UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**MAPEAMENTO E INVESTIGAÇÃO PETROLÓGICA E
GEOCRONOLÓGICA DOS LITOTIPOS DA REGIÃO DO
ALTO RIO NEGRO (PR-SC): UM EXEMPLO DE
SUCESSIVAS E DISTINTAS ATIVIDADES
MAGMÁTICAS DURANTE O NEOPROTEROZÓICO**

OSSAMA MOHAMED MILAD HARARA

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

Examinadores: Prof. Dr. Ian McReath

Prof. Dr. Léo Afraneo Hartmann

Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel

Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

Four handwritten signatures in blue ink, each written over a horizontal line. The signatures correspond to the examiners listed on the left: Miguel Angelo Stipp Basei, Ian McReath, Léo Afraneo Hartmann, and Márcio Martins Pimentel. The signature of Valdecir de Assis Janasi is also present but not over a line.

SÃO PAULO
2001

**Universidade de São Paulo
Instituto de Geociências**

**Mapeamento e investigação petrológica e geocronológica dos
litotipos da região do alto Rio Negro (PR-SC): Um exemplo de
sucessivas e distintas atividades magmáticas durante o
Neoproterozóico III**

Ossama Mohamed Milad Harara

Orientador: Prof. Dr. Miguel Ângelo Stipp Basei

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós- Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo 2001

DEDALUS - Acervo - IGC

30900008186

Aos Professores da Escola Pré-Universitária de Zawait Al Dahmani, Tripoli – Líbia.
Aos Professores do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná.
Aos Professores do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

.....Muito Obrigado.

Aos meus pais (avós maternos), Salem Abushkewa e Mariuma Abushkewa.
À minha mãe Haluma Abushkewa e o meu padrasto Mohamed Al Aref (In Memoriam).
Aos meus tios-irmãos, Abel Hadi, Muktar, Nur Al deen, Fátima, Najmia e Haida.
Aos meus Irmãos, Salah Al deen, Yassin, Adel, Nader e Muhamed.
Às minhas Irmãs, Wafá, Intissar, Assma, Hanna, Nissrin, Iman, Samá, Hanan,
Ibtisam, Karima, Dunia e Hajer.

.....Tanto tempo e tanta saudade de todos.

"The earth, we have spread It out, how excellently we did that ? "
"The mountains, how they have been pitched ?
"The earth, how it was made even" ?
"Have we not made the earth an expanse, and the mountains stakes and the mountains has fixed them firmly".

Versículos do Alcorão sobre processos geodinâmicos da terra. (acréção lateral e construção de arcos magmáticos, formação de orogênos, acréção vertical, margens continentais ativas e passivas ...etc.)

Índice

Agradecimentos

Abstract

	pg
1.0 – Introdução.....	01
2.0 - Metodologias da Investigação Geológica.....	01
3.0 – Contexto Geológico Regional.....	07
3.1 – Introdução.....	07
3.2 - O Terreno Gnáissico Anfibolito-Granulítico do Paraná e Santa Catarina.....	07
3.3 - O Cinturão Gnáissico-Migmatítico Atuba.....	14
3.4 - Cinturão Granítico Costeiro.....	17
3.5 – Síntese geológica da zona de transição.....	19
3.6 – O Magmatismo Granítico Alcalino-Peralcalino e o Vulcanismo-Sedimentação das Bacias de Guaratubinha, Campo Alegre e Corupá.....	21
3.7 - Propostas de compartimentação tectônica e evolução geodinâmica da região.....	27
4.0 - Contexto Geológico Local.....	30
5.0 - Granitos Palermo, Rio Negro, Agudos do Sul e Tarumã.....	35
5.1 – Introdução.....	35
5.2 – Petrografia dos Granitos Palermo, Rio Negro, Agudos do Sul e Tarumã.....	36
5.2.1 - Monzo-Sienogranitos dos Granitos Palermo e Rio Negro.....	36
5.2.2 - Granito Agudos do Sul.....	39
5.2.3 - Rochas Gabróicas dos Granitos Palermo e Rio Negro.....	41
5.2.4 - Rochas Graníticas Híbridas Máficas e Félsicas.....	44
5.2.5 - Rochas “peralcalinas” do Granito Palermo.....	48
5.2.6 - Granito Tarumã.....	49
5.3 – Litogeoquímica.....	62
5.4 – Geocronologia.....	80
6.0 - Suíte Granítica Piên – Mandirituba (SGPM).....	89
6.1 - Introdução.....	89
6.2 - Os principais litotipos da SGPM.....	91
6.2.1 - Anfibolito Espigão das Antas (Dioritos-Quartzo-Dioritos).....	91
6.2.2 - Quartzo-Monzodioritos, Granodioritos sem epídoto magmático.....	92
6.2.3 – Monzogranitos.....	93
6.2.4 - Quartzo-Monzodioritos com epídoto magmático.....	93
6.2.5 – Quartzo Monzodioritos à Granodioritos e Granodioritos com epídoto magmático.....	94
6.2.6 – Leucogranodioritos com epídoto magmático.....	94
6.3 - Características petrográficas microscópicas dos litotipos da SGPM.....	95
6.4 - Análise estrutural.....	103
6.5 – Litogeoquímica.....	104
6.6 – Geocronologia.....	119
7.0 - Suíte Máfica-Ultramáfica Piên (SMUP).....	132
7.1 – Introdução.....	132
7.2 – Petrografia.....	134
7.2.1- Peridotitos.....	135

7.2.2 – Piroxenitos.....	136
7.2.3- Gabros.....	138
7.2.4- Xistos magnesianos.....	138
7.3 - Análise estrutural.....	142
7.4 – Serpentinização.....	146
7.5 – Litogeoquímica.....	147
7.6 – Geocronologia.....	152
8.0 - Terreno Gnáissico Anfibolito Granulítico do Paraná e Santa Catarina.....	155
8.1- Introdução.....	155
8.2 – Petrografia e Metamorfismo dos litotipos do TGAG.....	157
8.2.1- Gnaisses Granulíticos Félsicos.....	157
8.2.2 - Gnaisses granulíticos máficos a intermediários.....	159
8.2.3 - Gnaisses granulíticos máficos ricos em megacristais de granada.....	160
8.2.4 – Gnaisses biotíticos e anfibolíticos.....	161
8.3 – Análise estrutural.....	162
8.4 – Litogeoquímica.....	163
8.5 – Geocronologia.....	166
9.0 – Geologia Isotópica.....	179
10.0 – Considerações finais e conclusões.....	186
11.0 – Referências Bibliográficas.....	194
Anexos:	
1.0 - Mapa geológico	
2.0 - Mapa de controle e localização dos afloramentos.	
3.0 - Tabelas de análises químicas	

Índice das Figuras

Figura 1.1 – Mapa de localização da área de pesquisa e vias de acesso.....	02
Figura 3.1 – Mapa Geológico do Sul do Paraná e Nordeste de Santa Catarina.....	09
Figura 5.1 - Diagrama P-Q contendo os principais litotipos graníticos do GP e GRN.....	37
Figura 5.2 - Diagrama P-Q contendo os principais litotipos graníticos do GAS.....	40
Figura 5.3 - Diagrama P-Q cocontendo as principais rochas máficas do GP e do GRN.....	42
Figura 5.4 - Diagrama P-Q contendo os litotipos Graníticos híbridos máficos e félsicos do GP e do GRN.....	44
Figura 5.5 - Diagrama P-Q contendo os litotipos graníticos fracamente peralcalinos do GP.....	48
Figura 5.6 - Diagrama Q-P com os principais litotipos graníticos do GT.....	50
Figura 5.7 - Diagramas de variação SiO_2 X óxidos GP, GAS, GRN, GT e a SGPM.....	70
Figura 5.8 - Diagramas de variação SiO_2 X elementos traços dos Granitos GP, GAS, GRN, GT e a SGPM.....	73
Figura 5.9 - Diagramas ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$, $(\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \text{ X } \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2 \text{ X } \text{Rb/Sr}$, Rb X Sr , Sr X Ba , Sr-Rb-Ba , CaO X Sr , $\text{SiO}_2 \text{ X } \text{Sr/Y}$ e Zr X Zr/Y para as rochas dos Granitos GP, GAS, GRN, GT e a SGPM.....	75
Figura 5.10 - Diagramas de variação SiO_2 X elementos terras raras leves (ETRL) e elementos terras raras pesados (ETRP) para as rochas dos Granitos GP, GAS, GRN, GT e a SGPM.....	77
Figura 5.11 – Diagramas de elementos terras raras para as rochas dos Granitos GP, GRN, GAS e GT.....	78
Figura 5.12 - Diagramas Rb X Y+Nb e Nb X Y discriminando dos principais ambientes geotectônicos das rochas graníticas dos Granitos GP, GAS, GRN, GT e a SGPM.....	79
Figura 5.13- Diagrama Concórdia U-Pb para os zircões dos anfibólio-biotita monzonogranito do GP.....	82
Figura 5.14- Diagrama Concórdia U-Pb para os zircões dos biotita monzonogranitos do GRN.....	83
Figura 5.15 - Diagrama Concórdia U-Pb para os zircões dos monzogabros do GRN.....	86
Figura 5.16– Diagrama isocrônico $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86} \text{ X } \text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ para as rochas graníticas do GAS.....	88
Figura 5.17 – Diagrama $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86} \text{ X } \text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ para as rochas graníticas GP, GAS e GRN.....	88
Figura 6.1 - Diagrama P-Q contendo os principais componentes graníticos da SGPM.....	91
Figura 6.2 - Diagrama de frequência dos pólos da foliação tectônica Sn na SGPM.....	103
Figura 6.3 - Diagramas de variação SiO_2 X óxidos (TiO_2 , MnO , P_2O_5 , CaO , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O e K_2O , $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O X Na}_2\text{O}$ e $\text{SiO}_2 \text{ X } \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, para as rochas da SGPM e dos Granitos GT, GP, GAS e GRN.....	110
Figura 6.4 - Diagramas de variação SiO_2 X elementos para as rochas da SGPM e dos Granitos GT, GP, GAS e GRN.....	113
Figura 6.5 – Diagramas ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2 \text{ X } \text{Rb/Sr}$, Rb X Sr , Sr X Ba , Sr-Ba-Rb , CaO X Sr e $\text{SiO}_2 \text{ X } \text{Sr/Y}$ para as rochas da SGPM e dos Granitos GT, GP, GAS e GRN.....	114
Figura 6.6 - Diagramas de variação SiO_2 X elementos de terras raras leves e elementos terras raras pesadas para as rochas da SGPM e dos Granitos GT, GP, GAS e GRN.....	116
Figura 6.7 – Diagramas elementos terras raras para os principais litotipos graníticos da SGPM.....	117
Figura 6.8 - Diagramas Rb X Y+Nb e Nb X Y discriminantes dos ambientes geotectônicos das rochas graníticas da SGPM e dos Granitos GT, GP, GRN e GAS.....	118
Figura 6.9 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões e titanita dos quartzo monzodioritos sem epidoto magmático da porção norte da SGPM.....	121
Figura 6.10 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões e titanita dos quartzo monzodioritos/granodioritos sem epidoto magmático da SGPM.....	122
Figura 6.11 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões e titanita dos quartzo monzodioritos e quartzo monzodioritos/granodioritos sem epidoto magmático da porção norte e sul da SGPM.....	123
Figura 6.12 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões dos quartzo monzodioritos com epidoto magmático da SGPM.....	124
Figura 6.13 - Diagrama concórdia U-Pb para titanita dos quartzo monzodioritos/granodioritos protomiloníticos com epidoto magmático da SGPM.....	125

