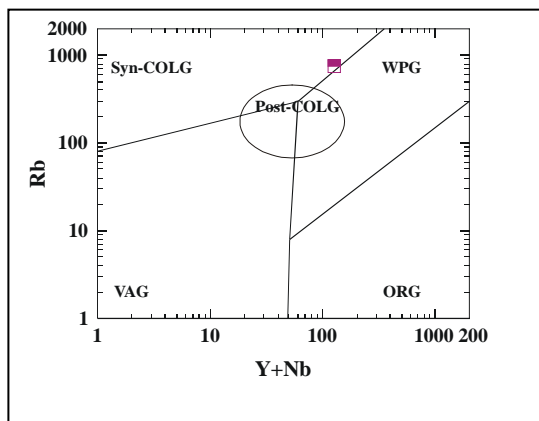


Figura 114 – Representação do granito São Paulo no diagrama discriminante de ambientes tectônicos Yb+Nb versus Rb (Pearce et al. 1984) com adaptação do domínio de granitos pós-colisionais (Post-COLG) (Pearce, 1996).

5.9.3 – Aranhogramas – Diagrama Multi-elementos

No diagrama de elementos incompatíveis normalizados por MORB-N (Fig. 115a) têm-se um enriquecimento Rb e um grande empobrecimento em Ba. Observam-se um enriquecimento em Th e Ta em relação ao Nb, anomalias positivas em La, Ce e Sm em relação aos HFSE tais como Hf e Zr e negativas em Sr, Eu, Y, Lu e Yb. O Sr e o Eu estão abaixo do valor de MORB-N. Todas essas características são comuns aos álcalis-feldspatos granitos típicos de ambientes intraplacas (WPG).

No diagrama (Fig. 115b) dos elementos incompatíveis normalizados contra a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) também apresenta um grande enriquecimento Rb e Th, mas, com empobrecimento de Ba e Sr, anomalia positiva de Ta em relação ao Th e Nb, e com crescimento progressivo do La, Ce e Hf, e com uma anomalia positiva de Sm. Observa-se ainda uma expressiva anomalia negativa de Eu em relação aos elementos Sm e de Y ao Yb.

Os elevados teores de Y e Yb devem ao aumento de Rb, os quais indicam um elevado grau de fusão parcial e definem uma origem crustal.

5.9.4 – Elementos de Terras Raras (ETR)

O granito São Paulo (Fig. 116) considerado como tardi-tectônico tem um comportamento bastante diferenciado dos outros corpos graníticos pós-tectônicos. Pois apresenta baixos conteúdos de elementos de terras raras

totais $\Sigma\text{ETR}(121,09)$, com apenas 15 vezes maior do que o Condrito. Mostra-se com um baixo fracionamento e com um moderado enriquecimento em terras raras pesados (ETRP) em relação aos elementos de terras raras leves (ETRL), e com uma pronunciada anomalia negativa de Eu/Eu^* (0,0198) em padrão de “gaivota”, típico de granitos anorogênicos de fusão crustal. As baixas razões de $\text{La}_{(N)}/\text{Lu}_{(N)}$ (0,70) e $\text{Ce}_{(N)}/\text{Yb}_{(N)}$ (0,90) indicam o não fracionamento dos ETRP. Alguns autores atribuem o enriquecimento dos ETRP a altas atividades fluídas, durante os estágios tardios e finais da cristalização magmática. Empobrecimento em Ba e elevados teores em Y e ETRP segundo Pearce *et al.* (1984) é sugestivo de granitos de ambiente intraplacas. O baixo conteúdo dos elementos de terras raras e as grandes anomalias negativas de Eu são atribuídos ao fracionamento de feldspatos, principalmente em magmas félsicos, onde o Eu^{+2} é compatível aos feldspatos.

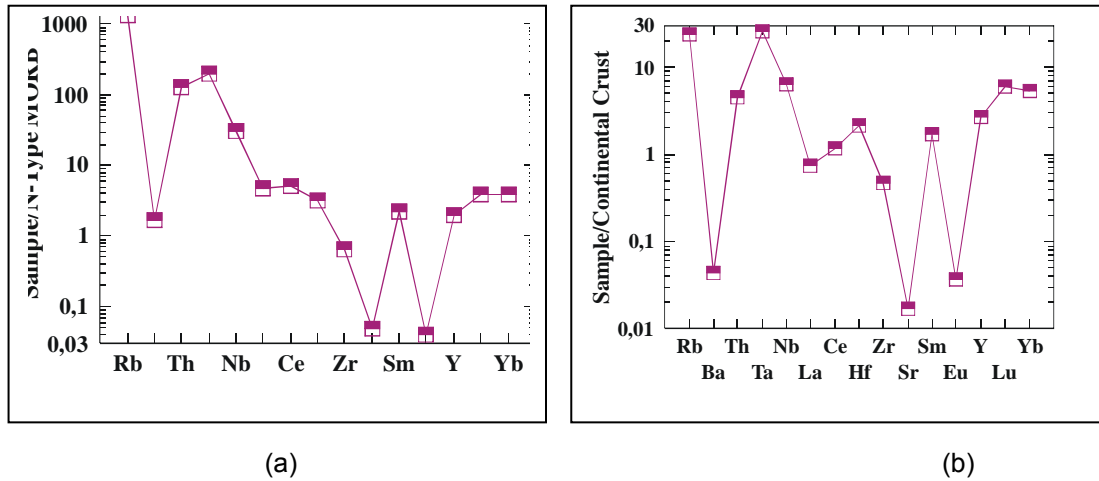


Figura 115 – Padrões de elementos incompatíveis normalizados segundo MORB tipo-N (Sun e McDonough, 1989) (a) e segundo a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) para o granito São Paulo.

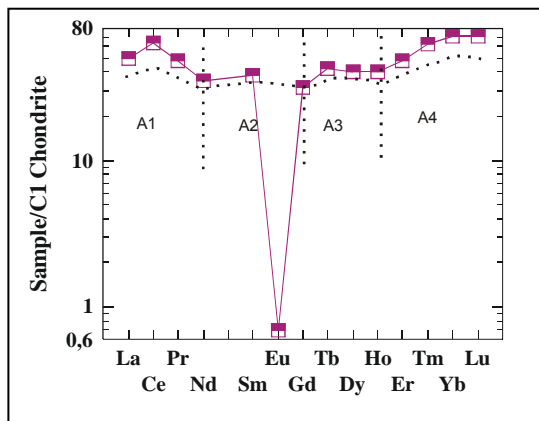


Figura 116 – Distribuição dos elementos de terras raras ETR normalizado segundo o Condrito C1 (Sun e McDonough, 1989) para o granito São Paulo. Mostra uma grande anomalia negativa de Eu/Eu^* e o efeito "tetrad" de Jahn et al (2001).

5.9.5 – Efeito “Tetrad”

A curva do padrão de ETR do granito São Paulo mostra um comportamento bastante diferenciado dos outros corpos por apresentar baixa razões dos elementos de terras raras totais Σ ETR (121,09), com um moderado enriquecimento em terras raras pesados (ETRP) em relação aos elementos de terras raras leves (ETRL) e com uma pronunciada anomalia negativa de Eu/Eu^* (0,0198) em padrão de “gavota”. A curva mostra claramente o efeito “tetrad” tipo-M com os quatro grupos definidos por Masuda *et al.* (1987) como A1(La-Nd), A2(Sm-Gd), A3(Gd-Ho) e A4(Er-Lu) (Figura 78).

Nos últimos anos muitos trabalhos foram publicados envolvendo o fracionamento dos elementos lantanídeos (ETR), os quais foram denominados de efeito “tetrad”. Este método é aplicado principalmente a rochas submetidas ao intenso processo de alteração hidrotermal-magmática, principalmente granitos com fluorita tipo greisen. O efeito é desenvolvido durante a cristalização fracionaria, envolvendo esta os processos de interação de rocha e fluído. Segundo Irber (1999) este efeito é também conhecido como “double-double effect” (Mioduski, 1979), “nephelauxetic effect” (Jorgenson, 1970) ou “inclined W effect” (Sinha, 1978). De acordo com o autor este efeito “tetrad” é utilizado com os elementos de terras raras (ETR) normalizado pelo modelo Condrito, sendo caracterizado por quatro divisões

chamado de “*tetrad*” (Masuda et al., 1987): primeiro “*tetrad*” La-Nd, segundo “*tetrad*” (Pm) Sm-Nd, terceiro “*tetrad*” Gd-Ho e quarto “*tetrad*” Er-Lu.

Masuda et al. (1987) propôs a existência de dois diferentes tipos de efeito “*tetrad*”, um definido como tipo-M em simples resíduo sólido e tipo-W em interação de fluídos como extrato. O autor define que os tipos “M” e “W” referem-se aos padrões de ETR com “*tetrads*” curvados côncavos e convexos, e que o tipo-M é utilizado em granitos altamente evoluídos.

Este efeito “*tetrad*” é comum em rochas com grandes anomalias negativas de Eu/Eu^* e com pontos da curva com certa concavidade e convexidade de acordo com os quatro grupos definidos por Masuda *et al.* (1987) como: A1(La-Nd), A2(Sm-Gd), A3(Gd-Ho) e A4(Er-Lu) determinante deste efeito. Este efeito não é observado em tipos de rochas comuns, mas é demonstrado em rochas altamente diferenciadas com grandes anomalias negativas de Eu/Eu^* (0,0198) e com extrema alteração hidrotermal. Implicam também que essas rochas graníticas tenham sofrido elevado grau de cristalização fracionada, interação hidrotermal ou deutérica e/ou mineralização.

Irber (1999) utiliza a relação de alguns parâmetros geoquímicos tais como as razões: K/Rb, Sr/Eu, Eu/Eu^* , Y/Ho, e Zr/Hf versus o grau $TE_{1,3}$. O objetivo da utilização dessas razões é determinar que o processo de cristalização fracionada desses elementos e o elevado processo de diferenciação, como indicadores de ambientes transicionais entre magmatico

e hidrotermal (Taylor, 1965; Bau 1996, 1997) que refletem a fusão da maioria dessas rochas graníticas.

O efeito “*tetrad*” envolvendo os elementos e terras raras (ETR) e alguns dos parâmetros utilizados por Irber (1999) como as razões Sr/Eu, Eu/Eu*, Y/Ho, e Zr/Hf são demonstrados na tabela 2, com o mesmo propósito do autor e bem como algumas relações com a mineralização.

O propósito de quantificação e determinação do grau de efeito “*tetrad*” ($T_{1,3}$) de acordo com Irber (1999) é desenvolvido em tipos de rochas graníticas cujos padrões de ETR requerem uma pré-avaliação cuidadosa. Para calcular o grau de efeito “*tetrad*” só os ETR que não mostram anomalias de Ce ou enormes modelos de zig-zag devido á insuficiência de dados analíticos.

O cálculo do grau de efeito “*tetrad*” ($TE_{1,3}$), como mostra a tabela 2, foi definido com base nos ETR para todos o corpo granítico São Paulo. Este calcula, com base C1-Condrito de Anders e Grevesse (1989), in: Irber (1999) para modelos com elevados valores $T_{1,3} \gg 1$ porém são somente consideradas amostras com efeito “*tetrad*” quando $TE_{1,3} > 1.10$. Segundo Irber, W. (1999) este valor $TE_{1,3} > 1.10$ corresponde a um controle óptico dos ETR normalizados em que o efeito “*tetrad*” é mais bem visualizado. O fracionamento dos elementos é semelhante a um ao outro e que em termos a variação de raio iônico são considerados sensíveis ás mudanças na fusão durante a diferenciação do magma (Bau, 1996, 1997, e Irber et al., 1999).

Os parâmetros definidos para cada corpo granítico tais como o Sr/Eu, Eu/Eu *, Y/Ho, e Zr/Hf são plotados versus o grau “tetrad” $TE_{1,3}$ para procurar mostrar o efeito “tetrad” subjacentes comuns ao comportamento de elemento traços.

5.9.5.1 – Razões Y/Ho

As razões de Y/Ho indicadas no diagrama (Fig. 117a) mostram que umas das amostras representantes do batólito Pajé, do granito São Paulo e uma amostra do granito Luvas estão com valores de $TE_{1,3} > 1.10$. Segundo Irber (1999) as razões do Condrito C1 (Sun e McDonough, 1989) para Y/Ho é 28 (Anders e Grevesse 1989) é uma das ferramentas para identificar variação e tamanho iônico controlados pelos elementos traços magmáticos tais como os encontrados em sistemas aquosos.

As razões Y/Ho para os corpos graníticos tardi e pós-tectônicos da SMGSQ encontram-se no intervalo de 0 e 36 (Fig. 117a), sendo que para rochas magmáticas comuns a razão é de 24 a 35. Anders e Grevesse, (1989), definem que o fracionamento dos íons nos complexos químicos tem razão 38. Outros autores determinam que a razão Y/Ho para os pegmatitos é de aproximadamente 25 e para pegmatitos com cassiterita de veios hidrotermais de altas-temperaturas é de 28 a 4 (Möller e Dulski, 1983; Möller 1986).