Figura 6.14 - Diagrama concórdia U-Pb para titanita e zircões dos quartzos monzodioritos/granodioritos e zircões dos leucogranodioritos com epidoto magmático da SGPM.....	126
Figura 6.15 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões dos leucogranodioritos e titanita dos quartzos monzodioritos/granodioritos com epidoto magmático da SGPM.....	127
Figura 6.16 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões e titanita dos quartzos monzodioritos, quartzos monzodioritos/granodioritos e leucogranodioritos com epidoto magmático da SGPM.....	128
Figura 6.17 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões e titanitas de todos os componentes graníticos, com e sem epidoto magmático, da SGPM.....	129
Figura 6.18 - Diagrama Isocrônico $Rb^{87}/Sr^{86} \times Sr^{87}/Sr^{86}$ (rocha total) para os quartzos monzodioritos, granodioritos e leucogranodioritos com epidoto magmático da SGPM.....	129
Figura 7.1 - Diagrama triangular Olivina-Ortopiroxênio-Clinopiroxênio para as rochas ultramáficas da SMUP.....	134
Figura 7.2 - Diagrama de frequência dos pólos da principal foliação Sn no corpo CC.....	142
Figura 7.3 - Diagrama das principais lineações minerais no corpo CC.....	143
Figura 7.4 - Diagrama de frequência dos pólos da principal foliação Sn no corpo CM.....	143
Figura 7.5 - Diagrama das principais lineações minerais no corpo CM.....	144
Figura 7.6 - Diagrama Cr (ppm) $\times TiO_2$ (%) para os peridotitos da SMUP.....	149
Figura 7.7 - Diagrama $U^{238}/Pb^{206} \times Pb^{207}/Pb^{206}$ para os zircões do gabro da SMUP.....	153
Figura 7.8 - Diagrama Isocrônico $Sm^{147}/Nd^{144} \times Nd^{143}/Nd^{144}$ do corpo CC da SMUP.....	154
Figura 8.1 - Diagrama P-Q contendo os principais litotipos do TGAG.....	156
Figura 8.2 - Diagrama de frequência dos pólos das foliações Sn da porção sul do trecho SW do TGAG.....	162
Figura 8.3 - Diagrama dos pólos das foliações Sn da porção norte do trecho SW do TGAG.....	163
Figura 8.4 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões elipsoidais de charnoquito máfico.....	168
Figura 8.5 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões aciculares com terminações arredondadas do charnoquito máfico.....	169
Figura 8.6 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões elipsoidais e aciculares com terminações arredondadas do charnoquito máfico rico em biotita e anfibólio.....	169
Figura 8.7 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões elipsoidais dos gnaisses granulíticos máficos.....	171
Figura 8.8 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões esféricos dos gnaisses granulíticos máficos do TGAG.....	171
Figura 8.9 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões esféricos e elipsoidais dos gnaisses granulíticos máficos.....	172
Figura 8.10 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões elipsoidais dos gnaisses granulíticos félsicos.....	173
Figura 8.11 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões esféricos dos gnaisses granulíticos félsicos.....	173
Figura 8.12 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões esféricos e elipsoidais dos gnaisses granulíticos félsicos.....	175
Figura 8.13 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões de todas as rochas granulíticas da região investigada.....	175
Figura 8.14 - Perfil térmico-geocronológico K-Ar (biotita e anfibólio) entre o TGAG e a SGPM.....	177
Figura 8.15 - Diagrama isocrônico $Sm^{147}/Nd^{144} - Nd^{143}/Nd^{144}$ (rocha total, plagioclásio e granada) para os gnaisses granulíticos máficos com megacristais de granada.....	178
Figura 8.16 - Diagrama isocrônico $Sm^{147}/Nd^{144} - Nd^{143}/Nd^{144}$ (rocha total, plagioclásio e granada) para os gnaisses granulíticos máficos com megacristais de granada.....	178
Figura 9.1 - Diagrama $SiO_2 \times \delta^{18}O$ das rochas graníticas SGPM, GP, GRN e rochas do TGAG...	180
Figura 9.2 - $\epsilon Nd^{(Tc)} \times Sr^{87}/Sr^{86(Tc)}$ para as rochas do TGAG SGPM, GP, GAS, GRN e GT.....	180
Figura 9.3 - $\epsilon Nd \times T$ (Ga) para as rochas dos TGAG, SGPM, GP, GAS, GRN e GT.....	183

Índice Tabelas

Tabela 3.1 - Relação dos principais dados geocronológicos e isotópicos do TGAG.....	13
Tabela 3.2 - Relação dos principais dados Geocronológicos e isotópicos do CGMA.....	16

Tabela 3.3 - Relação dos principais dados geocronológicos e isotópicos do CGC.....	18
Tabela 3.4 - Relação dos principais componentes graníticos da Suite Serra do Mar e vulcânicos das Bacias Guaratubinha, Campo Alegre e Corupá.....	25
Tabela 3.5 - Relação dos principais dados geocronológicos e isotópicos da Suite Granítica (A-PA) Serra do Mar e das vulcânicas das Bacias Guaratubinha e Campo Alegre.....	26
Tabela 5.1 – Análises isotópicas U-Pb em zircões de anfibólio-biotita monzo-sienogranito do GP.....	81
Tabela 5.2 - Análises isotópicas U-Pb em zircões de biotita-monzo-sienogranito do GRN.....	81
Tabela 5.3 - Análises isotópicas e idades K-Ar (biotita) do litotipos do GP, GRN e GT.....	84
Tabela 5.4 - Análises isotópicas U-Pb em zircões de biotita-monzogabro do GRN.....	85
Tabela 6.1 - Análises isotópicas U-Pb em zircões e titanitas dos litotipos graníticos da SGPM.....	120
Tabela 6.2 - Análises isotópicas e idades K-Ar (biotita e anfibólio) dos principais litotipos graníticos da SGPM.....	125
Tabela 7.1 - Características geológicas dos complexos máficos-ultramáficos Fanerozóicos.....	151
Tabela 7.2 - Análises U-Pb (SHRIMP) em zircões do Gabro da SMUP.....	153
Tabela 7.3 - Análises isotópicas e idades K-Ar da SMUP.....	154
Tabela 8.1 – Análise isotópica U-Pb em zircões do TGAG (ortogranulitos).....	167
Tabela 8.2 - Análises isotópicas e idades K-Ar da porção norte do TGAG.....	176
Tabela 8.3 - Análises Sm-Nd dos gnaisses granulíticos e anfibolíticos do TGAG.....	178

Índice Fotos (macro e microscópicas)

Foto 5.1: Aspecto macroscópico dos Monzo-sienogranitos. GP.....	52
Foto 5.2: Aspecto macroscópico dos Monzo-sienogranitos. GP.....	52
Foto 5.3: Aspecto macroscópico dos Monzo-sienogranitos. GP.....	52
Foto 5.4: Aspecto macroscópico dos Monzo-sienogranitos. GRN.....	52
Foto 5.5: Aspecto macroscópico dos Monzo-sienogranitos. GP.....	52
Foto 5.6: Aspecto macroscópico dos LeucoMonzo-sienogranitos. GP.....	52
Foto 5.7: Aspecto geral da textura xenomórfica em Monzo-sienogranitos. GP,	52
Foto 5.8: Aspecto geral da textura xenomórfica em Monzo-sienogranitos. GRN,	52
Foto 5.9: Fenocristais de quartzo corroído por pertita. Monzo-sienogranitos. GRN,.....	53
Foto 5.10: Cristal euhédrico de mesopertita com borda granofírica Monzo-sienogranito. GRN,.....	53
Foto 5.11: Intercrescimento granofírico entre quartzo e pertita. Monzo-sienogranitos. GP,	53
Foto 5.12: Intercrescimento granofírico entre quartzo e pertita. Monzo-sienogranitos. GP,.....	53
Foto 5.13: Cristais euhédricos de plagioclásio com pertita intersticial. Monzo-sienogranitos. GP,	53
Foto 5.14: Cristal de plagioclásio manteado por pertita. Monzo-sienogranitos. GP.....	53
Foto 5.15: Biotita intersticial ao quartzo e feldspatos. LeucoMonzo-sienogranitos. GP.....	54
Foto 5.16: Aglomerados de biotita, allanita, anfibólio e fluorita intersticiais aos cristais de quartzo e feldspato em Monzo-sienogranitos. GP,.....	54
Foto 5.17: Biotita intersticial ao quartzo e feldspato com inclusão de zircão em Monzo-sienogranitos. GRN.....	54
Foto 5.18: Detalhe da biotita intersticial com e inclusões de zircão. GP.....	54
Foto 5.19: Aglomerados de biotita, anfibólio e titanita em Monzo-sienogranitos. GP.....	54
Foto 5.20: Simplectito de biotita e anfibólio com titanita, intersticiais ao quartzo e feldspato. Monzo-sienogranitos. GP.....	54
Foto 5.21: Biotita, anfibólio, titanita e allanita aglomerados máficos. Monzo-sienogranitos. GP....	55
Foto 5.22: Aspecto macroscópico dos Leucogranodioritos. GAS.....	55
Foto 5.23 : Aspepcto macroscópico dos Leucogranodioritos. GAS.....	55
Foto 5.24: Aspecto geral da textura em Leucogranodioritos. GAS.....	55
Foto 5.25: Aspecto macroscópico dos Monzogabros. GRN.....	55
Foto 5.26: Aspecto macroscópico dos Gabros/Monzogabros. GP.....	55
Foto 5.27: Aspecto geral da textura intersticial em Monzogabro. GRN.....	55
Foto 5.28: Aspecto geral da textura intersticial em Monzogabro. GRN,.....	55
Foto 5.29: Simplectito de clinopiroxênio, biotita e anfibólio em Monzogabro. GRN,.....	56
Foto 5.30: Simplectito de clinopiroxênio e biotita± anfibólio em Monzogabros. GRN,.....	56
Foto 5.31: Cristais de zircão anédricos de cristalização tardia em Monzogabros. GRN.....	56
Foto 5.32: Aspecto dos Monzogabros/Monzodioritos a Quartzo Monzodioritos híbridos, GP.....	56

Foto 5.33: Aspecto macroscópico dos Quartzos Dioritos a Quartzos Monzonitos híbridos. GRN.....	56
Foto 5.34 : Aspecto Macroscópico dos Monzodioritos a Quartzos Monzodioritos híbridos. GP.....	56
Foto 5.35: Aspecto Macroscópico dos Quartzos Monzodioritos híbridos. GRN.....	56
Foto 5.36: Aspecto Macroscópico dos Quartzos Monzodioritos híbridos. GRN.....	56
Foto 5.37 : Aspecto dos Quartzos Monzodioritos híbridos. GRN.....	57
Foto 5.38 :Aspecto dos Quartzos Monzodioritos a Quartzos Monzonitos híbridos. GRN.....	57
Foto 5.39: Aspecto Macroscópico dos Quartzos Monzonitos híbridos. GP.....	57
Foto 5.40: Aspecto Macroscópico dos Quartzos Monzonitos híbridos. GP.....	57
Foto 5.41 : Aspecto Macroscópico dos Quartzos Monzodioritos a Monzogranitos híbridos. GRN....	57
Foto 5.42: Aspecto Macroscópico dos Quartzos Monzonitos a Monzogranitos híbridos. GRN.....	57
Foto 5.43: Aspecto Macroscópico dos Monzo-Sienogranitos com Quartzos Monzonitos híbridos, exibindo textura rapakivi. GP.....	57
Foto 5.44: Quartzos ocelar manteado por anfibólio±biotita em Quartzos Monzodioritos híbridosGRN.....	57
Foto 5.45: Quartzos ocelar anfibólio e biotita em Quartzos Monzodioritos híbridos . GRN.....	58
Foto 5.46: Quartzos ocelar manteado anfibólio±biotita em Quartzos Monzonitos híbridos. GP.....	58
Foto 5.47: Concentrações máficas de biotita e anfibólio em Quartzos Monzodioritos a Monzo-granitos híbridos. GRN.....	58
Foto 5.48: Textura Anti-Rapakivi produzida por mistura em Quartzos Monzonitos híbridos. GP.....	58
Foto 5.49: Detalhe da textura rapakivi produzida por mistura Monzo-sienogranitos híbridos. GP..	58
Foto 5.50: Apatita acicular em Quartzos Monzodioritos híbridos. GRN,	58
Foto 5.51: Quartzos ocelar com pertita intersticial manteado por clinopiroxênio e anfibólio. GRN,..	59
Foto 5.52: Concentrações máficas de biotita, anfibólio e clinopiroxênio em Monzogabros-Monzodioritos a Quartzos Monzonitos híbridos. GP.....	59
Foto 5.53 Concentração de anfibólio, biotita e clinopiroxênio em Monzogabros/Monzo-dioritos híbridos. GP.....	59
Foto 5.54: Aspecto macroscópico geral dos Quartzos Monzonitos/Quartzos Sienitos. GP.....	59
Foto 5.55: Aspecto macroscópico geral dos Quartzos Monzonitos/Quartzos Sienitos . GP.....	59
Foto 5.56 : Cristais de aegerina-augita, anfibólio e biotita intersticiais às pertitas e quartzo. GP,..	59
Foto 5.57: Cristais de aegirina-augita intersticiais ao quartzo e pertita em Quartzos Monzonitos/Quartzos Sienitos. GP.....	60
Foto 5.58: Substituição da aegerina-augita por anfibólio. GP.....	60
Foto 5.59: Simplectitos de aegerina-augita, anfibólio, riebeckita e biotita.....	60
Foto 5.60: Substituição de anfibólio verde por anfibólio azul, em simplectitos com a biotita. GP...	60
Foto 5.61: Detalhe de simplectito da aegerina-augita, anfibólio verde substituído por anfibólio azul (riebeckita) e biotita. GP.....	61
Foto 5.62: Aspecto macroscópico geral dos Monzogranitos. GT.....	61
Foto 5.63: Detalhe dos enclaves que ocorrem nos Monzogranitos. GT.....	61
Foto 5.64: Biotita não intersticial aos cristais de quartzo e feldspatos em Monzogranitos. GT.....	61
Foto 5.65: Enclave máfico com concentrações de biotita±anfibólio e plagioclásio em Monzo-granitos. GT.....	61
Foto 6.1: Aspecto macroscópico do anfibolito Espigão das Antas. SGPM.....	99
Foto 6.2: Aspecto macroscópico dos Quartzos Monzodioritos sem epidoto magmático. SGPM,....	99
Foto 6.3: Aspecto dos Quartzos Monzodioritos/Granodioritos sem epidoto magmático. SGPM.....	99
Foto 6.4: Aspeco dos Granodioritos sem epidoto magmático. SGPM.....	99
Foto 6.5: Aspecto macroscópico geral dos Monzogranitos. SGPM.....	99
Foto 6.6: Aspecto macroscópico geral dos Monzogranitos. SGPM.....	99
Foto 6.7: Aspecto macroscópico geral dos Monzogranitos. SGPM.....	99
Foto 6.8: Aspecto geral dos Quartzos Monzodioritos com epidoto magmático. SGPM.....	99
Foto 6.9: Aspecto dos Quartzos Monzodioritos/Granodioritos com epidoto magmático. SGPM,....	100
Foto 6.10: Aspecto macroscópico geral dos Quartzos Monzodioritos/Granodioritos deformados com epidoto magmático. SGPM.....	100
Foto 6.11: Quartzos Monzodioritos/Granodioritos com epidoto magmático. SGPM.....	100
Foto 6.12: Aspecto macroscópico geral dos Granodioritos com epidoto magmático. SGPM.....	100
Foto 6.13: Aspecto geral dos Leucogranodioritos com epidoto magmático. SGPM.....	100
Foto 6.14: Plagioclásio zonado, rotacionado, arredondados e sombras de pressão preenchidas	

por quartzo e biotita. Granodioritos sem epidoto magmático. SGPM.....	100
Foto 6.15: Aspecto geral textura milonítica dos Granodioritos sem epidoto magmático. SGPM...	100
Foto 6.16: Aspecto da textura protomilonítica nos Granodioritos sem epidoto magmático. SGPM	100
Foto 6.17: Estiramento e orientação dos cristais de quartzo e anfibólio. Granodioritos. SGPM,....	101
Foto 6.18: Sigmóides de biotita e anfibólio e simplectitos de biotita e anfibólio. Granodioritos sem epidoto magmático. SGPM.....	101
Foto 6.19 :Relação textural do epidoto com biotita orientados. Quartzo Monzodioritos com epidoto magmático. SGPM.....	101
Foto 6.20: Sigmóide de simplectito (anfibólio, biotita e epidoto). Quartzo Monzodioritos/ Granodioritos com epidoto magmático deformados. SGPM.....	101
Foto 6.21: Deformação e orientação da biotita, epidoto e anfibólio. Quartzo Monzodioritos /Granodioritos. SGPM.....	101
Foto 6.22: Forte deformação e orientação de biotita, anfibólio, epidoto e allanita. Quartzo Monzodioritos/Granodioritos. SGPM,.....	101
Foto 6.23: Allanita manteada por epidoto e biotita. Quartzo monzodioritos/Granodioritos. SGP....	102
Foto 6.24: Relação textural do epidoto com biotita, anfibólio e titanita em Quartzo Monzodiorito/Granodioritos. SGPM.....	102
Foto 6.25: Relação textural do epidoto com biotita e anfibólio. Quartzo Monzodioritos. SGPM.....	102
Foto 6.26: Epidoto euhédrico manteado por biotita e anfibólio com restos de anfibólio no epidoto. Quartzo Monzodioritos. SGPM.....	102
Foto 7.1: Serpentinização parcial de Harzburgitos.....	139
Foto 7.2: Textura porfiroclástica à granular serpentinizada. SMUP.....	139
Foto 7.3: Detalhe do processo de serpentização em Harzburgitos.....	139
Foto 7.4: Cristais de olivina serpentizados e ortopiroxênio não serpentizados. SMUP.....	139
Foto 7.5: Detalhe de cristal de olivina parcialmente serpentizado. SMUP.....	139
Foto 7.6: Detalhe de ortopiroxênio parcialmente serpentizado (Bastita) SMUP.....	139
Foto 7.7: Foliação em Serpentinitos (orientação da serpentina e magnetita). SMUP.....	140
Foto 7.8: Detalhe da orientação da magnetita em serpentinitos. SMUP.....	140
Foto 7.9: Orientação de cristais de serpentina conforme a foliação.....	140
Foto 7.10: Textura pseudomórfica (<i>mesh</i>) em Serpentinitos. SMUP.....	140
Foto 7.11: Aspecto geral da textura porfiroclástica em olivina-piroxenitos. SMUP.....	140
Foto 7.12: Textura granular (em mosaico) em Ortopiroxenitos. SMUP.....	141
Foto 7.13: Textura granular (tabular) em Gabros.....	141
Foto 7.14: Textura granular (mosaico) à granular (tabular) em Gabros. SMUP,	141
Foto 7.15: Detalhe de formação do anfibólio ao redor de clinopiroxênio em Gabros. SMUP.....	141
Foto 7.16: Foliação Sn anastomosada desenvolvida em peridotitos serpentizados SMUP.....	145
Foto 7.17: Detalhe da foliação Sn em peridotitos serpentizados SMUP.....	145
Foto 7.18: Detalhe da foliação Sn em peridotitos serpentizados SMUP.....	145
Foto 7.19: Detalhe de dobras intrafoliais em serpentinitos SMUP.....	145

Agradecimentos

Inicialmente, o meu obrigado aos amigos e professores Dr. Miguel Ângelo Stipp Basei e Dr. Oswaldo Siga Júnior pelas sugestões e críticas durante todo o curso desta pesquisa. *(não me façam pegar nojo outra vez).*

Aos professores do IG-USP, Prof. Dr. Mário da Costa Campos Neto e Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi, os meus agradecimentos pelas sugestões, críticas, valiosas discussões e contribuições sobre os resultados dos estudos geológicos nesta região, desde o início do mestrado até o presente momento.

Aos meus amigos Cláudia Regina Passarelli, Hércio dos Prazeres Filho, Maria da Glória Motta Garcia e Gilberto Alexander Kauffuss pela importante ajuda nos trabalhos de laboratório, correção dos textos e confecção geral da tese, além das importantes sugestões. À Maria da Glória Motta Garcia em especial pelas sugestões e correção ortográfica da maior parte da tese.

Ao amigo Prof. Dr. Gilson Guimarães, pelas importantes discussões, troca de idéias e informações sobre rochas graníticas em geral e, principalmente, pelo empréstimo do seu veículo particular de campo, para a realização do mapeamento geológico nesta região.

Aos professores do IGc-USP, Prof. Dr. Benjamin *(o mais querido ou o mais jovem dos filhos)* Bley de Brito Neves pelo incentivo e pela sugestão "Alto Rio Negro" e Prof. Dr. Cláudio Riccomini pela disposição em ajudar.

Durante os trabalhos das análises geocronológicas realizados no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP (CPGeo-USP), gostaria de agradecer especialmente Walter M. Sproesser, Liliane Petronilho e Kay Sato e ainda Artur T. Ono, Ivone .K. Sonoki, Helen .M. Sonoki e Solange.

À fundação de Amparo a à pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo auxílio financeiro, durante dois anos e meio, na forma de bolsa de Doutorado (Processo 97/10964-2) e Reserva Técnica (98/2310- 5), sem os quais esta investigação não teria tido bons resultados.

Ao CNPq, pelo auxílio financeiro, na forma de bolsa de Doutorado, no período entre Março 1996 e Fevereiro 1998.

A todos os funcionários do Instituto de Geociências da USP pela atenção e serviços prestados, especialmente as secretárias da Seção de Pós-Graduação (Ana Paula e Magali),

secretárias do Departamento de Mineralogia e Geotectônica (Nícia, Sônia e Vália), secretária do centro de Pesquisas Geocronológicas (Vera), Setor de Laminação (Cláudio, Paulo, Luiz e Roberto), Gráfica (Elmir, Claudionor e Enrique) e da Biblioteca.

Finalizando estes agradecimentos, desejo externar um agradecimento muito especial ao meu amigo/irmão Nelson Luis Chodur, sua esposa Mariléia Pereira Chodur e as filhas Andressa e Vanessa, pela hospedagem, onde tive mais do que a tranquilidade necessária para a conclusão desta tese.

A todas as pessoas que contribuíram, de uma forma ou de outra, para a conclusão desta Tese do Doutorado.

ABSTRACT

New and recent geological investigations around Piên-Tijucas (suture) shear zone led to the identification of successive and different Neoproterozoic magmatic activities between 630 and 585 Ma. These magmatic activities are continuous responses to geotectonic scenery, which changes from subduction to collision and to late and post-collision extensional settings. The main geological units that were mapped and investigated by geochronological and petrological studies are: Gneiss-granulite Terrain, the Piên Mafic-ultramafic Suite, the Piên-Mandirituba Granite Belt, and the Palermo, Agudos do Sul, Rio Negro and Tarumã Granites.

The Piên-Mandirituba calc-alkaline I-type Granite Belt is a magmatic arc-related toward NW subduction zone. The suture zone results from oblique collision between the Piên-Mandirituba Granite Belt, to the north, and the reworked Neo-Archean? Paleoproterozoic Gneiss-granulite Terrain, to the south. As a consequence, the neoproterozoic supra subduction zone (SSZ) Piên Mafic-ultramafic Suite is tectonically emplaced between these units. The Palermo, Agudos do Sul and Rio Negro Granites are late to post-collision A-PA type granites with mafic rocks and magma mixing processes.

The Piên-Mandirituba Granite Belt is formed by three main granite suites. The older (620-610 Ma, U-Pb zircon and titanite ages), pre-collisional granite suite is constituted by magmatic epidote-free deformed quartz monzodiorites to granodiorites and the younger (605-595 Ma, U-Pb zircon and titanite ages), sin-collisional granite suite is constituted by epidote-bearing deformed quartz monzodiorites, granodiorites and leuco-granodiorites. The third sin to late collisional granite suite is constituted by deformed biotite $\pm$ amphibole monzogranites. Trace element contents such as Rb, Y, and Nb, are compatible with continental arc-related granites both for the epidote-free and epidote-bearing granite suites. Nd, Sr and $\delta^{18}\text{O}$ (Zrc) isotopic data show clear differences between both suites and suggest mantle-derived mafic sources (amphibolitic, basaltic), more (epidote-free) or less contaminated (epidote-bearing) by infracrustal paleoproterozoic component (Gneiss-granulite Terrain). The K-Ar biotite ages between 607-595 and represent the principal collision age.

The Piên Mafic-Ultramafic Suite is an incomplete ophiolite sequence, composed by two ultramafic bodies tectonically emplaced along the Piên-Tijucas (Suture) shear zone and constituted by serpentized peridotites, pyroxenites and rare tholeiitic gabbros. The supra subduction zone (SSZ-type) residual mantle characteristics are indicated by the lithochemical signature such as TiO_2 , Cr, Co, Y, and Yb contents of the peridotites. New U-Pb geochronological data (SHRIMP) on zircons of the tholeiitic gabbros yielded crystallization ages of $631\text{-}632 \pm 17/18$ Ma.

The Palermo, Agudos do Sul, and Rio Negro Granites are components of the expressive Neoproterozoic volcanic and plutonic alkaline-peralkaline Serra do Mar Suite (Kaul 1997), which was emplaced along the central and northern border of the Paleoproterozoic Gneiss-granulite Terrain, in extensional, late to post-collisional and anorogenic settings. The Palermo Granite is constituted mainly by non-deformed A-type amphibole-biotite and biotite $\pm$ amphibole monzo-syenogranites. Slightly peralkaline (PA-type), sodic amphibole- and pyroxene-bearing quartz monzonites/quartz syenites and small intrusions of monzogabbros associated with mafic and felsic hybrid granites occur secondarily. The Rio Negro Granite exhibits a concentric zonation characterised by the presence, in the internal portion, of a high quantity small intrusions of monzogabbros and associated mafic and felsic hybrid granite rocks. In the external portion occur non-deformed, A-type biotite $\pm$ amphibole monzo-syenogranites. The mafic and felsic hybrid granite rocks and associated monzogabbros occur more extensively in this granite than in the Palermo Granite.

The Agudos do Sul Granite is essentially constituted by A-type leucogranodiorites with low contents of biotite and muscovite and miarolitic cavities with fluorite. The main accessories minerals are zircon, titanite, and apatite.

The A-type monzo-syenogranites of Palermo and Rio Negro are high silica (SiO_2 70-80%), aluminous with low Al_2O_3 , CaO, MgO, Sr, and Ba contents and high K_2O , Rb, Ga, Ta, Nb, Zr, Hf, U, Th, LREE, and HREE contents, with high Eu negative anomalies. These whole lithochemical characteristics, clearly indicate intraplate signature that are similar to all Serra do Mar volcanic and plutonic suite and to many world-wide A-PA type granites.

The Tarumã Granite represents the continuous magmatic activity between these contrasting I and A granite typology.

The monzogabbros intraplated in the Palermo and Rio Negro granites are alkaline and the main trace elements such as Nb, Ta, Th, and Yb clearly indicate within plate signatures.

U-Pb zircon dating yielded an age of 593 ± 12 Ma for the monzo-syenogranites of Palermo Granite and 593.1 ± 6.3 Ma for the monzo-syenogranites of the Rio Negro Granite, interpreted as the crystallization age of these rocks. For the monzogabbros of the Rio Negro Granite, U-Pb zircons isotopic data yielded an upper intercept age of 584 ± 7 Ma, interpreted as the crystallization and cooling of these rocks.