5.9.5.2 – Razões Hf/Zr

Irber (1999) relata que os granitos com razões Hf/Zr inferiores a 20 (<20) são afetados por extrema alteração hidrotermal-magmatica. O granito São Paulo apresenta baixíssimos valores com razões de Hf/Zr = 7,34 (entre 35 e 40 para rochas comuns), indicando intenso processo de alteração hidrotermal-magmatica (Fig. 117b).

5.9.5.3 – Razões Sr/Eu

As relações Sr/Eu (Fig. 118a) usadas na literatura para descrever diferenciação de magmas e que permite mostrar o comportamento desses elementos durante a evolução do magma, mostram claramente que, somente o corpo granítico de São Paulo e uma das amostras do granito Pajé e outra do granito Luvas, cujo grau efeito “*tetrad*” é superior a $T_{1,3} > 1,10$, estão dentro da área de rochas que não sofreram altíssimo fracionamento. De acordo com Anders e Grevesse (1989) in: Irber (1999) o valor do condrito é de 139. Entretanto, as razões encontradas para estes corpos graníticos mostram valores de 110, 126 e 370, ficando os dois primeiros valores próximos valor do Condrito e o último distante do valor.

5.9.5.4 – Razões Eu/Eu*

De acordo com Irber (1999) todas as amostras que apresentam valores de Eu/Eu* <0.2 tem um significativo efeito “*tetrad*” com $TE_{1,3} > 1,10$ é o caso do granito São Paulo com Eu/Eu* = 0,02 e efeito “*tetrad*” de $TE_{1,3} = 1,17$ (Figura 118b). Esses dados somados aos outros dados, como elevado teor em SiO₂ > 73% e o enriquecimento em Rb e ETRP, determinam que este

corpo granito seja altamente diferenciado e evoluído e com fases minerais tardios como albita, topázio, fluorita e mica-Li. A presença de topázio, fluorita e zinwaldita e siderofilita nos corpos graníticos de São Paulo e Morrinhos de Lessa (2001) prova uma complexidade de estágios tardi-magmaticos envolvendo fases fluídas ricas em água e em outros elementos como flúor e lítio.

O efeito “*tetrad*” dos ETR em magmas diferenciados com forte interação hidrotermal ou alteração deutérica tardia são considerados complexa com intensa interação de fusão residual e com fluídos hidrotermal ricos em flúor e cloro. Isto é aceitável pela presença de fluorita (rica em F) e pelo significado fracionamento dos feldspatos durante a evolução de magmas tardios. As grandes anomalias de Eu comum a esses tipos granitos não são atribuída á separação de feldspatos, mas a intensiva interação magma-fluído, que pode significativamente empobrecer o Eu em todos os constituintes minerais, inclusive k-feldspato.

O efeito “*tetrad*” segundo alguns autores é causado por processos hidrotermais pós-magmáticos, granitos tipos greisen com fluídos ricos em fluorita em diques tardios quartzo-feldspatos. O granito São Paulo assim como o Morrinhos não são identificadas ás alterações pós-magmaticas, nem do tipo greisen e muito menos dique. É um corpo intrusivo e de forma subcircular constituído principalmente por albita. A albita presente nesses granitos encontra-se em pequenos cristais euédricos inclusos muitas vezes

em k-feldspatos e principalmente nos quartzos subarredondados formando textura “snowball”, portanto é descartada a hipótese de processo de albitização.

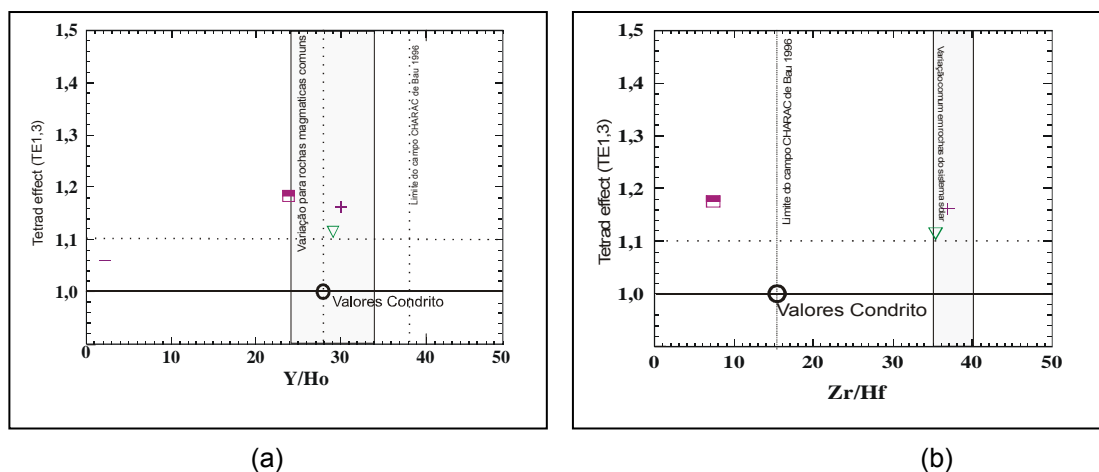


Figura 117 – Grau de efeito “tetrad” ($TE_{1,3}$) modificado de Irber (1999) para as rochas graníticas târdi e pós-tectônicas da SMSQ; (a) relações de ($TE_{1,3}$) versus Y/Ho e (b) relação ($TE_{1,3}$) versus Zr/Hf. As linhas marcam os valores do Condrito e as linhas pontilhadas definem o limite claramente do efeito “tetrad” ($(TE_{1,3}) > 1.0$).

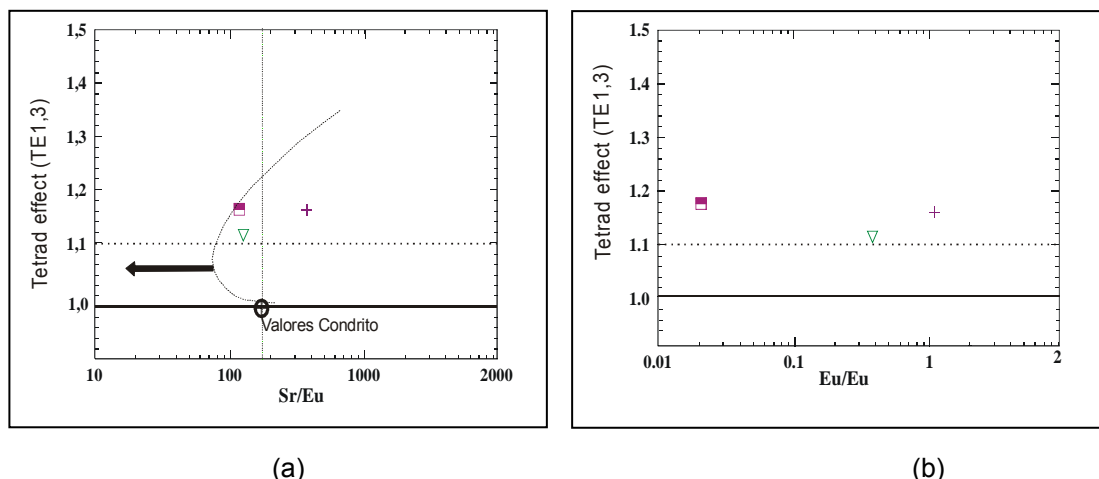


Figura 118 – Grau efeito “tetrad” ($TE_{1,3}$) de Irber, W. (1999) para as rochas graníticas târdi e pós-tectônicas da SMGSQ; (a) relações de ($TE_{1,3}$) versus Sr/Eu e (b) relação ($TE_{1,3}$) versus Eu/Eu*. As linhas marcam os valores do Condrito e as linhas pontilhadas definem o limite claramente do efeito “tetrad” ($(TE_{1,3}) > 1.0$).

6 – Aspectos Metalogenéticos

6.1 – Generalidades

Os principais recursos minerais da região de Santa Quitéria, de acordo com Moraes. J. B. A (1983), são algumas ocorrências como a de ametista (Mina do Batoque), calcário (Fazenda São Nicolau, Pitombeiras, Zipu, Fazenda Morrinhos, Fazenda Barrigas, Mirador e Fazendas Vazante Barroso I e II), ferro (Fazenda Macaco, Fazenda Novo Recreio, Fazenda matança), manganês (Fazenda Piabas), urânio e fosfato (Fazenda Itataia e Fazenda Aquiri) e, principalmente, nos últimos anos rochas ornamentais. Porém a diversidade de rochas gnáissicas, migmatíticas, calcissilicáticas, anfibolitos, cherts ferríferos e granitos cedo a sin e tardi a pós-tectônicos deveriam ser estudados detalhadamente voltados para a metalogênese.

As discussões sobre o tipo de magma e o ambiente tectônico juntamente com as transformações tardi/pós-magmáticas são de grande importância para o estudo de depósitos minerais.

Evidências geoquímicas que favorecem o intenso processo de fracionamento dos elementos traços e dos elementos de terras raras (ETR), bem como, o desenvolvimento de fase fluída hidrotermal que possibilita a concentração de alguns dos elementos tais como o Th, Ta, Sn, V, U, Pb, Cu, Ni e Au durante os estágios de evolução do magma.

O tório e o tântalo (Th e Ta) são elementos móveis, porém quando os granitos são portadores em Ta, são altamente peraluminosos, de caráter

sódico, altamente fracionado e com elevados conteúdos em Li e F como é o caso do Granito São Paulo e Morrinhos. Também as elevadas concentrações desses elementos em rochas graníticas são provenientes de alterações hidrotermais magmáticas.

O estanho é um elemento Sn^{2+} ; Sn^{4+} de raio iônico similar ao do Ti^{4+} e do Fe^{3+} que em condições oxidantes, tem facilidade de substituir estes elementos em alguns dos minerais primários comuns em granitos como: biotita e hornblenda, titanita, magnetita, ilmenita. As séries graníticas que evoluem em condições pouco oxidantes são pouco favoráveis à geração de depósitos de estanho, mas aquelas que evoluem e que mostram alterações hidrotermais magmáticas como é o caso do granito São Paulo que pode gerar mineralizações em estanho.

O cobre é favorável em fases sulfetada, por exemplo, partição do cobre entre pirrotita e um líquido granítico, em condições redutoras. O Cu tem um comportamento compatível na pirrotita e é estável, quando apresenta baixa $f\text{O}_2$ e cristaliza cedo. Assim, rochas que evoluíram em ambiente oxidante são mais favoráveis à formação de concentrações importantes de cobre.

O ouro comportamento semelhante ao cobre. Seria também removido da fase líquida por causa da cristalização precoce de sulfetos.

6.2 – Batólito Juré

Com objetivo de definir algum tipo de mineralização para este corpo granítico utilizam-se os diagramas com razões Th/Ta e SnxTiO₂, embora este corpo não seja diferenciado e não tenha sido afetado por processos capazes de gerar concentrações econômicas de Sn ou qualquer outro tipo de metal raro.

As razões de Th/Ta no diagrama de Th versus Ta (Fig. 119) representante do manto primitivo e Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) estimada por Hoffman (1988) e Crosta Continental Superior (Taylor e McLennan, 1985) posiciona este corpo granítico próximo ao vértice do Th (em virtude do elevado teor em Th e baixíssimos teores em Ta), onde as elevadas razões de Th/Ta referem-se a rochas de fonte predominantemente de Crosta Continental Superior. Porém, os elevados teores em Th podem ser provenientes de alterações hidrotermais pós-magmáticas, que afetam todo este corpo granítico em diferentes graus, apesar do Th e Ta serem elementos pouco móveis e deveriam ser menos afetados pelos processos hidrotermais.

O diagrama Sn versusTiO₂ (Fig. 120) de Lehmann & Mahawat (1989) plota uma das amostras próximo ao “trend magmático explorado” e a outra próxima abaixo do nível de detecção de Sn. Este diagrama não define nenhuma possibilidade de mineralização em Sn para este corpo granítico.

6.3 – Batólito Pajé e os “stocks” de Trapiá, Gado Bravo, Luvás e Pedrês.

Apesar desses corpos não serem bons indicadores de mineralização em Sn ou outro metal raro, utiliza-se também as razões de Th/Ta e as de Sn/TiO_2 .

O diagrama de razões Th/Ta (Fig. 121) para o manto primitivo e Crosta Continental estimada (Hoffman, 1988) e para Crosta Continental Superior (Taylor & McLannan, 1985) mostram para estes corpos graníticos médios e elevadas razões de Th/Ta =12,6 a 112,5, indicando uma fonte predominantemente de Crosta Continental Superior. Porém as amostras, com elevadas razões em Th/Ta é em virtude de processos de alteração hidrotermal pós-magmática atuante na rocha, tais como: sericitização e argilominerais ou ainda poderá ser em consequência dos minerais acessórios como allanita, titanita, apatita e opaco.

Este processo de alteração hidrotermal pós-magmática é comum em uma das amostras do granito Pajé de uma do granito Luvás, sendo este processo detectado como efeito “tetrad” discutido anteriormente por apresentar um valor superior a $T_{1,3} > 1.10$.