The $\epsilon\text{Nd}^{(T)}$ and $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(T)}$ of Palermo and Rio Negro monzogabbros are compatible with the contaminated intraplate and rift zone basalts. The same $\epsilon\text{Nd}^{(T)}$ for the monzo-syenogranites, hybrid rocks and monzogabbros of the Rio Negro and Palermo granites suggest mixing, homogenisation and infracrustal contamination and probably generation of A-type monzo-syenogranites by melting of the contaminated monzogabbros. The average $\delta^{18}\text{O}$ (Zrc) of 5.5 ‰ for monzogabbros are similar to the mantle values and do not indicate crustal contamination or contribution.

The Gneiss-granulite Terrain is constituted mainly by LILE depleted mafic and felsic orthogranulites and biotitic and amphibolitic gneiss. Biotite and amphibole-rich mafic orthogranulite also occur. Garnet-rich mafic orthogranulites occur mainly along the Piên-Tijucas shear zone.

New U-Pb geochronological data on rounded and elliptical (Potato-type) zircon of mafic and felsic orthogranulites yielded ages between 2.1 and 2.0 Ga, interpreted as representative of high grade metamorphism period in the Gneiss-granulite Terrain. In the mafic granulite, elliptical and rounded zircons yielded an upper intercept age of 2062 ± 65 Ma with a zircon concordant age of 2059 ± 6.6 Ma, when in the felsic granulites, rounded zircons yielded upper intercept age of 2.060 ± 19 Ma and the elliptical zircons yielded an upper intercept age of 2115 ± 31 Ma. The age around 2060 Ma of rounded metamorphic zircons in both mafic and felsic orthogranulites (or concordant rounded zircon age of 2059 ± 6.6 Ma) is interpreted as the age of high grade metamorphism peak. Elliptical and acicular zircons extracted from biotite and amphibole-rich charnockites yielded similar an upper intercept age of $2200 \pm 7.3 / 9.9$. This age probably represents and indicates a previous high grade metamorphism. The time gap between K-Ar and the U-Pb rounded metamorphic zircon ages suggests a slow cooling path after the high grade metamorphism peak, in the Gneiss-granulite Terrain.

This terrain remained tectonically stable until Neoproterozoic period, between 630 and 585 Ma, when its northern portion was heated (K-Ar ages) and involved by Neoproterozoic subduction, collision and post-collision tectonic-magmatic activities.

Sm-Nd isotopic data indicate Neoarchean-paleoproterozoic depleted mantle Ages between 2.7 and 2.5 Ga and suggesting the principal period of the mantle differentiation of the gneiss and granulite protholites..

1.0 - Introdução

Os objetivos da presente pesquisa são o mapeamento geológico e o estudo petrológico e geocronológico dos litotipos da região do alto Rio Negro (PR-SC). Foram mapeadas e investigadas seis principais unidades geológicas: o Terreno Gnáissico Anfibolítico Granulítico do Paraná e Santa Catarina (TGAG), parte da porção norte da Microplaca Luis Alves, a Suite Máfica-Ultramáfica Piên (SMUP), a Suite Granítica Piên-Mandirituba (SGPM), o Granito Palermo (GP), o Granito Agudos do Sul (GAS), o Granito Rio Negro (GRN) e, alojado neste último, o Granito Tarumã (GT). Parte das bacias vulcanossedimentares Neoproterozóicas de Campo Alegre e Guaratubinha, do Granito Morro Redondo e a bacia quaternária de Tijucas do Sul afloram nesta região, mas não são alvos deste estudo.

Estas unidades geológicas mapeadas constituem parte da zona de transição neoproterozóica entre os terrenos paleoproterozóicos/neo-arqueanos? do TGAG, ao sul, e do Cinturão Gnáissico-Migmatítico de Atuba (CGMA) ao norte.

A área investigada situa-se na região do alto Rio Negro, divisa leste dos estados do Paraná e Santa Catarina, entre os municípios de São Bento do Sul-SC, Mandirituba-PR e Tijucas do Sul-PR e arredores (Figura 1.1). Esta região está inserida nas folhas planialtimétricas de Curitiba e Joinville (IBGE 1983, Escala 1:250.000) ou nas folhas Mandirituba, Tijucas do Sul, Campo Alegre (IBGE 1992, escala 1:50000) e São Miguel (serviço cartográfico do exército, escala 1:50.000). Os limites geográficos da área estão entre os paralelos 49° 00' e 49° 30' oeste e 25° 45' e 26° 15' sul.

A conclusão desta investigação geológica adiciona uma pequena mas importante contribuição para o melhor conhecimento geológico de parte da porção Sul-Brasileira.

2.0 – Metodologias da Investigação Geológica

Os dados geológicos foram obtidos por meio de mapeamento geológico, análise estrutural, análises petrográficas, análises litogeoquímicas e análises geocronológicas e isotópicas (métodos U-Pb em zircão e titanita, K-Ar em biotita e anfibólio, Sm-Nd em rocha total e minerais e, $Sr^{87}/Sr^{86(0)}$ em rocha total).

Figura 1.1 – Mapa de localização da área de pesquisa e vias de acesso

2.1- Mapeamento geológico

O mapeamento geológico desta região foi feito utilizando como base, as folhas topográficas na escala de 1.50.000 já citadas, teve com objetivo a confecção de perfis e mapa geológicos.

Devido a grande diversidade litológica da região, um total de 1141 afloramentos foram investigados. O mapa de controle e localização destes afloramentos encontra-se no anexo 2.

O mapa geológico final foi confeccionado com base tanto nas informações coletadas em campo como nos estudos petrográficos macro e microscópicos (Anexo 1). A partir deste mapa, foram elaborados perfis geológicos representativos da disposição e das relações entre as unidades mapeadas.

Para a melhor separação dos litotipos graníticos presentes no trecho oeste da porção sul da SGPM e para o melhor mapeamento do Granito Tarumã foram consultadas as descrições petrográficas microscópicas de amostras de rochas disponíveis nos trabalhos de mapeamento de graduação dos alunos da UFPR dos anos de 1987 e 1988.

2.2- Petrografia

Este estudo visa a descrição petrográfica macro e microscópica de amostras representativas das diferentes unidades geológicas mapeadas. Seus objetivos são a identificação e a separação dos principais litotipos de cada unidade, a identificação das principais assembléias mineralógicas presentes nas rochas, caracterização das relações macro e micro estruturais e texturais entre os minerais, estabelecimento da seqüência de início de cristalização e identificação das assembléias minerais metamórficas e do grau metamórfico, principalmente nas rochas do TGAG.

As descrições petrográficas foram também importantes bases para a escolha das rochas para as análises litoquímicas, geocronológicas e isotópicas.

As principais e mais importantes macro e micro estruturas e texturas observadas nas rochas são ilustradas neste estudo por meio de fotos e fotomicrografias.

2.3- Litoquímica

Um dos objetivos deste estudo é utilizar os dados litoquímicos obtidos em rochas representativas de cada unidade mapeada para a extração de importantes informações

geológicas. Este investimento em litoquímica ou “microscopia litoquímica” em diversas rochas da região, tem fornecido importante suporte científico às interpretações geológicas.

As análises litoquímicas foram realizadas no laboratório Actlabs-Canadá. Neste laboratório, as análises dos óxidos (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5) são feitos pelo método ICP, enquanto os elementos traços (Ba, Rb, Sr, Cs, Ga, Ta, Nb, Hf, Zr, Y, Th, U, Cr, Ni, Co, Sc, V, Cu, Pb, Zn) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) são feitos pelo método ICP-MS.

Foram efetuadas análises químicas em 21 amostras de rochas do Granito Palermo (GP), 17 do Granito Rio Negro (GRN), 6 do Granito Agudos do Sul (GAS), 4 do Granito Tarumã (GT), 33 da SGPM, 19 da SMUP e 26 do TGAG. Os resultados analíticos obtidos nestas rochas são apresentados no Anexo 3. Incluem-se nesta relação análises químicas referente ao trabalho de mestrado de Harara (1996).

Somente os resultados das análises químicas das rochas do TGAG e da SMUP são apresentados de forma resumida, nos capítulos 7.0 e 8.0. As demais análises químicas das rochas dos granitos GP, GRN, GAS, GT e da SGPM, serão apresentadas e discutidas nos capítulos 5.0 e 6.0.

2.4- Geocronologia e Geologia Isotópica

Os critérios utilizados na escolha das rochas para análises geocronológicas e isotópicas foram, a necessidade, a carência e o tipo da informação geológica desejada. Além disso foram levados em conta as limitações e resolução de cada método geocronológico e isotópico empregado e seu significado geológico.

Em razão da variedade das unidades geológicas e dos litotipos constituintes foi necessário o levantamento de uma grande quantidade de dados geocronológicos e isotópicos. Estes métodos foram aplicados em amostras representativas dos principais litotipos mapeados e são: U-Pb em zircão e titanita, K-Ar em biotita e anfibólio, Sm-Nd em rocha total e minerais e Rb-Sr em rocha total, bem como, análises das razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(0)}$ atuais em rocha total. A relação das amostras investigadas via geocronologia e geologia isotópica serão apresentadas nas seções correspondentes a cada unidade.

A separação de zircão e titanita para a metodologia U-Pb e a seqüência dos procedimentos nas análises químicas e espectrométricas foram realizados conforme as recomendações e os procedimentos do CPGeo-USP (Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo), que encontram-se detalhados em Basei *et al.* (1995). As idades U-Pb em zircões são indicativas da idade da formação/cristalização

das rochas magmáticas em geral ou da recristalização metamórfica e idade do metamorfismo de alto grau, no caso das rochas do TGAG.

Para o cálculo dos resultados analíticos, das idades U-Pb em zircões e das idades isocrônicas Rb-Sr e Sm-Nd utilizou-se o programa de Ludwig (1994).

Os dados Rb-Sr em rocha total referentes à SGPM foram extraídos de Harara (1996) e aqueles referentes aos Granitos GAS e GP foram retirados de Siga Jr. (1995) e Kaul (1997). As análises da razão $Sr^{87}/Sr^{86(0)}$ em rocha foram feitas nas mesmas rochas analisadas via Sm-Nd. A comparação entre razão $Sr^{87}/Sr^{86(0)}$ da rocha e do reservatório condrítico (CHUR) para a idade da formação/cristalização da rocha (exceto rochas monzonograníticas do GP e GRN com baixos a muito baixos valores de Sr) fornece a estimativa da razão $Sr^{87}/Sr^{86(T)}$ no tempo da cristalização das rochas. Os valores de $Sr^{(T)}$ para a idade da formação da rocha foram calculados com base nos seguintes valores: $Sr^{87}/Sr^{86} = 0.7045$ e $Rb^{87}/Sr^{86} = 0.0827$.

A metodologia K-Ar foi aplicada em biotita e anfibólio de litotipos representativos das unidades geológicas mapeadas. As temperaturas críticas (T_c) de difusão/retenção do gás argônio dentro do retículo cristalino do mineral são da ordem de 250 ± 50 °C para a biotita (Harrison *et al.* 1985) e de 500 ± 50 °C para o anfibólio (Harrison, 1981). Estas temperaturas, da retenção do argônio para cada mineral, têm um intervalo restrito na qual se passa de um estado de perda completa do argônio (temperatura acima da T_c) para um estado de retenção completa do argônio (temperatura abaixo da T_c), podendo ainda haver situações de perdas parciais de Ar.

A datação de biotita e anfibólio pela metodologia K-Ar fornece importantes informações geológicas como idades de resfriamento das rochas (que podem ser um pouco ou bem mais jovens do que as idades da cristalização magmática ou recristalização metamórfica fornecidas pelo método U-Pb em zircões) e o último evento térmico sofrido pela rocha, independente da idade da cristalização magmática ou recristalização metamórfica. Devido às diferentes temperaturas de difusão, a utilização conjunta das idades K-Ar em biotita e anfibólio e a sua comparação com as idades em zircões ou titanita, entre rochas cogenéticas ou não, fornecem importantes informações geológicas.

A metodologia K-Ar requer a obtenção de concentrados minerais puros (biotita, anfibólio, plagioclásio) que serão utilizados no ataque químico (análise de % K do mineral, duplicata de 0,09 a 0,1 grama do mineral) e na extração e dosagem do argônio da amostra. Para minimizar a interferência e o efeito de inclusões minerais em biotita e anfibólio e aumentar a pureza dos concentrados utilizamos preferencialmente frações de biotita e

anfíbólio entre 100 (0,150 mm) e 150 Mesh (0,106 mm) e, mais raramente, concentrados entre 60 (0,250 mm) e 100 Mesh.

A metodologia Sm-Nd foi aplicada em minerais (somente TGAG) e rocha total dos principais litotipos das unidades geológicas mapeadas.

A comparação entre a razão Nd^{143}/Nd^{144} da rocha e do reservatório condritico (CHUR) para a idade da formação da rocha ($\epsilon Nd^{(T)}$) possibilita a utilização dos isótopos de Nd como indicadores petrogenéticos. Valores de $\epsilon Nd^{(T)}$ positivos ou iguais a zero indicam fontes mantélicas enquanto valores pouco negativos representam fontes mantélicas com contribuição infra ou supra crustal dependendo ainda dos valores do ($\epsilon Sr^{(T)}$). Valores intermediários pouco a muito negativos de $\epsilon Nd^{(T)}$ são interpretados geralmente como resultado de interação manto/crosta com mistura de componentes mantélicos e infra e/ou supracrustais e até manto enriquecido, dependendo dos valores de $\epsilon Sr^{(T)}$. Podem ainda indicar retrabalhamento de rochas fontes supra ou infracrustais, dependendo também dos resultados dos outros indicadores petrogenéticos como Sr, Pb, Os, Hf e até de isótopos de oxigênio em rocha total ou minerais (quartzo e zircão). Variações destas interpretações convencionais sobre os isótopos de Nd nas rochas em geral permanecem em dúvida e discussão.

A sequência dos procedimentos químicos e espectrométricos utilizados no CPGeo-USP para a metodologia Sm-Nd encontram-se em Kawashita *et al.* (1991) e Sato *et al.* (1995). As constantes utilizadas no cálculo das idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) e dos valores do ϵNd são as seguintes (Jacobsen & Wasserburg 1980, Jacobsen & Wasserburg 1984): $(Nd^{143}/Nd^{144})_0 CHUR$ (Chondritic Uniform Reservoir) = 0,5112638, $(Nd^{143}/Nd^{144})_0 DM$ (*Depleted Mantle Reservoir*) = 0,513114, $(Sm^{147}/Nd^{144})_0 CHUR$ = 0,1967, $(Sm^{147}/Nd^{144})_0 DM$ = 0,222. As idades modelo T_{DM} foram calculadas com base nos valores do *Depleted Mantle Reservoir* e os valores do ϵNd foram calculados com base nos valores do CHUR.

A escala do tempo geológico utilizada, para referenciar as eras e os períodos geológicos registrados nesta região com base em datações isotópicas, foi baseada em Fuck (1991). Nesta referência, as subdivisões do Pré-Cambriano são as seguintes: Arqueano-Neo-Arqueano (entre 2800 e 2500 Ma), limite Neo-Arqueano-Paleoproterozóico (~ 2500 Ma), Paleoproterozóico (2500-1600 Ma), Mesoproterozóico (1600-1000 Ma) e Neoproterozóico (1000 a 540(?) Ma). Dentro da era Neoproterozóica, o período do Neoproterozóico III está entre 650 e 540 (?) Ma.

3 – Contexto Geológico Regional

3.1 - Introdução

A região investigada (Figura 3.1) está situada na zona de transição entre a margem norte do Terreno Gnáissico Anfibolítico-Granulítico do Paraná e Santa Catarina (TGAG) e o Cinturão Gnáissico-Migmatítico Atuba (CGMA), componentes do embasamento paleoproterozóico-neoarqueano exposto entre os cinturões neoproterozóicos Apiaí (Ribeira), ao norte, e Dom Feliciano, ao sul. Nesta região, entre o limite norte do TGAG com o CGMA, afloram a Suite Máfica-Ultramáfica Piên (SMUP), a Suite Granítica Piên-Mandirituba (SGPM) e o Maciço Granítico Agudos do Sul (MGAS), dividido neste trabalho em, Granito Palermo, Granito Rio Negro, Granito Agudos do Sul e Granito Tarumã.

O TGAG tem recebido várias denominações, como: Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.* 1979), Cráton Luis Alves (Kaul 1980), Complexo Luis Alves (Kaul & Teixeira 1982), Microplaca Luis Alves (Basei *et al.* 1992) ou Domínio Luis Alves (Siga Jr. 1995). O CGMA tem sido incluído na porção norte da Microplaca Curitiba (Basei *et al.* 1992) ou na porção norte do Domínio Curitiba (Siga Jr. 1995), sendo mais recentemente denominado Complexo Atuba (Siga Jr. *et al.* 1995).

O avanço no conhecimento geológico da porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina tornou-se significativo a partir dos levantamentos geológicos realizados por Basei & Siga Jr. e colaboradores a partir do fim dos anos 80 e o início dos anos 90. A constante adição de novas informações geológicas tornou possível, assim, uma melhor compreensão do quadro evolutivo da região.

A seguir são relatados os principais dados geológicos existentes, até o momento, nas unidades geológicas regionais nas quais se insere a área pesquisada.

3.2 - O Terreno Gnáissico Anfibolito-Granulítico do Paraná e Santa Catarina (TGAG)

O Terreno Gnáissico Anfibolítico-Granulítico do Paraná e Santa Catarina aflora desde a borda norte do Cinturão Dom Feliciano (Basei 1985), ao sul, até a região de Itatins-SP, a norte, passando por Piên-PR, Tijucas do Sul-PR e Serra Negra-PR (Figura 3.1) e atingindo uma largura máxima de aproximadamente 100 Km (Wernick 1979, Hartmann *et al.* 1979, Kaul 1980, Kaul & Teixeira 1982, Cordani & Brito Neves 1982, Wernick & Oliveira 1982, Silva 1984 e 1987, Basei & Teixeira 1987, Iyer *et al.* 1998, Brito Neves & Cordani 1991, Basei *et al.* 1992, Siga Jr. *et al.* 1990, Figueiredo *et al.* 1991, Siga Jr. 1995, Basei *et al.* 1997, Fornari 1998 e Basei *et al.* 1998). O limite norte se faz tectonicamente com a

SGPM, por meio da qual é separada do CGMA. A leste, o contato com o Cinturão Granítico Costeiro ou Cinturão Granítico São Francisco do Sul - Paranaguá, é feito pelas zonas de cisalhamento Garuva, Alexandra e Serra Negra. A oeste encontra-se coberto pelos sedimentos paleo-mesozóicos da Bacia do Paraná.

O conhecimento geológico sobre o TGAG como um todo é ainda muito preliminar e sua evolução geológica pouco conhecida, principalmente em razão da falta de estudos sistemáticos. Mapeamento de detalhe ou semi detalhe discriminando os principais litotipos do TGAG e, adicionalmente, estudos petrológicos e geocronológicos mais aprofundados, permitiriam maiores esclarecimentos e o resgate da sua história geológica durante o Arqueano-Paleoproterozóico.

O TGAG, segundo os referidos autores, é constituído principalmente por ortognaisses granulíticos félsicos, intermediários e máficos, bandados a maciços. Associam-se e intercalam-se com biotita-gnaisses, biotita-anfibólio gnaisses e anfibólio-biotita gnaisses (suites graníticas tipo Tijucas do Sul-PR, Pomerode-SC, Indaial-SC e Ibirama-SC) de composições thronjemítica-tonalítica-granodiorítica/enderbítica-charnoenderbítica, com freqüentes variações para composições, quartzo-dioríticas/quartzo-noríticas e dioríticas-noríticas. Os novos mapeamentos revelam cada vez mais a presença de expressivas áreas constituídas por gnaisses, migmatitos e granitos deformados com biotita e anfibólio que não mostram quaisquer assembléias típicas de metamorfismo de alto grau. Adicionalmente, ocorrem freqüentemente lentes de rochas máficas-ultramáficas, tais como anfibolitos, piroxenitos, noritos, gabronoritos e gabros (suites tipo Barra Velha-SC, Blumenau-SC e Massaranduba-SC) e rochas ultramáficas (dunitos e harzburgitos parcial a totalmente serpentinizados). Ocorrem ainda rochas gnáissicas alcalinas como dioritos, monzodioritos, monzonitos e sienitos da suite tipo Braço do Gavião, aflorante na porção meridional leste da unidade (Fornari 1998 e Hartmann *et al.* 1998), granulitos piroxeníticos, leucogranitos deformados (suite granítica tipo Ibirama-SC), quartzitos e granada-quartzitos, gnaisses kinzigíticos e formações feríferas bandadas.

O TGAG mostra um padrão estrutural bastante complexo (Basei *et al.* 1992, Siga Jr. 1995 e Siga Jr. *et al.* 1995) caracterizado por um bandamento regional S_n com orientação que varia de N30E a N40W com mergulhos entre 60° a 70° predominantemente para NE e SW. O bandamento é uma superfície S_2 paleoproterozóica gerada em condições de fácies anfibolito a granulito e que apresenta-se dobrada, com plano axial na direção NW/SE e eixos com orientações variando entre S30-50E/40°-60° e N20-60W/40°-80°. Uma superfície de transposição S_{n+1} ocorre geralmente paralela a este bandamento.

Figura 3.1 – Mapa Geológico do Sul do Estado do Paraná e Nordeste do Estado de Santa Catarina (Modificado de Siga Jr. 1995, Kaul 1997 and Basei *et al* 1999)

Legenda da Figura 3.1

Recent Alluvium

Cenozoic Sedimentary Basins : (1) Curitiba and (2) Tijucas do Sul.

Paleozoic Sediments of Paraná Basin.

Neoproterozoic III (600- 585 Ma) Alkaline-Peralkaline (A-PA) Plutonic and Volcanic Serra do Mar Suite and the Underplated (?) and Intraplated Alkaline Monzogabbros and the associated mafic and felsic hybrid granite rocks

Vulcano-sedimentary Basins: (1) Guaratubinha, (2) Campo Alegre and (3) Corupa. The felsic A-type volcanic rocks emplaced within these basins are mainly Riolites and Traquites are subordinate. The Alkaline mafic rocks (Gabbros to Monzogabbros and Basalts to andesitic Basalts) are rare and mainly present in the Campo Alegre Basin.

A-PA Serra do Mar Granite Suite: (1) Graciosa Granite, (2) Anhangava, (3) Marumbi, (4) Serra da Igreja, (5) Palermo, (6) Agudos do Sul, (7) Rio Negro, (8) Serra Alta, (9) Morro Redondo, (10) Dona Francisca, (11) Pirai and (12) Corupá.

Non-deformed and isotropic Monzo to Syenogranites, Syenogranites, Quartz-Syenites-Quartz-Monzonites to Syenites-Monzonites and Alkali-Feldspar Granites. The predominant mafic mineral phase in the alkaline granites are biotite and Biotite $\pm$ Amphibole and in the peralkaline granites are biotite and calcic (Hornblende) and sodic (Arfvedsonite and Riebeckite) amphibole and pyroxene (Aegerine and Aegerine-Augite) and scarce olivine (fayalite). The hybrid mafic and felsic rocks are present only in the Palermo and Rio Negro Granites.

Neoproterozoic III ($\pm$ 600 Ma) Low to Medium Grade Metamorphic Complexes.

Vulcano-sedimentary Metamorphic Complexes, components of the Apiai (Ribeira) Belt to norte and, Itajaí vulcanosedimentary Basin and Brusque vulcanosedimentary Metamorphic Complex, components of the Dom Feliciano Belt, to south.

Neoproterozoic III (620 - 600 Ma) Deformed Calc-Alkaline Granite Belts

Piñ-Mandirituba Granite Belt. Arc-Related, deformed to highly deformed medium to mainly high K Calc-Alkaline I-Type Granites. Biotite and amphibole-Bearing, Quartz-Monzodiorites, High mafic low silica Granodiorites to low mafic and high silica Leuco-Granodiorites and Monzogranites with or without magmatic epidote. The K-Ar biotite ages are mainly between 605 and 595 Ma.

São Francisco do Sul – Paranaguá, Coastal Granite Belt. Arc-Related (?) deformed and isotropic high K Calc-Alkaline, I-Type granites. Biotite and amphibole-Bearing, Porphyritic Granodiorites and Monzogranites. The K-Ar Biotite ages (560-480 Ma) in this granite belt are younger than Piñ-Mandirituba Granite Belt.

Neoproterozoic III ($\pm$ 650-630 Ma) Piñ Mafic-Ultramafic Suite

Supra-Subduction Zone "SSZ-Type" mantle rocks. Highly deformed and serpentinized dunites and harzburgites, associated and correlated Olivine-Pyroxenites, Pyroxenites and rare Neoproterozoic ($\pm$ 650-630 Ma) tholeiitic gabbros.

Archean (?) - Paleoproterozoic (Deformed Granites-Gneisses-Migmatites-Orthogranulites) Terrains

Atuba (Mainly Deformed Granites-Gneisses-Migmatites) Belt. Biotite and Amphibole bearing Gneisses and Migmatites with scarce orthogranulite-gneiss expositions (Ex. Curitiba and Itatins Granulites) and, I and A-Type deformed granites. The whole Terrain is highly deformed during the Neoproterozoic III Period (620-600 Ma) with only total resetting of the K-Ar biotite and amphibole ages and, production of foliated and non-foliated leucogranites correlated to Piñ-Mandirituba Granite Belt emplacement.