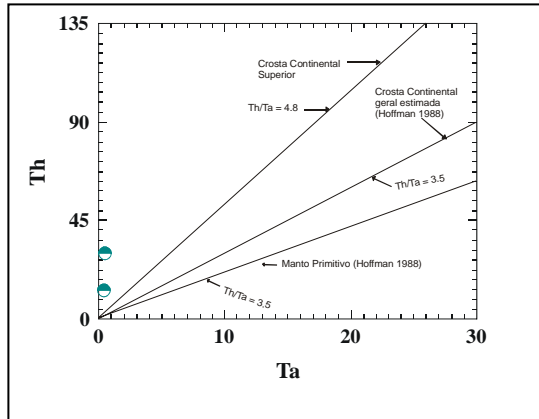


Figura 119 – Diagrama de ThxTa mostrando a distribuição do Grupo I (Batólito Juré). Razões de Th/Ta para o manto primitivo e Crosta Continental geral estimada com base em Hoffman (1988) e para Crosta Continental Superior com base em Taylor & McLannan (1985).

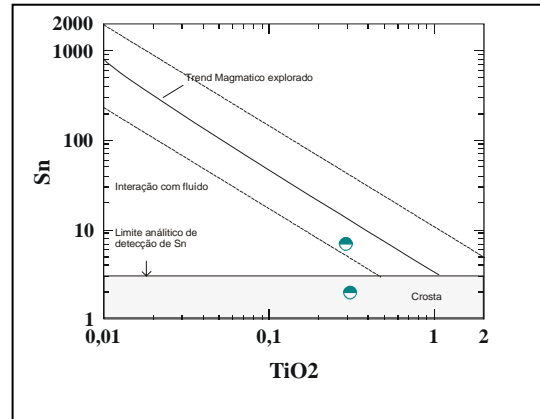


Figura 120 – Diagrama SnxTiO₂ de Lehmann & Mahawat (1989) mostrando a distribuição do Grupo I (Batólito Juré). Mostra também o campo da composição crustal média conforme Taylor & McLannan (1985).

As razões de Sn demonstradas nos diagramas de Sn versus TiO₂ (Figura 122) e Sn versus Rb/Sr (Fig. 123) de Lehmann & Mahawat (1989) e que definem o limite de detecção de Sn e o “Trend magmático explorado” a nível médio crustal (Taylor & McLannan, 1985), distribuem as amostras deste grupo dentro do “trend magmático explorado”, ficando apenas uma das amostras do granito Pajé no limite do nível de detecção de Sn. No diagrama de Sn versus Rb/Sr (Fig. 123) aparecem somente às amostras com baixas razões de Rb/Sr, onde se posicionam sobre o “trend magmático explorado”.

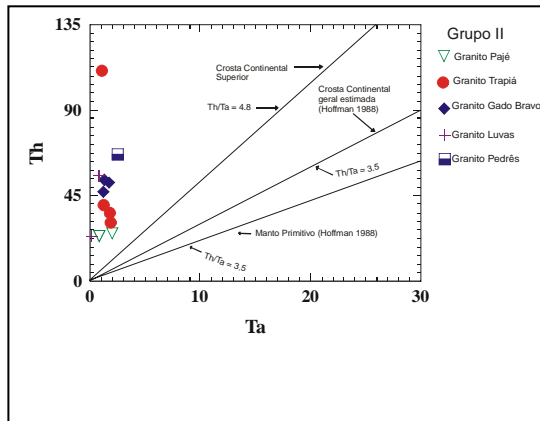


Figura 121 – Diagrama de ThxTa mostrando a distribuição dos granitos do Grupo II. Razões de Th/Ta para o manto primitivo e Crosta Continental geral estimada com base em Hoffman (1988) e para Crosta Continental Superior com base em Taylor & McLannan (1985).

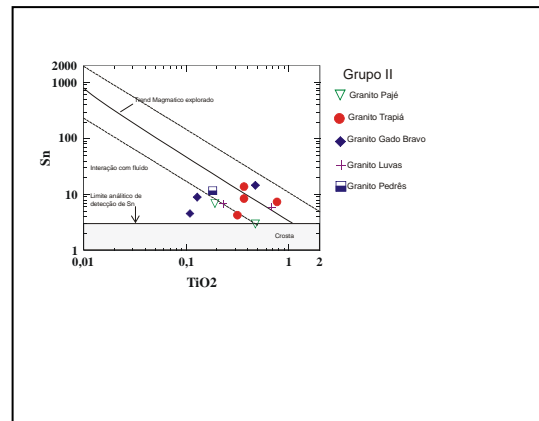


Figura 122 – Diagramas SnxTiO2 de Lehmann & Mahawat (1989) mostrando a distribuição dos granitos do Grupo II. Mostra também o campo da composição crustal média conforme Taylor & McLannan (1985).

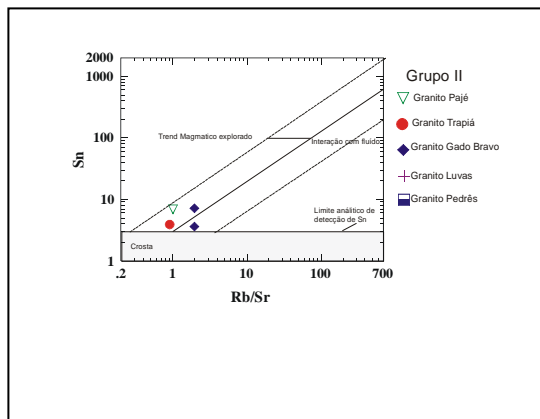


Figura 123 – Diagramas Sn versus Rb/Sr de Lehmann & Mahawat (1989) mostrando a distribuição dos granitos do Grupo II. Mostra também o campo da composição crustal média conforme Taylor & McLannan (1985).

6.4 – Granito Correntes

Este grupo representado pelo corpo granítico Correntes, que se diferencia dos outros corpos por seu elevado teor em sílica (>75%), apresenta médias razões de Th/Ta (21,29).

No diagrama de Th/Ta (Fig. 124) para o manto primitivo, e Crosta Continental estimada (Hoffman, 1988) e Crosta Continental Superior (Taylor & McLannan, 1985), coloca este corpo granítico dentro de uma fonte predominantemente de Crosta Continental Superior.

As razões de Sn demonstradas nos diagramas de Sn versus TiO₂ (Figura 125) e Sn versus Rb/Sr (Fig. 126) de Lehmann & Mahawat (1989), com limite de detecção de Sn, e com “Trend Magmático explorado” e com nível médio crustal (Taylor & McLannan, 1985), posicionam este corpo granítico sobre o “Trend Magmatico explorado”.

6.5 – “Stock” de São Paulo

É o que melhor apresenta possibilidades de ter mineralizações associadas, principalmente devido a importante mineralogia. É um albita-granito constituído por albita e k-feldspatos, com quartzo e com muscovita (zinwaldita), fluorita, topázio e cassiterita em fases acessórias.

Os granitos com topázio constituem os mais raros tipos de rocha que ocorrem na natureza em forma de pequenos stocks e diques. Além disso, tem um significado petrológico, granitos com topázio são de grande

importância econômica, pois geralmente estão relacionados a depósitos minerais de Sn-W e Ta-Sn.

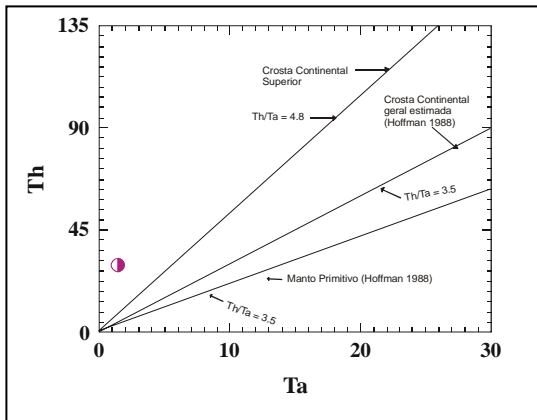


Figura 124 – Diagrama de ThxTa mostrando a distribuição do Grupo III (Stocks Correntes). Razões de Th/Ta para o manto primitivo e Crosta Continental estimada com base em Hoffman (1988) e para Crosta Continental Superior com base em Taylor & McLannan (1985).

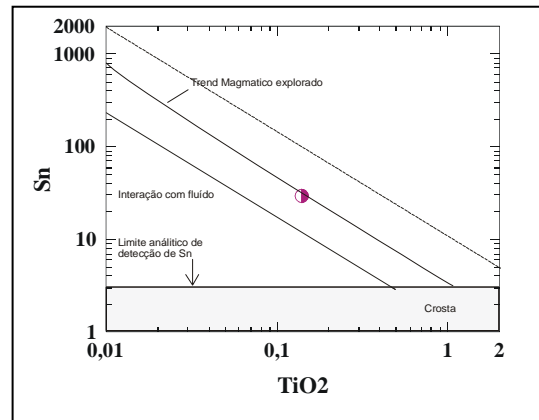


Figura 125 – Diagramas SnxTiO₂ de Lehmann & Mahawat (1989) mostrando a distribuição do Grupo III (Stock Correntes). Mostra também o campo da composição crustal média conforme Taylor & McLannan (1985).

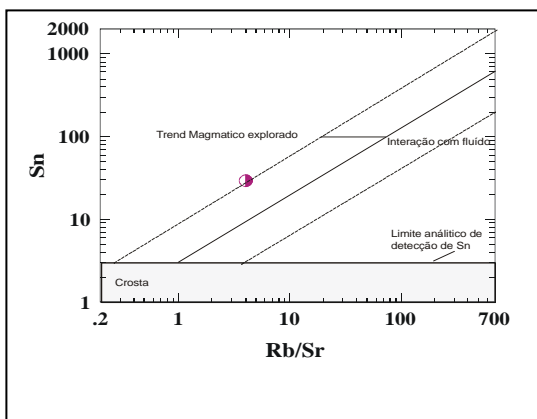


Figura 126 – Diagrama Sn versus Rb/Sr de Lehmann & Mahawat (1989) mostrando a distribuição do Grupo III (Stock Correntes). Mostra também o campo da composição crustal média conforme Taylor & McLannan (1985).

De acordo com Botelho *et al.* (2002) os granitos tantalíferos são distintamente peraluminosos, de caráter sódico, altamente fracionado e com elevados conteúdos de Li e F (topázio, Li-mica-granitos, lepidolita-albita granito, etc.). Alguns desses granitos desenvolvem textura “*snowball*”, cujos fenocristais de quartzo e feldspato alcalino ou topázio contém numerosos cristais de albita, orientadas paralelamente as zonas de crescimento do cristal. Essas características citadas são comuns aos granitos São Paulo e Morrinhos de Lessa (2001).

As baixíssimas razões Th/Ta (0.605) é em virtude dos elevados teores em Ta (25.8ppm) e Th (15.6ppm) nesse corpo granítico. O diagrama de Th/Ta (Fig. 127) para o manto primitivo, e com Crosta Continental geral estimada (Hoffman, 1988) e Crosta Continental Superior (Taylor & McLannan, 1985), coloca o granito São Paulo de origem crustal dentro de uma fonte predominantemente de manto primitivo (Hoffman, 1988) e não de Crosta Continental Superior. A colocação deste corpo granítico de origem de Crosta Continental Superior no campo dominante de manto primitivo.

As razões de Sn demonstradas nos diagramas de Sn versus TiO₂ (Figura 128) e Sn versus Rb/Sr (Fig. 129) de Lehmann & Mahawat (1989) com o limite de detecção de Sn, e com “Trend magmático explorado” e com nível médio da crosta (Taylor & McLannan, 1985), confirma o processo de interação fluída do granito São Paulo. O processo de interação fluída comum

a esses tipos de albita-granitos, segundo muitos autores, possibilita a mineralização em estanho (Sn) e tântalo (Ta).

O efeito “*tetrad*” tem também sua aplicabilidade em granitos relacionados a depósitos minerais de metais raros, e que a quantificação deste método tem sido aplicado a padrões de ETR em rochas graníticas com zinwaldita, cujos tipos de granitos estão relacionados a depósitos de Sn, e granitos com fluorita relacionados a fluídos hidrotermais. Como exemplo, de grandes depósitos de Sn em zinwaldita-granitos têm-se o depósito situado entre a República Czech e Germany.

O corpo granítico São Paulo e Morrinhos são os únicos corpos graníticos da região com possibilidade de mineralização em Sn e Ta. Os outros corpos graníticos dos grupos I, II e III, apesar de estarem sobre o “trend magmático explorado” não apresentam possibilidades de mineralizações.

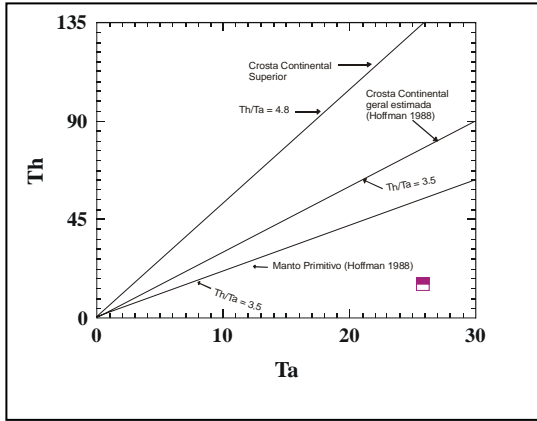


Figura 127 – Diagrama de ThxTa mostrando a distribuição do Grupo IV (Stock São Paulo). Razões de Th/Ta para o manto primitivo e Crosta Continental, estimada com base em Hoffman (1988) e para Crosta Continental Superior com base em Taylor & McLannan (1985).