Paraná and Santa Catarina (Deformed Granites-Gneisses-Migmatites-Granulites Terrain). Mainly granulitic orthogneisses and, biotite and amphibole-bearing Gneisses (Monzodiorites, Diorites Quartz-Diorites and Tonalites, Ex. Pomerode-type, Ibirama-type and Tijucas do Sul-type suites). Subordinately occur, Deformed Leucogranites (Ex. Ibirama-type suite), Serpentinized ultramafic (dunites and harzburgites, pyroxenites) lenses, mafic-ultramafic (amphibolites and pyroxenites, Barra Velha type-suite), quartzites, banded iron formations and rare S-Type migmatites-Granulites Gneisses (Ex. Garnet-Quartzite, SW pomerode-SC)

Estudos geotermobarométricos em rochas granulíticas da porção meridional do TGAG (Fornari, 1998) apontaram valores de pressão entre 5 e 6 kbar e temperaturas em torno de 800°C. Estimativas acerca das condições de pressão e temperatura do metamorfismo granulítico (Girardi 1974, Girardi e Ulbrich 1980) feitas em rochas da porção norte do TGAG (exatamente na região ora investigada) indicaram pressões entre 5 e 7 kbar e temperaturas ao redor de 800°C. Hartmann (1988) obteve temperaturas em torno de 800°C para rochas granulíticas da porção meridional da unidade.

Os dados geocronológicos U-Pb, Rb-Sr, Pb-Pb, Sm-Nd e K-Ar (Cordani 1974, Girardi *et al.* 1974, Kaul & Teixeira 1982, Basei 1985, Basei & Teixeira 1987, Siga Jr. *et al.* 1990, Machiavelli 1991, Basei *et al.* 1992, Hartmann *et al.* 1998, Siga Jr. 1995, Harara *et al.* 1995, Harara 1996, Basei *et al.* 1997 a e b, Basei *et al.* 1998 e Hartmann *et al.* 1998) indicam uma história geológica arqueana(?) - paleoproterozóica envolvendo estabilização tectônica no final do Paleoproterozóico (Tabela 3.1). Idades U-Pb ao redor de 2.4 Ga obtidas em zircões das rochas granulíticas e idades isocrônicas Rb-Sr (rocha total) entre 2.8 a 2.6 Ga com razões $Sr^{87}/Sr^{86(l)}$ entre 0.702 e 0.704, são encontradas principalmente na porção sul. Segundo os referidos autores, estas seriam representativas da época de formação e incorporação à crosta dos protólitos ígneos das rochas granulíticas. No restante do TGAG, principalmente na porção norte, a maioria das idades U-Pb e Rb-Sr em rochas granulíticas estão entre 2.2 e 2.0 Ga e representariam a época do metamorfismo granulítico. A variação nas idades U-Pb em zircões e Rb-Sr (rocha total) sugere a existência de rochas antigas diferenciadas e submetidas à granulitização em épocas distintas (Arqueano?-Paleoproterozóico).

Para os gnaisses granulíticos das porções central e meridional da unidade, o retrabalhamento de análises U-Pb em zircões prévias, somadas aos novos dados (Basei *et al.* 1999 e Basei 2000), permitiram o estabelecimento da idade do metamorfismo granulítico ao redor de 2350 ± 20 . Esta interpretação, segundo os autores, baseia-se no fato de que em inúmeras localidades do complexo são obtidas idades neste intervalo em cristais de zircões com morfologia típica de rochas granulíticas (formas esféricas e elipsoidais). Uma segunda população de zircões (euhédricos e prismáticos) foi identificada em alguns granulitos, indicando idades próximas a 2.2 Ga e sendo associados à descompressão que ocorre logo após o clímax do metamorfismo de alto grau (Basei *et al.* 1999 e Basei 2000). Em uma amostra de charno-enderbita coletada nas proximidades de Massaranduba-SC, ambas as populações foram reconhecidas e alinharam-se em uma mesma discórdia, com idade do intercepto superior ao redor de 2,35 Ga (Basei *et al.* 1998). Idades U-Pb ao redor de 2.28 Ga (Basei 2000) foram obtidas em monazitas extraídas dos raros granulitos de origem sedimentar (granada-quartzitos com ortopiroxênio). Os leucogranitos deformados

aflorantes na região de Ibirama-SC forneceram idades U-Pb em zircões ao redor de 2112 ± 21 (Basei *et al.* 1999), interpretadas como representativas da época de formação dos mesmos e sincrônicas aos eventos metamórficos paleoproterozóicos de alto grau. Segundo (Basei 2000), o alto grau de discordância observado em grande parte dos zircões é uma característica marcante do TGAG, devendo tal fato representar sua evolução policíclica, bem como a forte herança crustal anterior aos eventos metamórficos. Isto sugere que, ao contrário do que foi observado no CGMA, os eventos ígneos geradores dos protólitos dos granulitos e o metamorfismo de alto grau foram separados por um considerável período de tempo. De acordo com o mesmo autor, o TGAG é uma unidade policíclica de idade paleoproterozóica cujos principais eventos metamórficos e deformacionais ocorreram no intervalo entre 3.35 e 2.1 Ga.

Os principais dados isotópicos Sm-Nd revelaram idades modelo (T_{DM}) predominantemente entre 2.7 e 2.5 Ga, com raras idades ao redor de 3.0 Ga, o que sugere que a diferenciação dos protólitos dos litotipos granulíticos tenha ocorrido durante a transição Paleoproterozóico-Arqueano e Arqueano.

Os perfis térmicos e geocronológicos K-Ar em minerais (principalmente biotitas e anfibólios) ao longo e entre as bordas sul e norte do TGAG (Siga Jr. *et al.* 1990, Siga Jr. 1995 e Harara *et al.* 1997 a e b) apontam para um intervalo de idades entre 1.9 e 1.7 Ga com um agrupamento modal ao redor de 1.8 Ga, indicando resfriamento e estabilidade tectônica desde o final do Paleoproterozóico. Ao contrário, nas proximidades da porção norte da unidade (região de Piên-PR e adjacências), as idades são híbridas (meso a neoproterozóicas) e resultam da reativação termo-tectônica desta margem do TGAG. Estes perfis sugerem, respectivamente, para as bordas sul e norte, um contato geológico frontal e frio do TGAG com o Cinturão Dom Feliciano e contato frontal e quente do TGAG com a SGPM e o CGMA.

Tabela 3.1 - Relação dos principais dados geocronológicos e isotópicos do TGAG

Método Geocronológico	Mineral/Rocha Total	Litotipo	Idade (Ma) ± Erro	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ (i)	Localização da Amostra	Fontes Bibliográficas
U-Pb	Zircão	Gnaisses Granulíticos	2400		Luís Alves-SC	Easei 1985
U-Pb	Zircão	Migmatitos	2890		Luís Alves-SC	Easei 1985
U-Pb	Zircão	Gnaisses Granulíticos	2200 ± 2		Dona Francisca-SC	Siga Jr. 1995
U-Pb	Zircão (rosado)	Gnaisses Granulíticos	2247 ± 18		Dona Francisca-SC	Siga Jr. 1995
U-Pb	Zircão (marrom)	Gnaisses Granulíticos	2360 ± 100		Dona Francisca-SC	Siga Jr. 1995
U-Pb	Zircão (esférico e elipsoidal)	Chamo-Enderbitto	2338 ± 37		Luís Alves-SC	Easei <i>et al.</i> 1999 e Basei 2000
U-Pb	Zircão (prismático)	Chamo-Enderbitto	2204 ± 33/30		Luís Alves-SC	Easei <i>et al.</i> 1999 e Basei 2000
U-Pb	Zircão	Leucogranito	2112 ± 21		Ibirama-SC	Easei <i>et al.</i> 1999 e Basei 2000.
U-Pb	Monazita	Granada-Quartzito	2283.4 ± 4.2/3.3		SW-Pomerode-SC	Easei 2000
Rb-Sr	Rocha total	Gnaisses Granulíticos	2663 ± 72	0.70397	Luís Alves-SC	Hartmann <i>et al.</i> 1979
Rb-Sr	Rocha total	Gnaisses Granulíticos	2478 ± 37	0.70129	Pomerode-SC	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	Rocha total	Mesossoma-Migmatito	2581 ± 277	0.70418	Luís Alves-SC	Easei 1985
Rb-Sr	Rocha total	Leucossoma-Migmatito	1900 ± 200	0.70460	Luís Alves-SC	Easei 1985
Rb-Sr	Rocha total	Gnaisses Granulíticos	2700 ± 90	0.70409	Dona Francisca-SC	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	Rocha total	Gnaisses Granulíticos	1900 ± 70	0.70451	Dona Francisca-SC	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	Rocha total	Gnaisses Granulíticos	2169 ± 177	0.70150	Blumenau-SC	Easei 1985
Rb-Sr	Rocha total	Gnaisses Granulíticos	1970 ± 36	0.70245	Luís Alves-SC	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	Rocha total	Gnaisses Granulíticos	2184 ± 48	0.70257	Jaraguá do Sul-SC	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	Rocha total	Gnaisses Granulíticos	2067 ± 199	0.70244	Piñ-PR	Girardi <i>et al.</i> 1974
Rb-Sr	Rocha total	Gnaisses Granulíticos	2107 ± 69	0.70264	S. Bento do Sul-SC	Machiavelli 1991
Rb-Sr	Rocha total	Gnaisses Granulíticos	2200 ± 100	0.70850	Serra Negra-PR	Siga Jr. 1995
Pb-Pb	Rocha total	Granulitos fels. e máficos	2100 ± 500	M1 = 8,9	Luís Alves-SC	Easei 1985
Sm-Nd (Rocha Total)	Rocha Total	Granulitos	2.5-2.8 Ga			Siga Jr. 1995
Sm-Nd	Minerais Allanita, titanita, anfibólio e piroxênio.	Gnaisses alcalinos	2258 ± 67		Barra Velha-SC	Hartmann <i>et al.</i> 1998
K-Ar	anfibólio, biotita, plagioclásio, Piroxênio e rocha total	Gnaisses granulíticos	2000-1700		Dados do todo o TGAG	Hartmann <i>et al.</i> 1979, Minioli 1972, 1969, Kaul <i>et al.</i> 1984, Easei <i>et al.</i> 1985, Girardi <i>et al.</i> 1974, Machiavelli 1991, Siga Jr. 1995 e Harara 1993.

3.3 - O Cinturão Gnáissico-Migmatítico Atuba (CGMA)

O CGMA (Basei *et al.* 1992, Siga Jr. *et al.* 1995 e Basei *et al.* 1999) aflora numa faixa orientada NE com largura máxima de aproximadamente 40-50 Km (Figura 3.1) entre os metassedimentos da Faixa Apiaí ou Ribeira, a norte, e a SGPM, a sul. Outras exposições do CGMA ocorrem ainda em meio aos metassedimentos da Faixa Apiaí ou Ribeira (núcleos Betara, Tigre e Setuva). A unidade é recoberta por uma seqüência metassedimentar (Formações Setuva e Capiçu) que apresenta afinidades paleogeográficas com esta, o mesmo que não ocorrendo com as seqüências metasedimentares da Faixa Apiaí ou Ribeira (Formações Votuverava, Água Clara, Itaiacoca e afins) aflorantes a norte da Zona de Cisalhamento da Lancinha. O limite norte e noroeste do CGMA é marcado pela Zona de Cisalhamento Lancinha-Itariri que, segundo Basei *et al.* (1999) representa, em superfície, importante zona de sutura que separa o CGMA dos terrenos ao norte. A sul, separados do CGMA pelas zonas de cisalhamento Mandirituba-Piraquara e Piên-Tijucas, afloram, respectivamente, a SGPM (Machiavelli *et al.* 1993, Siga Jr. 1995, Harara 1996 e Harara *et al.* 1997 a e b), a SMUP (Girardi 1974, Girardi 1976, Girardi & Ulbrich 1980 e Harara 1996) e a margem norte do TGAG.

O CGMA, segundo Basei *et al.* (1992), Siga Jr. *et al.* (1995) e Basei *et al.* (1999) é constituído por biotita-anfibólio gnaisses, anfibólio-biotita gnaisses e migmatitos cinzentos a róseos (mesossomas de biotita-anfibólio-gnaisses e leucossomas de composição tonalítica-granodiorítica-granítica), intensamente deformados e regionalmente metamorfisados na fácies anfibolito durante o Neoproterozóico. Dentro dos gnaisses e migmatitos e, preferencialmente, ao longo da porção norte, ocorrem núcleos de gnaisses granulíticos de composição enderbítica-charnoenderbítica (Pedreira Paulo Leminski-Curitiba e Maciço de Itatins). Ocorrem ainda gnaisses graníticos e granitos tipo I e A deformados, sendo comum a existência de mobilizados quartzo-feldspáticos foliados e isótipos alojados perpendicular ou paralelamente ao bandamento principal.

O padrão estrutural do CGMA é caracterizado por uma foliação de transposição regional na direção N40-60E, paralela ao bandamento (Basei *et al.* 1992, Siga Jr. 1995, Siga Jr. *et al.* 1995). Os indicadores cinemáticos sugerem um sentido de transporte de N-NW para S-SE, com as lineações de estiramento dispostas no sentido S50-70E/20°-40°. Os dobramentos cilíndricos, desenhados pelas foliações S_n , admitem uma direção axial NE-SW em escala regional, com os eixos construídos orientados na direção N30-60E/05°-40°.

Os principais dados geocronológicos obtidos para as rochas do CGMA são apresentados por Basei *et al.* (1992), Siga Jr. (1995), Siga Jr. *et al.* (1995), Basei *et al.*

(1997), Picanço *et al.* (1998) e Basei *et al.* (1999) – Tabela 3.2. As idades U-Pb do intercepto superior em zircões concentram-se ao redor de 2.2-2.1 Ga, enquanto as isócronas (e/ou errócronas) Rb-Sr (rocha total) forneceram idades entre 2.2 e 1.8 Ga, com razões $Sr^{87}/Sr^{86}(i)$ entre 0.703 e 0.706. Segundo os referidos autores, estes valores representam o metamorfismo regional de fácies anfibolito a granulito com migmatização associada, impostos ao CGMA durante o Paleoproterozóico.

Idades Rb-Sr (rocha total e minerais) entre 620 e 580 Ma, com razões $Sr^{87}/Sr^{86}(i) > 0.710$ em leuco-mesossomas de migmatitos e mobilizados quartzo-feldspáticos, além de idades Sm-Nd (rocha total e minerais) ao redor de 585 Ma e K-Ar (biotita e anfibólio) entre 640 e 560 Ma (concentração ao redor de 600 ± 20 Ma), também foram obtidas. Estes dados geocronológicos indicam, segundo Basei *et al.* (1992), Siga Jr. (1995), Siga Jr. *et al.* (1995) e Basei *et al.* (1997), um forte retrabalhamento termo-tectônico da unidade, em condições metamórficas de fácies anfibolito, além de transporte e exposição durante o Neoproterozóico (640 ± 20) para níveis crustais superiores às isothermas de 500°C . O resfriamento e a estabilização tectônica teria ocorrido a cerca de 600 ± 20 Ma.

As idades modelo Sm-Nd (T_{DM}), com exceção dos mobilizados graníticos, situam-se em torno de 2.8 – 2.7 Ga, com raras idades ≥ 3.0 Ga. Estas idades representam a época em que os protólitos do CGMA foram diferenciados do manto, sendo os valores de ϵNd ao redor de -21 sugestivos de um longo período de residência crustal.

Tabela 3.2 - Relação dos principais dados Geocronológicos e isotópicos do CGMA

Método Geocronológico	Mineral/Rocha Total	Litotipo	Idade (Ma) ± Erro	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ (i)	Localização da Amostra	Fontes Bibliográficas
U-Pb	Zircão	Gnaisses Granulíticos	2095 ± 5	T _{DM} = 2.84 Ga	Ped.CESB, N.Curitiba	Siga Jr 1995 e Siga Jr <i>et al.</i> 1995
U-Pb	Zircão	Chamo-Enderbito	2105.4 ± 3.1	Pedreira Paulo Leminski	Curitiba	Basei <i>et al.</i> 1999 e Basei 2000
U-Pb	Zircão	Biotita-anfibólio-Gnaisses	2138 ± 6	T _{DM} = 2.45 Ga	Mandirituba-PR	Siga Jr 1995 e Siga Jr <i>et al.</i> 1995
Rb-Sr	Rocha Total	Gnaisses Granulíticos	1826 ± 96	0.71051	Norte de Curitiba-PR	Siga Jr 1995 e Siga Jr <i>et al.</i> 1995
Rb-Sr	Rocha Total	Gnaisses Granulíticos	2116 ± 95	0.70160	NE-Curitiba Graciosa-PR	Siga Jr 1995 e Siga Jr <i>et al.</i> 1995
Rb-Sr	Rocha Total	Biotita-Anfibólio Gnaisses	2220 ± 26	0.70660	NE de Curitiba-PR	Siga Jr 1995 e Siga Jr <i>et al.</i> 1995
Rb-Sr	Rocha Total	mesossoma-Migmatitos	598 ± 48	0.71670, T _{DM} = 2.77 Ga	Ped.Atuba. Curitiba-PR	Siga Jr 1995 e Siga Jr <i>et al.</i> 1995
Rb-Sr	Rocha Total e Minerais (Plagioclásio, granada e anfibólio).	mesossoma-Migmatitos	617 ± 14	0.71594	Ped.Atuba. Curitiba-PR	Siga Jr 1995 e Siga Jr <i>et al.</i> 1995
Rb-Sr	Rocha Total	Anfibólio-Gnaisses	2010 ± 60	0.70327	Mandirituba-PR	Siga Jr 1995 e Siga Jr <i>et al.</i> 1995
Rb-Sr	Rocha Total	leucossoma-Migmatito	595 ± 41	0.71308	Quitandinha-PR	Siga Jr 1995 e Siga Jr <i>et al.</i> 1995
Rb-Sr	Rocha Total	mesossoma-Migmatito	1868 ± 89	0.70584, T _{DM} = 2.84 Ga	Quitandinha-PR	Siga Jr 1995 e Siga Jr <i>et al.</i> 1995
Rb-Sr	Minerais	mobilizados Graníticos	577 ± 17	0.71791	Quitandinha-PR	Siga Jr 1995 e Siga Jr <i>et al.</i> 1995
Sm-Nd	Rocha Total e Minerais	Gnaisses Migmatíticos	585 ± 30		Mandirituba-PR	Siga Jr 1995 e Siga Jr <i>et al.</i> 1995
Sm-Nd	Rocha Total	Gnaisses Migmatíticos	T _{DM} do CGMA entre 2.4 e 2.8 Ga		Ao longo do cinturão	Siga Jr 1995 e Siga Jr <i>et al.</i> 1995
K-Ar	Biotita e Anfibólio.	Biotita-Anfibólio Gnaisses	Biotita entre 608 ± 7 e 598 ± 10 e anfibólio ao redor de 650 ± 10.		Dados de Todo o CGMA	Siga Jr 1995 e Siga Jr <i>et al.</i> 1995

3.4 - Cinturão Granítico Costeiro (CGC)

O Cinturão Granítico Costeiro ou Batólito Paranaguá ou Cinturão Granítico São Francisco do Sul-Paranaguá (Lopes 1987 a e b, Basei *et al.* 1990 e Siga Jr. 1995) aflora na porção oriental da região, possuindo aproximadamente 100 Km de comprimento e 30 Km de largura (Figura 3.1). Seu contato com o TGAG, a oeste, é marcado por importantes zonas de cisalhamento, denominadas lineamentos Garuva, Alexandra e Serra Negra.

O CGC é constituído por uma grande variedade de rochas graníticas deformados e isotropas, entre as quais predominam anfibólio-biotita granitóides e biotita-anfibólio granitóides porfiríticos do tipo I cálcio-alcálica, predominantemente. Ocorrem ainda restos de rochas encaixantes, tais como xistos, biotita gnaisses, quartzitos e anfibolitos.

A foliação principal observada na maioria das rochas graníticas desta unidade é uma superfície Sn com direção predominante N40°-60°E, contendo uma lineação de estiramento com mergulhos entre 5° e 30° para SE.

Os dados geocronológicos e isotópicos apresentados foram extraídos de Kaul & Teixeira (1982), Teixeira (1982), Kaul (1984), Basei *et al.* (1990), Siga Jr. (1995) e Basei *et al.* (1997) – Tabela 3.3. Idades U-Pb em zircões entre 615 e 590 Ma e Rb-Sr em rocha total entre 590 e 560 Ma, com razão $Sr^{87}/Sr^{86(i)}$ ao redor de 0.707-0.708 representariam a formação e o alojamento das rochas graníticas num largo intervalo de tempo (entre 615 e 560 Ma). As idades K-Ar em biotitas entre 560 e 480 Ma indicam que a deformação, o resfriamento e a estabilização tectônica das rochas granitóides, de parte ou de todo o CGC, ocorreu até o Eopaleozóico. As idades Modelo Sm-Nd (T_{DM}) concentradas entre 2.2 e 1.9 Ga e, subordinadamente, entre 2.6 e 2.4 Ga, indicam que as rochas graníticas do CGC foram geradas por retrabalhamento de rochas fontes (protólitos) paleoproterozóicas e até mesmo arqueanas.

Campos Neto & Figueiredo (1995) reconheceram episódios orogênicos Cambrianos relacionados à evolução do Cinturão Costeiro do sudeste brasileiro e os denominaram "Orogênese Rio Doce". Esta orogênese teria se desenvolvido entre 590-480 Ma, causando deformação e reativação tectôno-térmica nas rochas graníticas do CGC, fato sugerido pelas idades térmicas e geocronológicas K-Ar em biotita e anfibólio.

Tabela 3.3 - Relação dos principais dados geocronológicos e isotópicos do CGC

Método Geocronológico	Mineral/Rocha Total	Liotipo	Idade (Ma) ± Erro	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ (i)	Local da Amostra	Fontes Bibliográficas
U-Pb	Zircão	Anfibólio-Biotita -Granitóides	614 ± 9 (Granito Morro Inglês)			
U-Pb	Zircão	Anfibólio-Biotita-Granitóides	609 ± 28 (Granito Rio do Poço)		Próx. C.Paranaguá	Basei et al 1990
U-Pb	Zircão	Anfibólio-Biotita-Granitóides	~ 590 (Granito Estrela)		Oeste do CGC	Basei et al 1990
					Norte de Garuva-SC	Basei et al 1990
Rb-Sr	Rocha Total	Anfibólio-Biotita-Granitóides	537 ± 35 ? (Granito Morro Inglês)	0.70820	Paranaguá-PR	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	Rocha Total	Anfibólio-Biotita-Granitóides	589 ± 28 (Granito Morro Inglês)	0.70757	Matinhos-PR	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	Rocha Total	Anfibólio-Biotita-Granitóides	562 ± 33 (Granito Morro Inglês)	0.70816	Quaratuba-PR	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	Rocha Total	Anfibólio-Biotita-Granitóides	574 ± 14 (Granito Morro Inglês)	0.70785	Paranaguá, Matinhos e Guaratuba-PR	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	Rocha Total	Anfibólio-Biotita-Granitóides	621 ± 13	0.7101	Guaraqueçaba-PR e Ilha de São	Siga Jr. 1995
			607 ± 2	0.7101	Francisco do Sul-SC	Teixeira 1982
Rb-Sr	Rocha Total	Anfibólio-Biotita-Granitóides	560 ± 40 (Granito Estrela)	0.707- 0.708	Rio.S.João e Rio Cubatão	Siga Jr. 1995
•	•	•	•	•	•	•
Sm-Nd	Rocha Total	Anfibólio-Biotita-Granitóides	(T _{DM}) = 1909, 2025, 2223 (Granito Morro Inglês)		Leste do CGC.	Siga Jr. 1995
Sm-Nd	Rocha Total	Anfibólio-Biotita-Granitóides	(T _{DM}) = 2417 (Granito Rio Canavieras)		Oeste do CGC	Siga Jr. 1995
Sm-Nd	Rocha Total	Anfibólio-Biotita-Granitóides	(T _{DM}) = 2572 e 2614 (Granito Estrela)		Oeste do CGC	Siga Jr. 1995
K-Ar	Biotita e Anfibólio	Anfibólio-Biotita-Granitóides	Entre 560 e 480		Dados de todo o CGC	Kaul 1984, Basei et al. 1990, Siga Jr. 1995 e Basei et al. 1997

3.5 – Síntese geológica da zona de transição entre o TGAG e o CGMA

A região investigada está inserida na zona de transição entre o TGAG e CGMA. Os primeiros trabalhos sistemáticos de mapeamento datam da década de 60, quando a Comissão da Carta Geológica do Paraná elaborou, na escala 1:70.000, as folhas geológicas de São José dos Pinhais (Fuck 1967), Piên (Trein *et al.* 1969a), Tijucas do Sul (Trein *et al.* 1969b) e Mandirituba (Marini *et al.* 1970). Embora sem maiores detalhes, foram reconhecidos, entre outros, a SGPM, o MGAS, o Granito Morro Redondo e o Complexo Básico-Ultrabásico de Piên-PR.

Posteriormente, Girardi (1974), Girardi *et al.* (1974), Girardi (1976) e Girardi & Ulbrich (1980) apresentaram novos dados sobre a geologia, geocronologia e petrologia do Complexo Básico-Ultrabásico de Piên-PR e rochas graníticas e granulíticas adjacentes. Segundo estes autores, as rochas máficas-ultramáficas deste complexo são comagmáticas e, juntamente com os granulitos adjacentes do TGAG, foram submetidas, no Paleoproterozóico, a um metamorfismo de alto grau (fácies granulito) e, posteriormente, no Neoproterozóico III, a um retrometamorfismo de mais baixo grau (fácies xisto verde a anfibolito). As rochas graníticas expostas nesta região foram geradas neste último evento.

Biondi *et al.* (1989) compilaram um mapa geológico integrado do Estado do Paraná na escala 1:650.000 e inseriram a região ora investigada no Bloco Costeiro. Posteriormente, Ribas (1993), realizando estudos geológicos para fins metalogenéticos na região de Vossoroca-Tijucas do Sul-PR, mapeou corpos máficos-ultramáficos e sugeriu uma correlação genética com os corpos máficos-ultramáficos aflorantes na região de Piên-PR.