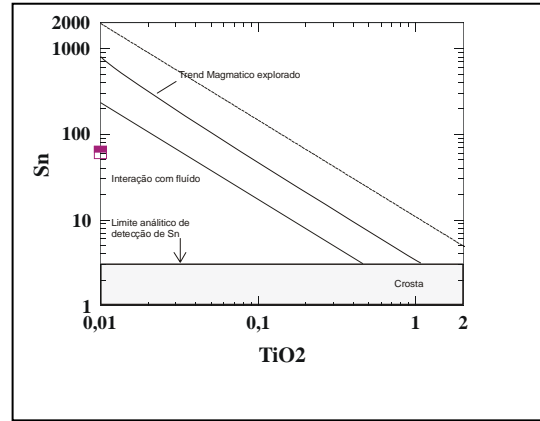


Figura 128 – Diagrama SnxTiO₂ de Lehmann & Mahawat (1989) mostrando a distribuição do Grupo III (Stock São Paulo). Mostra também o campo da composição crustal média conforme Taylor & McLannan (1985).

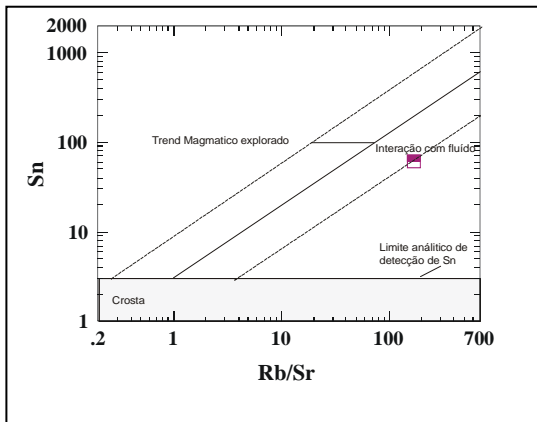


Figura 129 – Diagrama Sn versus Rb/Sr (b) de Lehmann & Mahawat (1989) mostrando a distribuição do Grupo III (Stock São Paulo). Mostra também o campo da composição crustal média conforme Taylor & McLannan (1985).

7 – Sínteses Interpretativas dos Resultados Obtidos

7.1 – Introdução

A Suíte Magmática de Santa Quitéria (SMSQ) é constituída por corpos graníticos de dimensões batólitos e “*stocks*”, intrudidos em gnaisses e migmatitos do Complexo Tamboril - Santa Quitéria. São constituídos por rochas de coloração variável, mas, predominantemente cinza-claro, esbranquiçado, e rosados. São de granulação média a fina, por vezes porfiróides, isotrópicos, contendo enclaves microgranulares, diques sinplutônicos e restitos de gnaisses e migmatitos, bem como de rochas calcissilicáticas. A presença desses enclaves microgranulares e dos diques sinplutônicos máficos sugere a interveniência de magmas basálticos que foram injetados nesses corpos graníticos, na gênese de alguns desses corpos. Por outro lado, a presença de restitos de gnaisses e migmatitos, xistos e calcissilicáticas ressalta o importante papel da crosta na gênese destas rochas.

Os comportamentos de elementos traços são importantes para esclarecer a evolução das rochas, pois a distribuição destes elementos é amplamente controlada pelas fases minerais durante os processos/mecanismos de evolução dos magmas graníticos.

A tabela 2 (Anexo) sugere corpos graníticos, de modo geral, com poucas diferenças, mas, quando analisadas em separadamente é possível

dividir essas rochas granitóides tardi e pós-tectônicas da SMSQ em quatro grupos (Tabela 3) (Anexo); o primeiro grupo (GI), representado pelo granito Juré; no segundo grupo (GII), enquadram-se os corpos graníticos aqui denominados tipo Pajé como aqueles que constituem o batólito Pajé e os stocks de Trapiá, Gado Bravo, Luvas e Pedrês e os de menores expressões como o de Carnaúba, Macaco, Novilho e São Pedro; o terceiro grupo (GIII) está representado pelo “stock” Correntes e o quarto grupo GIV - pelos “stocks” de São Paulo e Morrinhos.

7.1.1 - Grupo I (Batólito Juré) – O granito tipo Juré é constituído por sienogranitos e monzogranitos com k-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda como minerais essenciais e como acessórios allanita, titanita, opacos, apatita e zircão. Apresentam elevados teores de SiO_2 (70,03% a 70,22%), médios teores em CaO (2,57% a 2,59%) e Fe_2O_3 (2,33% a 2,59%) e os álcalis mostrando-se em teores normais com Na_2O variando de 3,93% a 4,04% e o K_2O de 3,51% a 3,54%. Assim, são rochas sódicas, metaluminosas a levemente peraluminosas e subalcalinas. Os diagramas R1-R2 sugerem ambiente sin-colisionais (anatóticos), entretanto, os diagramas Rb-Y+Nb e o diagrama de Lameyre & Bowden (1982) sugerem ambiente pós-colisional, ou granitos anorogênicos (série magnetita), respectivamente.

Os elementos incompatíveis normalizados segundo MORB tipo-N (Sun e McDonough, 1989) e segundo a Crosta Continental (Taylor e

McLennan, 1985) apresentam moderado empobrecimento em Rb e Th, enriquecimento Ba e Sr, e com anomalias negativas Ta e Nb, e com anomalias positivas de La, Ce em relação ao Hf e Zr.

Os elevados teores em Ba e Sr nesses tipos de magmas devem-se a acumulação de plagioclásio associado à hornblenda e a biotita refletindo características de envolvimento de crosta amadurecida. As anomalias negativas de Nb(Ta) e positivas em Ce e Sm e decréscimo de Y e Yb em relação aos outros elementos compatíveis como HFSE como Hf e Zr são indicativos de magmas provenientes de magmas provenientes de fonte crustal.

Os elementos terras raras apresentam-se fortemente fracionados, com enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e com pequena ou quase ausente de anomalia negativa de Eu. A presença de hornblenda e de allanita e titanita como fases acessórias, bem como a presença de magmas mantélicos (na forma de enclaves microgranulares) explica o elevado conteúdo de ETR e o empobrecimento dos ETRP e a quase ausência de anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,874$ e $0,850$). Líquido gerado a partir da fusão de um protólito anfibolítico rico em plagioclásio e biotita é uma alternativa que não pode ser descartada.

7.1.2 - Grupo II (Batólito Pajé e os Stocks Gado Bravo, Trapiá, Luvas, Pedrês) – Constituídos por sienogranitos, quartzo-sienito, quartzo-monzonito e monzogranitos, estão compostos por k-feldspatos e plagioclásio

associados ao quartzo e biotita. Como acessórios tem-se: apatita, opaco e zircão. Quimicamente apresentam elevados teores em SiO_2 (73,45% SiO_2 67,24%), baixos teores em CaO (0,92% a 2,19%) e elevados teores em F_2O_3 (1,26% a 4,28%). São de caráter levemente peraluminoso, de afinidades subalcalinas, sin-colisionais (anatóticos) (R1XR2), pós-colisional (Post-COLG) de acordo com Pearce (1996).

Os elementos incompatíveis normalizados segundo MORB-N (Sun e McDonough, 1989) e Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) mostram um enriquecimento em “LILE” principalmente Rb, anomalias negativas de Ta e Nb, anomalias positivas de Th, La, Ce e Sm em relação aos elementos HFSE tais como Hf e Zr. Contudo algumas das amostras apresentam-se ao contrário, ou seja, com enriquecimento em Ba e Sr e um empobrecimento em Rb, mas com anomalias negativas de Nb e Ta, cujas diferenças são controladas pelas assembléias minerais pré-existentes como a presença de muscovita e clorita. Esses tipos de granitos são exemplificados pela intrusão de Sabaloka, nos quais Rb e Th são enriquecidos em relação ao Nb e Ta e com enriquecimento de Ce e Sm em relação aos outros elementos adjacentes. Tais enriquecimentos estão atribuídos ao domínio da fonte crustal.

Porém algumas das diferenças observadas neste grupo de rochas como enriquecimento e empobrecimento de Rb e Ba, anomalias negativas de Nb e Ta e positivas em Th e bem como empobrecimento em HFSE (Hf e

Zr) em relação ao La e Ce pode ser atribuído ao processo de alteração hidrotermal pós-magmática como consequência de alteração de silicatos potássicos, sericitização, cloritização e crescimento secundário de muscovita a partir da biotita. Estas alterações hidrotermais pós-magmáticas tiveram como consequência um falso efeito “*tetrad*” na curva dos ETR apresentando, portanto um grau de efeito “*tetrad*” superior ao definido por Irber (1999) ($T_{1,3} > 1.10$).

Rochas enriquecidas em Rb e Th são mais freqüentes no médio Proterozóico ou em rochas dele derivadas que no Paleozóico, enquanto que o enriquecimento em Ba e Sr são típicos de granitóides gerados a partir de fontes predominantemente Arqueanas.

Os elementos terras raras mostram-se fortemente fracionados com enriquecimento em elementos de terras raras leves (ETRL) e empobrecimento dos elementos de terras raras pesados (ETRP) com pequena a moderada anomalia negativa de Eu/Eu* são indicativos da presença de feldspatos residuais na sua fonte.

7.1.3 - Grupo III (“*Stock*” Correntes) - Constituído essencialmente por sienogranitos contem k-feldspatos plagioclásio mais quartzo e biotita. Como acessórios têm-se opaco e zircão. Apresentam elevados teores em $SiO_2 > 75\%$, indicando ser um granito evoluído, com médios teores em CaO (2,95%) e Fe_2O_3 (2,15%). De acordo com o diagrama classificatório de Lameyre & Bowden (1982) plotam no campo dos granitos crustais. O

diagrama R1- R2 multicatiônico indicam natureza pós-orogênica enquanto nos diagramas de Pearce (1996), pós-colisional.

Os elementos incompatíveis normalizados segundo MORB tipo-N (Sun e McDonough, 1989) e segundo a Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) mostram-se com um moderado fracionamento dos “LILE” em relação os HFSE, com um enriquecimento em Rb e Th e com empobrecimento em Ba, Ta e Nb, e com moderados teores em La e Ce e Sm em relação aos elementos Hf e Zr, anomalia negativa em Sr e Eu e com aumento progressivo de Y, Lu e Yb. Os elementos terras raras apresentam um moderado fracionamento, com enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e com pronunciada anomalia de Eu no padrão tipo “Gaivota”. Alguns autores como Buma et al (1971), Cullers & Gral (1974) e McCarthy & Harty (1976) constataram que, os padrões de ETR com grandes anomalias negativas de Eu em rochas graníticas evoluídas, seriam reflexos do comportamento dos feldspatos. Interpretaram esta anomalia como consequência da diferenciação magmática, processo pelo qual os primeiros plagioclásios cristalizados são precipitados (cumulados) retirando o Eu^{2+} que substituiu o Sr^{2+} e Ca^{2+} nos seus retículos cristalinos. Resulta daí um líquido residual empobrecido em Eu que, ao cristalizar, originará granitos ricos em sílica e com ETR mais pobre em Eu, quanto mais completa tenha sido a diferenciação magmática. Nos ETR, a cristalização fracionada é

acompanhada por uma diminuição importante dos teores em La, com aumento dos ETRP e da anomalia negativa em Eu.

7.1.4 - Grupo IV: (“Stocks” São Paulo e Morrinhos) – Constituídos por álcali-feldspato granitos estão constituídos por albita e k-feldspatos e quartzo subarredondados, eventualmente com textura “snowball”. A presença de fenocristais de quartzo arredondados e k-feldspatos em microgranitos e granitos é sugestivo que sua cristalização se fez inicialmente na parte profunda da câmara magmatica, e que a dissolução parcial desses minerais ocorreu durante a decompressão isothermal em condições supersaturada em água (Whitney, 1988, in: Jean B. et al, 2001). Como acessórios tem-se zinwaldita, fluorita e topázio, siderofilita e cassiterita (Lessa 2000).

Este corpo granítico representado pelo corpo granítico São Paulo apresenta elevado teor em SiO₂ (72,35%), baixíssimos teores em CaO (0,53%) e Fe₂O₃ (0,92%). São granitos anorogênicos tipo-A segundo Lameyre & Bowden (1982), peraluminosos e de afinidade subalcalina, R1-R2 (multicatiônico) granito anorogênico e de acordo com Pearce (1984) granitos de domínio intraplacas (WPG).

Os elementos litófilos normalizados segundo MORB tipo-N (Sun e McDonough, 1989) e Crosta Continental (Taylor e McLennan, 1985) mostram enriquecimento em “LILE” principalmente Rb e anomalia positiva de Ta em relação ao Th e Nb, e com anomalias positivas de La, Ce e Sm em relação

aos HFSE como Hf e Zr, com anomalias negativas em Sr e Eu e em Y, Lu e Yb.

Com relação aos elementos de terras raras tem-se baixo fracionamento com enriquecimento dos ETRP em relação aos ETRL e uma pronunciada anomalia negativa de Eu.

7.2 – Ambiência Tectônica

Os granitos da SMSQ são de maneira geral, isotrópicos (deformação no estado sólido penetrativa ausente), intrusivos e de contatos bruscos. Minerais aluminosos primários tais como muscovita, granada ou sillimanita, típicos de rochas geradas em ambientes sin-colisionais são ausentes. Em consequência, o índice de Shand que reflete a peraluminosidade das rochas graníticas, é inferior a 1,1. Nos diagramas de Pearce, apresentam-se distribuídos no domínio pós-colisional (Post-COLG) com exceção do GIV representados pelos stocks de São Paulo e Morrinhos, classificados como anorogênico tipo-A segundo Lameyre & Bowden (1982) plotam no diagrama de Pearce *et al.* (1984) no domínio dos granitos intraplacas (WPG). De acordo com Jahn *et al.* (2001) granitos que são ricos em elementos traços tais como Ba-Rb-Sr e extremamente diferenciados, indicam elevada alteração hidrotermal, dificultando a classificação através dos diagramas que usam estes elementos. Estes autores acreditam que os processos de diferenciação magmática e fracionamento de álcali feldspatos podem contribuir para o baixíssimo teor em Ba, Sr e Eu. Essa hipótese, entretanto,

pode ser descartada, vista que os granitos São Paulo e Morrinhos não apresentam sinais de alteração hidrotermal, e exceptuando-se a presença de fluorita e de rara cassiterita, não evidenciam sinais de greisenização, assim é possível que as anomalias negativas de Sr e Eu sejam decorrentes da retenção da molécula de anortita na fonte, e tendo em vista que os contatos do granito Morrinhos com os granitos róseos da fazenda Memória são gradacionais sugerindo uma contemporaneidade, uma classificação de granito Pós-colisional se adequa melhor aos granitos do grupo IV.

7.3 – Fonte

As rochas que compõem os batólitos e stocks graníticos da região de Santa Quitéria se mostram geralmente isotrópicas sem quaisquer sinais evidentes de deformação plástica posterior à sua cristalização, indicando uma provável ambiência pós-tectônica. Enclaves microgranulares e diques sinplutônicos de composição e textura ígneos são ausentes ou raros. Por outro lado, enclaves surmicaceous de natureza restítica cujas composições variam desde biotitos a rochas calcissilicáticas e parafibolito sugerem uma forte participação crustal na gênese destas rochas, com contribuições mantélicas de menor importância. Isto fica evidenciado pela mineralogia dominada por biotita e raro anfibólio com minerais aluminosos primários ausentes. Do ponto de vista químico são caracterizados pelo alto e restrito teor de SiO₂ e K₂O e baixo MgO e CaO. São ricos em elementos incompatíveis (alto Ba, em particular) e exibem baixas razões de Rb/M, onde

M = ETRP, Y, Zr, Hf, sugerindo rochas pelíticas à semi-pelíticas turbidíticas pobres em muscovita como fonte crustal destes magmas. A adição de magmas litosféricos em pequenas quantidades é requerida para explicar a presença de enclaves e características químicas tais como ausência de anomalias ou anomalias levemente positivas de Eu.

8 - Conclusão

A Suíte Magmática Santa Quitéria (SMSQ) é composta por corpos graníticos que se distribuem por toda Folha Santa Quitéria. Esses corpos graníticos ocorrem na forma de batólitos e “stocks”, às vezes, anelares intrusivos discordantemente em metatexitos e diatexitos do Complexo Tamboril Santa Quitéria. Estes corpos são subarredondados e alongados, exibindo estrutura isotrópica, de coloração cinza-clara a rosados, leucocráticos, granulação fina a média, por vezes porfiríticos. São classificados petrograficamente como sienogranitos e monzogranitos. Contém enclaves microgranulares e diques sinplutônicos de rochas anfibólicas. Constituem-se de k-feldspatos e plagioclásios, associados ao quartzo e biotita e com/sem hornblenda. Minerais opacos, apatita, zircão e às vezes, titanita e allanita são os acessórios.

Os corpos graníticos São Paulo e Morrinhos se diferenciam dos outros por serem hololeucocráticos, e de cor branca com pórfiros de feldspatos e quartzo, granulação média a grossa e isotrópica. Petrograficamente, classificados como albita granitos com topázio e fluorita e com zinwaldita e siderofilita.

Os corpos graníticos estudados apresentam características de granitos tardi a pós-tectônicos, baseado em sua isotropia, modo de intrusão com a encaixante, por sua composição de monzogranitos a sienogranitos e raros albita-granitos.

Possuem uma variação de conteúdos de SiO_2 entre 67,24-75,84% e baixos teores em K_2O (3,30% a 6,04%), Fe_2O_3 (0,92% a 4,28%), CaO (0,53% a 2,59%) e MgO (0,01% a 0,69%). Apresentam afinidades subalcalinas e são de caráter transicional de peraluminosos a metaluminosos com $\text{SI} < 1.1$. Os elementos traços apresentam na maioria das amostras elevados teores em Ba (447 ppm a 2.460 ppm) e teores normais em Sr (97,7ppm a 812 ppm) e baixos a moderados conteúdos em Rb (56,0 a 266,7), com exceção dos granitos Correntes e São Paulo, que se apresentam com elevados teores em Rb e baixíssimos teores em Ba e Sr. Em aranhogramas de multi-elementos normalizados segundo MORB-N e Crosta Continental são enriquecidos em Ba com empobrecimento em Rb e com anomalias negativas de Nb e Ta com positivas em La, Ce e Sm em relação ao Hf e Zr. Quanto á ambiência tectônica enquadra esses corpos graníticos no domínio pós-colisionais. Os granitos dos grupos I e II apresentam forte fracionamento dos ETR, com enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP, enquanto que aqueles dos grupos III e IV, representados respectivamente pelos corpos graníticos Correntes e São Paulo, apresentam moderados a baixo fracionamento, e com anomalias negativas de Eu formando um modelo tipo que tipo “gaivota”, sugerindo que esses corpos graníticos são provenientes de fontes essencialmente crustais, com pequenas contribuições mantélicas. A curva dos ETR do corpo granítico São Paulo mostra uma divisão em quatro seguimentos sugerindo a atuação do efeito “*tetrad*”, interpretados como

interação do líquido granítico com fluídos hidrotermais ricos em flúor e cloro. O efeito “*tetrad*” é geralmente observado em granitos mineralizados em metais raros (por exemplo, Sn), principalmente aquele que contém fluorita e zinwaldita como os granitos São Paulo e Morrinhos, sugerindo possibilidades metalognéticas nestes corpos.

9 – Referências Bibliográficas

ABDEL-RAHMAN, A. M., 2001. **Peraluminous Plutonism: Nature and origem of the moly may leucogranite and its coast plutonic complex granitic host-rocks, Norhwestern British Columbia.** The Canadian Mineralogist. Vol. 39, 1181-1196.

ALMEIDA, F. F. M.; MELCHER, G. C.; CORDANI, V. G.; KAWASHITA, K. AND VANDOROS, P., 1968. **Radiometric age determinations from Northern Brazil. Bol. da Sociedade Brasileira de Geologia.** V.17, Nº 1. 1-14.

ALMEIDA, F. F. M. DE; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. DE; FUCK, R. A., 1977. **Províncias Estruturais Brasileiras,** In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, VIII, Campina Grande, Boletim de Resumos, 6: 363-391.

ALMEIDA, F. F. M. DE; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. DE; FUCK, R. A., 1981. **Brasilian structural provinces: na introduction.** Earth Sci. Rev. 17, 1-29.

ALMEIDA, F.F.M. DE; BRITO NEVES, B. B. DE; CARNEIRO, C. D. R., 2000. **The origin and evolution of the South American Platform.** Earth Sci. Rev. 50, 77-111.

ANDERSON, J. L.; CULLERS, R. L. AND VAN SCHMUS, W. R., 1980. **Anarogenic metaluminous and peraluminous granite plutonism in the Mid – Proterozoic of Wisconsin, USA.** Contrib. Mineral Petrol. 74, 311 – 328.

ANDERS, E. AND GREVESSE, N., 1989. **Abundances of the elements: Meteoritic and solar.** Geochim. Cosmochim. Acta 53, 197–214.

ARTHAUD, M. H.; VASCONCELOS, A. M.; NOGUERA NETO, J. A.; OLIVEIRA, F. V. C.; PARENTE, C. V.; MONIÉ, P.; LIÉGEOIS, J. P.; CABY, R.; FETTER, A. H., 1998. **Main Structural Features of Precambrian domains From Ceará (NE Brasil).** In: DEGEO/UFOP – IBTA, International Conference on Basement Tectonics, 14th, Ouro Preto, Abstracts, 84-85.

ARZI, A. A., 1978. **Critical phenomena in the rheology of partial molten rocks:** Tectonophysics, 44, 173-184.

ASHWORTH, J. R. (ed), 1985. **Migmatites.** Glasgow: Blackie.

ASHWORTH, J. R. AND BROWN, M., 1990. **High-temperature Metamorphism and Crustal anatexis**. The Mineralogical Society Series: 2 London: Unwin Hyman.

ATHERTON, M. P. & PETFORD, N., 1993. **Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust**. *Nature*, 362, 144-146.

AZMAN, A. G., 2001. **Petrology and geochemistry of granite and syenite from Perhentian Island, Peninsular Malaysia**. *Geosciences Journal*, 5, Nº 2, 123-137.

BARKER, F., 1978. **Trondhjemite definition, envisoment and hypotheses of Origen**. In: Baker, and related rocks. Amsterdam: Elsevier, 1–12.

BATCHELOR, R. A. AND BOWDEN, P., 1985. **Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters**. *Chem. Geol.*, 48: 43-55.

BAU, M., 1996. **Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide “tetrad” effect**. *Contrib. Mineral. Petrol.* 123, 323–333.

BAU, M., 1997. **The lanthanide “tetrad” effect in highly evolved felsic igneous rocks—A reply to the comment by Y. Pan.** *Contrib. Mineral. Petrol.* 128, 409–412.

BEZERRA, C. P. V. & MOSER, L. G., 2000. **Mapeamento geológico a noroeste de Santa Quitéria e avaliação econômica do serrote São Paulo.** Relatório de Graduação. Universidade Federal do Ceará, 56.

BONIN, B.; AZZOUNI-SEKKAL, A.; BUSSY, F. AND FERRAG, S., 1998. **Alkali-calcic and alkaline pos-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings.** *Lithos* 45, 45-70.

BOTELHO, F. N. & MOURA, M. A., 2002. **Mineralizações associadas a granitos.** Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 1-87.

BRAGA, A. P. G.; PASSOS, C. A. B.; SOUZA, E. M. DE; FRANÇA, J. B. DE; MEDEIROS, M. DE F.; ANDRADE, V. A. DE, 1977. **Projeto Fortaleza.** Recife, CPRM/DNPM, V. I.

BRITO NEVES, B. B., 1975. **Regionalização geotectônica do Pré-cambriano Nordestino**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 198.

BRITO NEVES, B. B., AND CORDANI, U. G., 1991. **Tectonic evolution of America during the Late Proterozoic**. Precambrian Research, 53, 23-40.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, E.J.; CAMPOS NETO, M. C.; KOZUCH, M., 1995. **O Evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de dados, Implicações e Perspectivas**. Revista Brasileira de Geociências 25(4), 279-296.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; SANTOS, E. J., 1995. **Geocronologia da Província Borborema, 1995: Os fatos e as questões abertas**. XVI Simpósio de Geologia do Nordeste – Recife, 410 – 413.

BRITO NEVES, B. B.; CAMPOS NETO, M.C.; E FUNK, R. A., 2000. **From Rodonnia to Westn Gondwana: An approach to the Brasiliano – Pan African Cycle and orogenic collage**. Episods. V.22, Nº 3, 155 – 166.

BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHMUS, W. R.; FETTER, A., 2001. **Noroeste da África – Nordeste do Brasil (Província Borborema). Ensaio comparativo e problemas de correlação.** Revista do Instituto de Geociências da USP, Série Científica, São Paulo, V.I, 59 –78.

BRITO NEVES, B. B., 2003. **A Saga dos Descendentes de Rodínia na Construção de Gondwana.** Revista Brasileira de Geociências. 33(1-Suplemento):77-88.

BUMA, G.; FREY, F. A. AND WONES, D. R., 1971. **New England granites: trace element evidence regarding their origin and differentiation.** Contrib. Mineral. Petrol., 31: 300-320.

CASTRO, N. A., 2004. **Evolução Geológica Proterozóica da Região entre Madalena e Taperuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema).** Inst. Geociências, USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 221p.

CABY, R.; BETRAND, J. M. L. AND BLACK, R., 1981. **Oceanic closure and continental collision in the Hoggar-Iforas-Pan-african segment.** In:

KRÖNER A., (Ed.), **Precambrian plate tectonics**. Elsevier, Amsterdam, 407-434.

CABY, R., & ARTHAUD, M.H., 1986. **Major Precambrian Nappes of the Brazilian Belts, Ceará Northeast Brazil**. *Geology*, 14:871 – 874.

CABY, R.; SIAL, A.; ARTHAUD, M. H.; VAUCHEZ, A., 1991. **Crustal evolution and Brasiliano orogeny in Northeast Brazil**. In: DALLMEYER, R.D. & LECORCHÉ, J.P. (ed.) **The West African Orogens and Circun Atlantic Correlatives**, Springer-Verlag, 373-397.

CABY, R.; SIAL, A. N.; ARTHAUD, M. AND VANCHEZ, A., 1990. **The west African Orogens and Circun – Atlantic Correlatives**. R. D. Dallmeyer S.P. Lecorché (ed) Springer. Verlg. 405, 196.

CAVALCANTE, J. C.; FERREIRA, C. A.; AMESTO, R. C. R.; RAMALHO, R.; BRAUN, R. P. G.; BATISTA, M. B.; CUNHA, H. C. S.; 1983. **Mapa geológico do Estado do Ceará**; escala 1:500.000; MME/DNPM/CEMINAS/SUDENE, Fortaleza.

CAVALCANTE, J. C.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, F. E. M.; MEDEIROS, M. F., 2003. **Atlas digital de geologia e recursos minerais**

do Ceará. Sistema de Informações Geográficas – SIG. Escala 1:500.000; MME/SMM, Fortaleza.

CHAPPELL, B. W. AND WHITE, A. J. R., 1974. **Two contrasting granite types.** Pacific Geology, 8, 173-174.

CLEMENS, J. D., 2003. **S-type granitic magmas – petrogenetic issues, models and evidence.** Earth – Science Reviews, 01-18.

CULLERS, R. L. AND GRAF, J. L., 1984. **Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rocks – ore petrogenesis.** In: Rare Earth Element Geochemistry, Henderson(ed), Dev. In Geochemistry 2 . Chaper 8, 274-315.

DEBON, F. AND LE FORT, P., 1983. **A chemical – Mineralogical classification of common plutonic rocks and associations.** Royal Sociey of Edinbergh. Earth Sciences, 73, 135 – 149.

DIDIER, J.; DUTHOU, J. L. AND LAMEYRE, J., 1982. **Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves.** Journal of Volcanology and Geothermal Research, 14, 125-132.

D'LEMOS, R. S.; STRACHAN, R. A.; TOPLY, C. G., 1990. **The Cadomian orogeny in the North Armorican Massif: a review.** In: D'LEMOS, R. S.; STRACHAN, R. A.; TOPLEY, C. G. (Eds.), **The Cadomian Orogeny.** Geol. Soc. Spec. Publi. 51, London, 3-12.

DULSKI, P., 1994. **Interferences of oxide, hydroxide and chloride analyte species in the determination of rare earth elements in geological samples by inductively coupled plasma-mass spectrometry.** Fresenius J. Anal. Chem. 350, p.194–203.

EL BOUSEILY, A.M. & EL SOKKARY, A. A., 1975. **The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks.** Chemical Geology, 16: 207-219.

FARINA, M., 1977. **Perspectivas metalogenéticas de alguns granitos pós-orogênicos do nordeste brasileiro.** In: Simp. Geol. Nordeste, 8 , Campina Grande. Atas... Campina Grande, SBG-NE. 6, 121 – 129.

FETTER, A. H.; SANTOS, J. S. DOS; NOGUEIRA NETO, J. A; VAN SCHMUS, W. R., 1995. **Geocronologia U/Pb em Zircão e Sm/Nd em rocha total do Estado do Ceará: XVI Simpósio de Geologia do Nordeste – Recife, 418- 421.**

FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, J. S. DOS; ARTHAUD, M.; NOGUEIRA NETO, J. A., 1997. **Geocronologia e estruturação do estado do Ceará: NW da Província Borborema, NE Brasil.** XVII Simpósio de Geologia do Nordeste. Resumos Expandidos. Boletim Nº 15. Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Nordeste, Fortaleza, 32 –33.

FETTER, A. H., 1999. **U/Pb and Sm/Nd Geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of Gondwana.** Department of Geology, Kansas University, Lawrence, Tese de Doutorado, 165.

FETTER, A. H.; SANTOS, J. S. DOS; VAN SCHMUS, W. R.; HASKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A. AND WERNIC, E., 2003. **Evidence for neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana.** Gondwana Research, V.6, Nº 2, 265 – 273.

FOLEY, S., 1992. **Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas.** *Lithos*, 28, 435-453.

FROST, C. D.; FROST, B. R.; CHAMBERLAIN, K. R.; AND EDWARDS, B. R., 1999. **Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman Batholith, SE Wyoming, USA: a reduced rapakivi type anorogenic granite.** *Journal of Petrology*, vol. 40. Nº 12. 1771 – 1802.

FROST, R. B.; BARNES, G. G.; COLLINS W.J.; ARCULUS, R.J.; ELLIS, D. J. AND FROST, C. D., 2001. **Ageochemical classification for granitic rocks.** *Journal of Petrology*. Vol. 12, No. 11, 2033-2048.

GOMES, J. R. C.; GATTO, C. M. P. P.; SOUZA, G. M. C.; LUZ, D. S.; PIRES, J. L.; TEIXEIRA, W., 1981. **Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra.** In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL, Folhas Jaguaribe/Natal (SB.24/25). MME. Rio de Janeiro, 740 pp. 7 mapas.

GORAYEB, P. S. S. & MONTEIRO, E. C., 1996. **Os albita granitos da região de Santa Quitéria.** 39º Congresso, Salvador. 6, 423-425.

GREEN, D. H. & WALLACE, M. E., 1988. **Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts.** *Nature*, 336, 459-462.

HADDAD, R. C. & LEONARDOS, O. H., 1980. **Granitos Anelares de Taperuaba (CE) e processos metassomáticos associados.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31^o, Camboriú, 1980. Anais Camboriú. Soc. Brás. Geol., **5**, 2626-2633.

HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A. & TINDLE, A. G., 1986. **Geochemical characteristics of collision-zone magmatism.** From Coward. M. M. Ries, A. C. Collision tectonic. Geological Society Special. Publication, No. 19, 67-81.

HAURI, E. H.; SHIMIZU, N.; DIEU, J. J. & HART, S. R., 1993. **Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle.** *Nature*, 365, 221-227.

HOFMANN, A. W., 1988. **Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust.** *Earth Plan. Sci. Lett.*, 90: 297-314.

IONOV, D. A.; DUPUY, C.; O'REILLY, S. Y.; KOPILOVA, M. G. & GENSHAFT Y. S., 1993. **Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metaomatism.** Earth and Planetary Science Letters, 119, 283-297.

IRVINE, T. N. AND BARAGAR, W. R. A., 1971. **A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.** Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.

IRBER, W., 1999. **The lanthanides “tetrad” effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites.** Geochim. Cosmochim. Acta 63, 489-508.

JAHN, B. M.; WU F.; CAPDEVILA, R.; MARTINEAU, F.; ZHAO, Z.; WANG, Y., 2001. **Highly evolved juvenile granites with “tetrad” REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in Ne China.** Lithos 59, 171-198.

JARDIM DE SÁ, E. F. DE, 1984. **Aspectos estruturais e tectônicos de Granitóides.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro. SBG, 2787-2814.

JORGENSEN, C. K., 1970. **The “tetrad effect” of Peppard is a variation of the nephelauxetic ratio in the third decimal.** Journal Inorg. Nucl. Chem. 32, 3127–3128.

JUNG, S.; HOERNES, S.; MEZGER, K., 2000. **Geocronology and petrogenesis of Pan African, syn-tectonic, S-type and post – tectonic A-type granite (Namibia); Produtos of melting of crustal Souros, Fractional crystallization and wall rock entrainment.** Lithos 50, 259 - 287.

KEGEL, W., 1965. **A Estrutura Geológica do Nordeste do Brasil.** Bol. Div. Geol. Mineral, Rio de Janeiro, 27:1-52.

KENEDY, W. Q., 1964. **The structural diferenciation of Africa in Pan-African (±500 m. y.) tectnic episode.** Ann Repp. Res. Inst. Afr. Geol., University of Leeds 8, 48-49.

KING, P.L.; WHITE, A. J. R.; CHAPPEL, B. W. AND ALLEN C. M., 1997. **Characterization and origin of aluminous A-type granite from the Lachlan Fold Belt southeastern Australia.** Journal of Petrology. Vol. 38. Nº. 3, 371-391.

LAMEYRE, J. & BOWDEN, P., 1982. **Classification of plutonic rocks: discrimination of various granitic series by their modal composition.** Journal of Volcanology and Geothermal Research, 14: 169-186.

LA ROCHE, H. DE; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P. AND MARCHAL, M., 1980. **A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 – Diagram and Major – Element Analyses – Its Relationships with Current Nomenclature.** Chemical Geology, 29, 183-210.

LA ROCHE, H., 1986. **Classification et nomenclature des roches ignées: um essai de restauration de la convergence entre systématique quantitative, typologie d'usage et modelisation génétique.** Bull Soc. Geol. France (8), T.H., No.2, 337-353.

LEHMANN, B. & MAHAWAT, C., 1989. **Metallogeny of tin in central Thailand: A genetic concept.** Geology, V.17, 426-429.

LE MAITRE, R. W., 1989. **A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the IUGS - Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks.** 1 ed. Oxford, Blackwell Science Publication, 193.

LESSA, H. M. DE A., 2001. **Caracterização petrológica e geoquímica dos stocks São Paulo e Morrinho, Domínio Ceará Central da Província Borborema.** Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 127.

MANIAR, P. D. AND PICCOLI, P. M., 1989. **Tectonic discrimination of granitoids.** Geological Society of America Bulletin, 101, 635-643.

MARTIN, H., 1987. **Archaean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes.** Rev. Bras. de Geoc. , 17 (4): 350-365.

MARTINS, G., 2000. **Litogeoquímica e Controle Geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró.** Inst. De Geociências, UNICAMP, Campinas-SP, Tese de Doutorado, 218p.

MASUDA, A.; KAWAKAMI, O.; DOHMOTO, Y. AND TAKENAKA, T., 1987. **Lanthanide “tetrad” effects in nature: Two mutually opposite types W and M.** Geochim. J. 21, 119–124.

MCCARTHY, T. S.; HASTY, R. A., 1976. **Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts.** Geochim Cosmochim Acta 40: 1351-1358.

MONIÉ, P.; CABY, R.; ARTHAUD, M. H., 1997. **Timing of the neoproterozoic Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages and Petrostrutural Data from Ceará.** Precambrian Research, 81: 241-264.

MORAIS, A M. V.; PASSOS, C. A. B.; SOUZA, E. M.; MORAIS, J. B. DE; FRANÇA, J. B.; MEDEIROS, M. F.; VALE, P. A . B. R.; ANDRADE, V. A. A., 1977. **Projeto Fortaleza**, Relatório Final-Geologia, DNPM/CPRM, Vol.1, 339.

MIODUSKI, T., 1997. **The “regular” and “inverse” “tetrad” effect.** Comments Inorg. Chem. 19, 93–119.

MO“LLER, P., 1986. **REE(Y), Nb, and Ta enrichment in pegmatites and carbonatite-alkalic rock complexes.** In Lanthanides, Tantalum and Niobium (eds. P. Mo“ller, P. Cerny, and F. Saupe), 103–144, Springer.

O’CONNOR, J. T., 1965. **A classification for quartz – rich igneous rock based on feldspar ratios.** U. S. Geo. Surv. Prof. Paper 525B, B79-B84.

PEARCE, J. A., 1996. **Sources and settings of granitic rocks.** Episodes, V.19, nº4, 120 – 125.

PEARCE, J. A. AND CAUN, J. R., 1973. **Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.** Earth and Planetary Science Letters, 19, 290 – 300.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W. AND TINDLE, G. A., 1984. **Trace element discrimination diagrams for the tectonic Interpretation of granitic rocks.** Journal of Petrology. Vol.25, 956-953.

PESSOA, R. R. & ARCANJO, C. J. 1984. **Tectônica de Empurrões na Região de Tróia – CE.** Anais 33º Congresso Brasileiro de Geologia, 4: 1721 - 1728.

PESSOA, R. R.; BRITO NEVES, B. B.; KAWASHITA, K.; PESSOA, D. A. R., 1986. **Contribuição ao Estudo da Evolução Geocronológica do Maciço de Tróia.** Atas do 12º Simpósio de Geologia do Nordeste, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 75 –93.

PITCHER, W. S., 1979. **The Nature, ascent and emplacement of granitic magmas.** J. Geol. Soc. London, 136: 627 – 662.

RÄMÖ, O. T.; VAASJOKI, M.; MÄNTÄRI, I.; ELLIOTT, B. A. AND NIRONEU, M., 2001. **Petrogeneses of the post-kinematic magmatism of the Central**

Finland Granitoid Complex I; Radiogenic Isotope Constraints and Implications for Crustal Evolution. Journal of Petrology. Vol. 42. No. 11, 1971 – 1993.

RUDNIK, R. L.; MCDONOUGH, W. F. & CHAPPELL, B. W., 1993. **Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle; petrographic and geochemical characteristics.** Earth and Planetary Science Letters, 114, 463-475.

SANTOS, A. A., 2003. **Caracterização Litoestrutural e Geocronológica da Região Fósforo-Uranífera de Itaitia-CE.** Curso de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Ceará, Tese de Mestrado, 100p.

SAUNDERS, A. D.; TARNEY, J. & WEAVER, S. D., 1980. **Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for calc-alkaline magma genesis.** Earth planet. Sci. Lett. 46, 344-360.

SIAL, A. N.; MARIANO, G.; FERREIRA, Q. P., 1999. **Síntese da geoquímica de elementos de terras raras em granitóides do nordeste e norte do Brasil.** Congresso Brasileiro de Geoquímica, Porto Alegre, RS.

SINHA, S. P., 1978. **“Inclined W” and the systematics of the rare earths.** Kemia-Kemi 6, 238–243.

SHERATON, J. W. AND BLACK, L., 1983. **Geochemistry of Pre Cambrian gneisses: relevance for the evolution of the East Antarctic Shield.** Lithos, Vol. 16, 273-296.

STRECKEISEN, A. L., 1976. **To each plutonic rock its proper name.** Earth Science Reviews, 12: 1-33.

SUN, S. S. AND MCDONOUGH, W. F., 1989. **Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implication for mantle composition and processes.** In: SAUNDERS A. D. AND NORRY M. J. (eds.), **Magmatism in the Ocean Basin.** Geological Society London, Special publication, 42, 313-345.

TARNEY, J. & JONES, C. E., 1994. **Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models.** Journal of the Geological Society. London, vol. 151, 855-868.

TAVARES, JR. S. S., 1982. **Caracterização litoquímica e geocronológica Rb/Sr de rochas granitóides e ortognaisses da região de Santa Quitéria**

Sobral, NW do Ceará. Centro de Ciências, Universidade Federal do Pará, Belém, Dissertação de Mestrado, 145.

TAYLOR, S. R., 1965. **The application of trace element data to problems in petrology.** Phys. Chem. Earth 6, 133–213.

TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M., 1985. **The continental crust: its composition and evolution.** London, Blackwell Scientific Publications. p.312.

VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B. DE; HARCKSPACHER, P. C.; FETTER, A. H.; KOZUCH, M.; DANTAS, E. L. & BABINSKI, M., 1999. **The Borborema Province: A Collage of Polycyclic Crustal Domains in NE do Brasil.** 14^o International Conference on Basement Tectonics. Ouro Preto, MG. Brasil, 80-83.

WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L. AND CHAPPEL, B. W., 1987. **A-type granites: Geochemical characteristics discrimination and petrogenesis.** Contrb. Mineral Petrol. 95:407 – 419.

WOODHEAD, J.; EGGINS, S. & GAMBLE, J., 1993. **High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts:**

evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge.

Earth and Planetary Science Letters 114, 491-504.

WRIGHT, J. B., 1969. **A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis.** Geol. Mag. Vol. 106, No. 4, 370 – 384.

10 – Anexos

10.1 – Tabelas

Tabela 1 – Análises petrográficas modais em percentual. K-Feldspato; Pl-Plagioclásio; Qz-quartzo; Bt-biotita; Hb-hornblenda, Op-Opacos; T-titanita; Zr-zircão; Ap-apatita; Mu-muscovita-sericita; Tz – Topázio; Fl-Fluorita; Ep-epídoto; Al-allanita; Cl-clorita; Tr –traços; QAP; SK- Strekeisen.

Tabela 2 – Elementos maiores, traços e terras raras das rochas granitóides da Suíte Magmática de Santa Quitéria.

Tabela 3 – Principais características dos quatro tipos de granitóides tardi a pós-tectônicos da Suíte Magmatica de Santa Quitéria (SMGSQ)

10.2 – Mapa Geológico

Tabela 1– Análises petrográficas modais em percentual. K-Feldspato; Pl-Plagioclásio; Qz-quartzo; Bt-biotita; Hb-hornblenda, Op-Opacos; T-titanita; Zr-zircão; Ap-apatita; Mu-muscovita-sericita; Tz – Topázio; Fl-Fluorita; Ep-epidoto; Al-allanita; Cl-clorita; Tr –traços; QAP; SK- Strekeisen.

GRANITOS MAGMÁTICA DE SANTA QUITÉRIA	GRANITOS	AMOSTRAS	KF	Pl	Qz	Bt	Hb	Op	Tr	Zr	Ap	Mu	Tz	Fl	Ep	Al	Cl	QAP		SK	
	Juré	EP-34	21	32	20	16	06	01	02	01						01		tr	Q=27,40	A=28,77	P=43,84
EP-370		24	30	25	15		02	02	01	tr					tr			Q=31,65	A=30,38	P=37,98	3B
EP-442		28	26	24	15	02		01	01	01	tr				01	01	tr	Q=30,77	A=35,90	P=33,33	3B
EP-443		23	24	25	07	03	01	01	01	01						02	12	Q=34,72	A=31,94	P=33,33	3B
Pajé	AV-08	45	22	22	10			0t	01						tr			Q=24,72	A=50,55	P=24,72	3A
	EP-448	37	24	24	06		01	01	t		tr				tr	tr	07	Q=28,23	A=43,53	P=28,23	3B
	EP-454	38	13	32	15			tr	01	01					tr			Q=38,55	A=45,78	P=15,66	3A
Trapiá	IP-91	30	40	20	05		02	01	t	t	02				tr			Q=22,22	A=33,33	P=44,44	3B
	EP-30	26	30	22	11		05	01	01	01	01					01	02	Q=28,20	A=33,33	P=38,46	3B
	EP-317	34	27	18	09		03		01	01	03						03	Q=22,78	A=43,04	P=34,18	3B
	EP-444	35	27	19	10		04	02	01	02	tr						tr	Q=23,46	A=43,21	P=33,33	3B
	EP-440	31	23	20	15		04	03	01	02							01	Q=20,03	A=41,89	P=31,08	3B
Gado Bravo	EP-31	45	27	19	06		01		01								01	Q=20,88	A=49,45	P=29,67	3B
	EP-445	41	24	21	07		01	tr	tr		03						03	Q=24,42	A=47,67	P=27,91	3B
	EP-446	41	22	14	16		03	02	tr	01					tr	tr		Q=18,18	A=53,25	P=28,57	07*
Luvas	EP-77	31	28	11	17		05	02	01	01	01					01	02	Q=15,71	A=44,29	P=40,00	08*
	EP-464	37	23	26	07		03		tr	01							03	Q=30,33	A=43,02	P=26,74	3B
Macaco	AV-45	40	28	25	04		02					01						Q=26,88	A=43,01	P=30,11	3B
Pedrês	EP-470	45	20	22	10		02		01	tr								Q=25,29	A=51,72	P=22,99	3A
Carnaúba	EP-366	38	23	20	14		01	02	01	01						tr		Q=24,69	A=46,91	P=28,40	3B
Novilho	EP-463	36	30	18	10		03		tr	tr	02					01		Q=21,43	A=42,96	P=35,71	3B
São Pedro	EP-434	33	25	18	14		04		02	01	03							Q=23,68	Q=43,42	P=32,90	3B
Timbaúba	EP-23	20	30	21	13		06		01		07				tr	01		Q=29,57	A=28,17	P=42,25	3B
	EP-435	33	18	21	22		02		01	01	02							Q=29,17	A=45,83	P=25,00	3B
	EP-436	38	22	21	13		03		01	01	01							Q=25,93	A=46,91	P=27,16	3B
Correntes	EP-49	39	18	29	10		02		01							01		Q=33,72	A=45,35	P=20,93	3A
São Paulo	EP-150B	39	17	27								15	tr	02				Q=32,53	A=67,47	P=0,00	02

Tabela 2 – Elementos maiores, traços e terras raras das rochas granitóides da Suíte Magmática de Santa Quitéria.

	GRUPO I		GRUPO II											GRUPO III	GRUPO IV	
	Granito Juré		Granito Pajé		Granito Trapiá				Granito Gado Bravo			Granito Luvas		Granito Pedrês	Granito Correntes	Granito São Paulo
AMOSTRAS	EP-442	EP-443	EP-448	EP-454	EP-317	EP-444	EP-439	IP-91	EP-31	EP-445	EP-446	EP-464	EP-77	EP-470	EP-49	EP-150B
SiO ₂	70.22	70.03	72.87	70.68	70.99	67.24	69.03	72.05	73.45	73.45	69.07	72.73	66.82	72.37	75.84	72.35
Al ₂ O ₃	14.82	14.91	13.85	13.86	14.31	14.89	14.89	14.04	14.18	14.03	15.20	13.93	16.31	14.30	12.37	15.69
Fe ₂ O ₃	2.33	2.59	2.15	3.48	2.83	4.28	3.03	2.63	1.26	1.43	2.76	1.87	2.85	1.84	2.15	0.92
MgO	0.69	0.69	0.25	0.36	0.30	0.83	0.42	0.34	0.09	0.12	0.36	0.18	0.44	0.21	0.15	0.01
CaO	2.57	2.59	1.41	1.79	1.26	2.19	1.68	1.04	0.92	0.99	1.77	1.09	1.86	1.23	0.68	0.53
Na ₂ O	4.04	3.93	3.55	3.26	3.17	3.79	3.64	3.57	3.21	3.45	3.76	3.61	3.94	3.42	2.95	6.22
K ₂ O	3.54	3.51	4.86	5.14	5.80	4.80	5.40	5.03	6.04	5.54	5.22	5.38	5.39	5.70	5.34	3.30
TiO ₂	0.31	0.29	0.19	0.47	0.31	0.75	0.56	0.36	0.11	0.13	0.48	0.22	0.66	0.19	0.14	0.01
P ₂ O ₅	0.22	0.21	0.08	0.22	0.13	0.32	0.24	0.18	0.04	0.05	0.28	0.15	0.42	0.09	0.03	0.01
MnO	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
Cr ₂ O ₃	0.004	0.003	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001
Ni(ppm)	8	5	5	5	5	14	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Sc(ppm)	4	5	3	8	2	3	2	2	2	2	3	1	2	1	2	1
LOI(%)	0.5	0.5	0.5	0.4	0.6	0.4	0.6	0.5	0.5	0.6	0.6	0.7	0.7	0.5	0.2	0.7
TOTAL(%)	99.27	99.30	99.75	99.70	99.73	99.55	99.52	99.77	99.84	99.83	99.53	99.90	99.42	99.88	99.88	99.76
Ba(ppm)	2460.1	2321.1	762.1	1379.8	865.2	1478.9	1758.5	1286.6	447.0	352.9	1801.4	758.6	2102.3	839.2	186.9	10.7
Be(ppm)	1	2	3	2	3	2	2	2	3	3	2	1	2	2	3	3
Co(ppm)	3.6	3.4	1.6	4.0	1.5	5.6	3.1	3.0	0.8	0.6	3.1	1.3	6.6	1.0	1.3	0.4
Cs(ppm)	0.8	0.8	7.1	0.8	4.0	5.2	1.8	1.2	6.5	9.1	3.2	2.4	3.8	2.7	3.1	5.0
Ga(ppm)	17.2	17.9	20.2	22.1	22.6	22.3	22.1	20.2	19.4	21.5	21.6	23.1	21.2	21.2	20.1	54.2
Hf(ppm)	8.3	10.4	6.6	25.0	8.4	12.1	13.2	8.5	4.4	6.0	10.8	6.7	13.2	6.2	6.3	6.4
Nb(ppm)	8.0	7.1	14.9	20.0	7.9	15.3	13.8	10.8	12.1	18.4	14.0	7.7	8.1	17.0	20.3	70.7
Rb(ppm)	56.0	55.6	266.7	108.6	254.9	169.0	178.7	186.3	298.2	279.1	170.4	191.1	136.0	168.6	244.4	753.9
Sn(ppm)	2	7	7	3	4	7	8	13	4	8	13	7	6	12	29	61
Sr(ppm)	812.0	796.6	144.7	234.4	215.0	543.3	529.1	469.5	114.8	99.7	542.9	283.3	651.2	330.4	55.3	4.4
Ta(ppm)	0.4	0.5	2.0	0.8	0.5	1.5	1.0	0.7	1.8	1.4	1.3	0.9	0.2	3.1	1.4	25.8
Th(ppm)	13.2	30.2	25.2	23.7	102.6	24.0	30.5	32.6	51.3	53.0	46.6	54.4	22.5	65.4	29.8	15.6
U(ppm)	3.8	3.7	7.1	2.2	5.4	2.9	1.8	2.5	9.0	11.0	4.0	4.0	1.9	11.9	5.7	11.6
V(ppm)	14	14	8	14	18	48	31	24	0.4	0.4	31	13	37	9	0.4	0.4
W(ppm)	0.3	0.2	0.3	0.4	0.4	0.2	0.3	0.09	0.2	0.3	0.09	0.5	0.2	0.4	0.2	2.3
Zr(ppm)	320.0	390.3	216.2	885.1	261.9	427.9	507.1	279.8	126.8	151.3	415.8	206.2	487.2	162.9	177.2	47.0
Y(ppm)	14.9	16.1	38.1	48.0	8.0	21.8	20.5	13.5	19.0	15.4	24.6	12.0	7.2	18.4	32.9	54.6
Mo(ppm)	0.9	0.5	0.3	0.9	1.2	1.2	0.6	0.2	0.5	0.7	0.2	0.6	0.8	0.4	0.5	0.2
Cu(ppm)	6.3	7.5	2.6	10.5	2.1	16.5	17.7	12.9	2.1	1.9	6.9	2.1	15.2	1.0	4.5	1.1
Pb(ppm)	7.1	6.6	8.9	4.5	14.8	6.7	5.8	7.6	12.4	18.1	7.6	9.3	8.3	12.7	8.4	12.1
Zn(ppm)	27	26	32	41	40	90	48	57	14	22	43	38	53	21	44	10

Cont. Tabela 2 – Elementos maiores, traços e terras raras (ETR) das rochas granitóides da Suíte Magmática de Santa Quitéria.

Ni(ppm)	7.0	6.6	3.1	2.6	1.8	17.6	4.6	3.2	1.9	3.9	3.9	4.2	6.4	2.9	3.2	1.4
Au(ppb)	0.7	1.2	0.8	1.2	1.4	1.6	0.8	1.5	1.9	1.3	2.0	0.7	0.7	1.5	1.5	0.4
Q (TMS)	27.91	28.34	31.15	30.64	28.29	22.42	27.86	30.37	30.15	30.56	23.88	29.36	19.53	28.44	37,5	22.86
or (KAS6)	21.76	21.63	29.63	31.14	35.68	30.04	31.55	30.84	36.45	33.53	32.2	32.75	33.41	34.6	32.4	19.89
ab (NAS6)	35.49	34.61	30.93	28.22	27.86	33.89	32	31.28	27.68	29.83	33.14	31.4	34.89	29.66	25.58	53.57
an (CAS2)	12.27	13.16	7.22	8.15	6.51	9.94	5.48	5.35	4.66	5.03	9.16	5.57	9.68	6.27	3.46	2.68
lc(KAS4)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ne(NAS2)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C(A)	0	0	0.17	0	0.53	0	1.77	0.84	0.68	0.55	0.13	0.17	0.62	0.25	0.25	0.93
ac(NFS4)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ns(NS)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di wo(CS)	0.41	0.1	0	0.4	0	0.65	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di en(MS)	0.35	0.08	0	0.33	0	0.55	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di fs(FS)	0.01	0	0	0.02	0	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hy en(MS)	1.44	1.72	0.64	0.6	0.78	1.65	0.9	0.88	0.23	0.31	0.94	0.46	1.15	0.54	0.54	0.03
Hy fs(FS)	0.04	0.06	0.07	0.04	0.05	0.07	0.07	0.07	0.05	0.06	0.05	0.07	0.05	0.05	0.05	0.03
Ol fo(M2S)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol fa(F2S)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
mt(FF)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
he(F)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
il(FT)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.02
ap(CP)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	99.69	99.71	99.81	99.53	99.69	99.21	99.63	99.63	99.9	99.87	99.51	99.78	99.32	99.81	99.81	100.01
La	67.9	77.7	50.6	115.6	114.2	102.3	107.8	67.3	29.8	50.2	107.0	45.1	42.0	64.4	64.4	11.7
Ce	131.3	146.6	110.8	305.0	227.7	218.9	231.4	139.0	67.5	98.7	223.8	95.4	135.2	131.8	131.8	38.6
Pr	12.23	13.77	11.03	27.80	21.77	22.36	23.08	14.24	7.02	10.28	23.06	8.67	9.91	13.02	13.02	4.55
Nd	42.3	45.6	39.9	97.5	68.6	77.8	81.7	48.9	24.8	35.9	81.3	29.1	35.9	41.0	41.0	16.4
Sm	6.3	6.7	7.1	17.0	9.5	12.7	13.3	7.9	5.3	6.4	12.7	5.3	6.4	6.3	6.3	5.9
Eu	1.35	1.43	0.67	1.86	1.23	2.39	2.14	1.30	0.81	0.77	2.39	1.21	1.76	1.08	1.08	0.04
Gd	3.54	3.95	5.63	12.98	3.70	7.09	6.82	4.38	4.29	3.80	7.34	4.08	3.84	3.80	3.80	6.44
Tb	0.51	0.55	0.98	1.97	0.46	0.88	0.91	0.66	0.67	0.53	0.96	0.54	0.41	0.64	0.64	1.59
Dy	2.58	2.69	5.76	8.70	1.79	4.45	4.45	2.52	3.35	2.30	4.14	1.98	1.51	2.83	2.83	10.33
Ho	0.49	0.48	1.12	1.65	0.23	0.64	0.62	0.41	0.61	0.42	0.73	0.39	0.24	0.55	0.55	2.29
Er	1.22	1.38	3.35	4.57	0.69	1.71	1.67	1.09	1.67	1.32	1.79	1.00	0.57	1.88	1.88	7.93
Tm	0.17	0.18	0.50	0.65	0.11	0.24	0.22	0.16	0.26	0.20	0.25	0.15	0.12	0.25	0.25	1.58
Yb	1.17	1.51	3.45	3.79	0.64	1.71	1.41	1.10	1.25	1.77	1.66	0.82	0.60	2.04	2.04	11.95
Lu	0.20	0.19	0.51	0.63	0.07	0.23	0.21	0.17	0.19	0.30	0.21	0.13	0.11	0.30	0.30	1.79
TOTAL ETR	271.26	302.73	241.4	599.7	450.69	453.4	475.73	289.13	147.52	212.89	467.33	193.87	238.57	269.89	269.89	121.09
Sr/Eu	601.48	557.06	215.97	126.02	174.80	227.32	247.24	361.15	141.73	129.48	227.15	234.13	370	305.92	305.92	110
Y/Ho	30.4082	33.5417	34.0179	29.0909	34.7826	34.0625	33.0645	32.9268	31.148	36.6667	33.6986	30.7692	30	33.4545	33.454	23.8428
Zr/Hf	38.5542	37.5288	32.7576	35.404	31.1786	35.3636	38.4167	32.9176	28.818	25.2167	38.5	30.7761	36.9091	26.2742	26.274	7.34375
Y/Nb	1.86	2.27	2.56	2.4	1.01	1.43	1.49	1.25	1.57	0.84	1.76	1.56	0.89	1.08	1.08	0.77
LaN/LuN	36.385	43.828	10.633	19.665	174.845	47.669	55.016	42.428	16.809	17.934	54.607	37.181	40.921	23.007	23.007	0.701

Cont. Tabela 2 – Elementos maiores, traços e terras raras (ETR) das rochas granitóides da Suíte Magmática de Santa Quitéria.

CeN/YbN	31.173	26.968	8.9211	22.354	98.828	35.559	45.587	35.101	15.000	15.490	37.450	32.317	62.593	17.947	17.947	0.897
Eu/Eu*	0.874	0.850	0.324	0.383	0.634	0.770	0.687	0.676	0.519	0.477	0.757	0.796	1.086	0.675	0.675	0.020
Ce/Ce*	1.099	1.094	1.151	1.356	1.147	1.138	1.143	1.115	1.169	1.067	1.113	1.189	1.647	1.155	1.155	1.431
Pr/Pr*	0.968	0.991	1.001	1.056	1.050	1.029	1.010	1.027	1.044	1.004	1.015	1.010	1.027	1.072	1.072	1.218
Tb/Tb*	0.99566	1.00498	1.066	1.0791	1.12199	0.98916	1.06087	1.18643	1.0697	1.03899	1.00919	1.03484	0.96184	1.14678	1.1467	1.24587
Dy/Dy*	1.11243	1.15966	1.09511	1.11347	1.44346	1.33898	1.36763	1.23329	1.1441	1.14193	1.16889	1.08573	1.25266	1.09548	1.0955	1.00346
Th/Ta	33	60.4	12.6	29.63	205.2	16	30.5	46.57	28.5	37.86	35.85	60.44	112.5	21.10	21.10	0.605
TE1	1.032	1.041	1.074	1.197	1.098	1.082	1.074	1.070	1.105	1.035	1.063	1.095	1.307	1.112	1.112	1.320
TE3	1.02065	1.03109	1.03144	1.03741	1.10123	1.05781	1.07727	1.0791	1.0412	1.03479	1.03359	1.02357	1.03797	1.04669	1.0467	1.04567
TE1.3	1.02614	1.03626	1.05225	1.11421	1.09937	1.06984	1.07585	1.07455	1.0725	1.03503	1.04805	1.05884	1.1619	1.079	1.079	1.17486

Valores normalizado segundo o Condrito LaN/LuN. CeN/YbN. $Eu/Eu^* = EuN / (SmN \times GdN)^{1/2}$. $Ce/Ce^* = CeN / (LaN^{2/3} \times NdN^{1/3})$. $Pr/Pr^* = PrN / (LaN^{1/3} \times NdN^{2/3})$. $Tb/Tb^* = TbN / (GdN^{2/3} \times HoN^{1/3})$. $Dy/Dy^* = DyN / (GdN^{1/3} \times HoN^{2/3})$. Efeito "tetrad" $TE_1 = (Ce/Ce^* \times Pr/Pr^*)^{1/2}$. $TE_3 = (Tb/Tb^* \times Dy/Dy^*)$ e $TE_{1.3} = (TE_1 \times TE_3)^{1/5}$. Fonte: Jahn et al (2001) e Irber, W. (1999).

Tabela 3 – Principais características dos quatro tipos de granitóides tardi a pós-tectônicos da Suíte Magmática de Santa Quitéria (SMGSQ).

	GI	GII (Tipo Pajé)	GIII	GIV
Corpos Granitóides	Juré	(Pajé, Trapiá, Gado Bravo, Luvas e Pedrês)	Corrente	(Granito São Paulo e Morrinhos)
Principais tipos de rochas	Sienogranitos - Monzogranitos	Sienogranitos, qtzo-sienitos, qtzo-monzonitos a monzogranitos	Sienogranito	Álcali-Feldspato Granito (albita Granito)
Máficos presentes	Biotita e Hornblenda	Biotita	Biotita	zinwaldita,
Minerais acessórios	Allanita, titanita, apatita, zircão e opaco	Zircão, opaco e epidoto	Zircão e opaco	Topázio, fluorita e siderofilita
SiO₂	SiO ₂ (70,03 a 70,22%)	73,45%<SiO ₂ >67,24%,	SiO ₂ >75%	SiO ₂ (72,35%)
CaO	CaO (2,57 a 2,59%)	2,19%<CaO>0,92%	CaO(2,95%)	CaO(0,53%)
Fe₂O₃	Fe ₂ O ₃ (2,33% a 2,59%)	1,26%<F ₂ O ₃ >4,28%	Fe ₂ O ₃ (2,15%)	Fe ₂ O ₃ (0,92%)
Lameyre & Bowden (1982)	Granitos Crustais	Granitos crustais	Granitos crustais	Anorogênicos tipo-A
A/CNK	Pêra a metaluminoso	Pêra a metaluminoso	Pêra a metaluminoso	Pêra a metaluminoso
Alcalinidade	Subalcalino	Subalcalino	Subalcalino	Subalcalino
R1 x R2 (multicatiônico)	Tardi a sin-colisionais	Tardi a sin-colisionais	Pós-colisional	Anarogênico
Pearce (1996)	Pós-Colisionais	Pós-Colisionais	Pós-Colisionais	Intraplacas (WPG)
Aranhagramas – Diagrama Multi-elementos	MORB-N	Enriquecimento Ba, Th e Sr, empobrecimento em Rb e anomalia (-) Ta, Nb e (+) La e Ce em relação ao Hf e Zr	Enriquecimento de Ba em relação ao Rb e Th, anomalias (-) Ta, Nb e Sr, anomalia (+) La e Ce -> Hf e Zr, Eu (-) abaixo MORB Enriquecimento em Rb e Th, e empobrecimento em Ba e Sr, em algumas exceções.	Enriquecimento Rb, empobrecimento Ba, Sr anomalia (-) Ta, Nb, e (+) La, Ce e Sm, (-) Hf, Zr, Sr, Eu -> Hf e Zr
	Crosta Continental	Enriquecimento em Ba, Th e Sr empobrecimento em Rb, anomalia (-) Ta, Nb, anomalia(+) La e Ce em relação ao Hf e Zr	Enriquecimento de Ba em relação ao Rb e, anomalia (+) Th e anomalias (-) Ta e Nb anomalia (+) La e Ce em relação ao Hf e Zr. Em algumas exceções enriquecimento Rb e Th, empobrecimento Ba e Sr,	Enriquecimento Rb e Th, empobrecimento Ba<1, anomalia (-) Ta, Nb e (+) La, Ce, Hf e Zr, Sr(-) e Eu (-) <<1
Terras Raras Condrito	Fracionamento	Fortemente (Enriquecimento ETRL em relação ETRP)	Fortemente (Enriquecimento ETRL em relação ETRP)	Baixo (Enriquecimento ETRL em relação ETRP)
	Eu/Eu*	Anomalia (-) (pequena a quase ausente)	Anomalias (-) e (+) (pequena a moderada)	Anomalia (-) Grande (Gaivota)