Machiavelli (1991) e Machiavelli *et al.* (1993) apresentaram os primeiros estudos geológicos sobre os granitóides deformados da região de Piên-PR, parte dos granitos da SGPM. Os autores enfatizaram preliminarmente seus aspectos geoquímicos e geocronológicos e publicaram os primeiros dados geocronológicos (U-Pb, Rb-Sr e K-Ar) sobre parte da SGPM e do TGAG desta região. A formação e o alojamento destes granitóides foram associados a um arco magmático construído durante o Neoproterozóico III (750-650 Ma) entre o TGAG e o CGMA.

Harara *et al.* (1995), Harara (1996) e Harara *et al.* (1997 a e b) apresentaram novos dados petrológicos e geocronológicos sobre a SGPM, a porção meridional do MGAS (atuais granitos Rio Negro e Tarumã), a SMUP e o TGAG na região de Piên-PR e adjacências. Os levantamentos geológicos indicaram que os granitóides da SGPM compõem um terreno granítico de aproximadamente 20 Km de largura, constituído por quartzo-monzodioritos a granodioritos e, subordinadamente, monzogranitos com biotita e anfibólio, meta-aluminosos

e cálcio-alcálinos de médio a alto K. A principal feição observada nestas rochas foi uma foliação milonítica orientada preferencialmente N66E/64NW, gerada em regime dúctil e condições metamórficas de fácies xisto-verde (zona da biotita até o limite inferior da fácies anfibolito). Esta foliação teria sido, inicialmente, gerada pelo cavalgamento de NNW para SSE dos granitóides da SGPM e da suite máfica-ultramáfica sobre o TGAG, que posteriormente evoluiu para uma transcorrência dextral na direção NE. Na porção meridional do MGAS foram reconhecidas quatro fácies de rochas graníticas isotrópicas (Harara 1996). As principais são a fácies sienogranítica (Granito Rio Negro), de cor rosa a avermelhada e granulação grossa e a fácies granodiorítica-monzogranítica, de granulação fina, cálcio-alcálica de alto K e meta-aluminosa a fracamente aluminosa (Granito Tarumã). Corpos gabro-dioríticos ocorrem dispersos em meio às rochas graníticas. Texturas típicas de mistura de rochas graníticas com rochas gabro-dioríticas foram descritas por Machiavelli (1991) e Harara (1996). A presença maciça de rochas graníticas híbridas máficas e félsicas na porção sul do MGAS (Granito Rio Negro) não foi observada pelos autores.

Os dados geocronológicos disponíveis (U-Pb em zircões, Rb-Sr em rocha total e K-Ar em biotita e anfibólio) indicaram que os granitóides da SGPM tiveram sua formação, colocação, deformação e resfriamento entre 650 e 595 Ma (Machiavelli 1991, Machiavelli *et al.* 1993, Harara *et al.* 1995, Harara 1996 e Harara *et al.* 1997 a e b). Determinações U-Pb em zircões e Rb-Sr em rocha total apresentadas por Siga Jr. (1995) indicam que os granitóides do MGAS são tardios em relação a estes e teriam se formado entre 590 e 570 Ma.

A SMUP é representada por dois corpos principais que ocorrem ao longo da Zona da Cisalhamento Piên-Tijucas (ZCPT). Os litotipos predominantes são serpentinitos, dunitos e harzburgitos parcialmente a totalmente serpentinizados, ocorrendo subordinadamente olivina-ortopiroxenitos, ortopiroxenitos, xistos magnesianos e raros gabros. Estes corpos encontram-se fortemente deformados e apresentam um caráter brechóide-milonítico, com foliação orientada predominantemente N40-60E. Seus contatos com as encaixantes são essencialmente tectônicos. O comportamento estrutural do corpo ultramáfico ao sul da ZCPT sugere que este constitua uma *klippe* sobre o TGAG.

Na região de Piên-PR predominam, no TGAG, duas unidades principais de gnaisses granulíticos félsicos e máficos, com lentes de gnaisses anfibolíticos e biotíticos, gnaisses granulíticos ricos em porfiroblastos de granada, gnaisses granulíticos com granada, gnaisses granulíticos ricos em biotita e anfibolitos e piroxenitos (Harara 1996 e Harara *et al.* 1997 a e b). Em geral, o padrão geocronológico Rb-Sr, K-Ar e Sm-Nd mostra idades entre 2.1 a 1.8 Ga, registrando a época do metamorfismo granulítico, resfriamento e a

estabilidade tectônica (Machiavelli 1991, Siga Jr. 1995, Harara 1996 e Harara *et al.* 1997 a e b).

Ao longo da ZCPT e no interior do TGAG observa-se uma faixa orientada NE com 4 a 6 Km de largura, caracterizada pela substituição parcial a total das paragêneses minerais da fácies granulito e por assembléias retrometamórficas típicas de baixo a médio grau. Esta faixa é caracterizada pela superposição de estruturas com orientação E-W e NE-SW neoproterozóicas e por rejuvenescimento isotópico no sistema K-Ar em minerais, que difere da estruturação geral NW paleoproterozóica. O padrão estrutural e térmico-geocronológico K-Ar das rochas da margem norte do TGAG indicam sua reativação tectono-metamórfica parcial durante o Neoproterozóico III.

3.6 – O Magmatismo Granítico Alcalino-Peralcalino (Suite Granítica Serra do Mar) e o Vulcanismo-Sedimentação das Bacias Guaratubinha, Campo Alegre e Corupá

Na porção sul do CGMA e nas porções central e norte do TGAG ocorrem expressivas e importantes intrusões graníticas alcalinas-peralcalinas (A-PA) (Figura 3.1). Esta granitogênese alcalina-peralcalina é contemporânea ao vulcanismo ácido-intermediário tipo A neoproterozóico das bacias vulcanossedimentares de Guaratubinha, Campo Alegre e Corupá (Tabela 3.4).

As rochas graníticas da Suite Granítica Serra do Mar, tardi a pós-colisionais e/ou anorogênicas são representadas por inúmeros “stocks” e “batólitos” graníticos com formatos circulares a elipsoidais, constituídos por monzo a sienogranitos, alcali-feldspato granitos, sienitos, monzonitos, quartzo-sienitos e quartzo-monzonitos (Wernick & Penalva 1978, Wernick 1982, Kaul 1984 e 1987, Kaul & Cordani 1994, Siga Jr. *et al.* 1994, Siga Jr. 1995, Gois 1995, Siga Jr. *et al.* 1997 e Kaul 1997). Os principais minerais máficos nas rochas graníticas alcalinas são biotita e anfibólio, enquanto nas rochas graníticas peralcalinas ocorrem biotita, anfibólio e piroxênio sódico. Os granitos Corupá, Piraí, Dona Francisca, Morro Redondo e Serra da Igreja estão alojados totalmente dentro do TGAG e os granitos Palermo, Rio Negro, Marumbi, Anhangava e Graciosa encontram-se ao longo da zona de transição e no contato entre o TGAG, a SGPM e o CGMA (ver Figura 3.1). Apenas o Granito Agudos do Sul está alojado inteiramente na SGPM, entre os granitos Palermo e Rio Negro.

As rochas vulcânicas (predominantemente riolitos e, raramente, basaltos) e plutônicas (granitos peralcalinos) da porção norte do Granito Morro Redondo apresentam, segundo Gois (1995), características litoquímicas de magmatismo tipo A. Petrograficamente, os riolitos e os granitos peralcalinos são bastante semelhantes,

apresentando características geoquímicas que apontam para um possível vínculo genético. Segundo estes autores, o parentesco entre os riolitos e os basaltos não pôde ser testada em termos conclusivos.

Os dados petrológicos e geocronológicos disponíveis sobre a Suite Granítica Serra do Mar revelaram a tipologia granítica A-PA e o caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso (aluminoso) e fracamente peralcalino a peralcalino destes granitos (Kaul & Cordani 1994, Siga Jr. *et al.* 1994, Siga Jr. 1995, Siga Jr. *et al.* 1997, Kaul 1997, Siga Jr *et al.* 1999 e Cordani *et al.* 2000). As idades U-Pb em zircões, Rb-Sr em rocha total e K-Ar em biotita e anfibólio estão entre 600 e 550 Ma, e as idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) entre 2.1 e 1.85 Ga (Tabela 3.5). Estes dados sugerem, segundo os referidos autores, que a formação, o alojamento e o resfriamento destes corpos graníticos ocorreram durante o Neoproterozóico III, entre 600 e 550 Ma, e que sua geração se deu por retrabalhamento de protólitos paleoproterozóicos. As Idades U-Pb em zircões (Tabela 3.5) indicam que o principal período da formação e alojamento destas rochas ocorreu entre 595 e 580 Ma.

O Maciço Granítico Agudos do Sul (MGAS), inserido na área ora estudada, foi inicialmente reconhecido e cartografado pela Comissão da Carta Geológica do Paraná (Trein *et al.* 1969 a e b e Marini *et al.* 1970), sendo posteriormente alvo de análises geocronológicas por Siga Jr. *et al.* (1994) e Siga Jr. (1995). Na presente pesquisa, o MGAS é dividido quatro unidades graníticas: Granito Palermo, Granito Agudos do Sul, Granito Rio Negro e Granito Tarumã (Figura 3.1). Os granitos Palermo e Rio Negro situam-se exatamente na zona de contato entre o TGAG e a SGPM, enquanto o Granito Agudos do Sul encontra-se alojado entre eles, totalmente inserido na SGPM. Associadas aos granitos Palermo e, principalmente, Rio Negro, foram identificadas e mapeadas rochas gabróicas e rochas graníticas híbridas máficas e félsicas. Estas últimas foram geradas a partir de mistura das primeiras com rochas graníticas convencionais provenientes destes mesmos corpos.

As três bacias vulcanossedimentares de Guaratubinha, Campo Alegre e Corupá (Figura 3.1), juntamente com a contemporânea granitogênese alcalina da Suite Granítica Serra do Mar, representam expressivas e importantes respostas magmáticas a eventos ocorridos na região no final do Neoproterozóico. Estes eventos de acreção vertical tiveram lugar após um período da acreção lateral com formação e deformação da SGPM e reativação térmica e tectônica parcial da porção norte do TGAG e do CGMA.

A Bacia de Campo Alegre situa-se na porção norte do TGAG (Basei *et al.* 1992, Siga Jr. 1995, Citroni 1998, Basei *et al.* 1998 e Citroni *et al.* 1999) - Figura 3.1. Esta bacia

encontra-se preenchida por rochas sedimentares (conglomerados, arenitos, siltitos, argilitos) e piroclásticas, além de rochas vulcânicas predominantemente félsicas (riolitos e, subordinadamente, traquitos) e, mais raramente, máficas (basaltos e basaltos andesíticos). Os riolitos e traquitos são constituídos por K-feldspato (sanidina), quartzo e plagioclásio, além de biotita e olivina com texturas traquíticas, microlíticas e esferolíticas. Os raros basaltos e basaltos andesíticos (Citroni 1998 e Citroni *et al.* 1999) do tipo WPB (basaltos intraplaca) possuem granulação fina a muito fina e são constituídas por plagioclásio (andesina a labradorita), clinopiroxênio (pigeonita e augita) e, menos freqüentemente, olivina, arranjos em texturas subofíticas e intersticiais.

Os dados U-Pb em zircões disponíveis indicaram, para a formação das rochas vulcânicas (riolitos), idades do intercepto superior ao redor de 598 ± 29 Ma (Siga Jr. 1995, Basei *et al.* 1998, Citroni 1999 *et al.*, Siga Jr. *et al.* 1999 e Cordani *et al.* 2000). A idade da isócrona Rb-Sr (rocha total) é de cerca de 570 ± 39 , com razões $Sr^{87}/Sr^{86} (i)$ 0.707. Dados U-Pb mais precisos, via SHRIMP, para a mesma amostra indicaram um valor ao redor de 595 ± 16 Ma, interpretado como a idade de cristalização e, conseqüentemente, a idade do vulcanismo riolítico da Bacia de Campo Alegre (Cordani *et al.* 2000).

A Bacia de Guaratubinha, cuja abertura e instalação ocorreu inteiramente no TGAG durante o Neoproterozóico (Fuck *et al.* 1967, Basei *et al.* 1992 e Siga Jr. 1995) situa-se na porção norte da unidade, próximo a zona de transição para a SGPM e o CGMA (Figura 3.1). Esta bacia está preenchida por uma associação de rochas sedimentares, piroclásticas e vulcânicas ácidas a intermediárias. Dados geocronológicos (U-Pb em zircões) de Siga Jr. (1995) e Basei *et al.* (1997) indicaram, para a formação dos riolitos, idades ao redor de 602 ± 11 Ma. As idades isocrônicas Rb-Sr (rocha total) concentram-se ao redor de 570 ± 10 Ma, com razão $Sr^{87}/Sr^{86} (i)$ em torno de 0.709.

Os diques félsicos associados com a Suite Granítica Serra do Mar possuem ampla distribuição geográfica, sendo concentrados principalmente nas proximidades da Bacia de Campo Alegre, orientados preferencialmente na direção N25-30E, e junto ao flanco NW da Bacia de Guaratubinha, segundo uma direção N30-40E que é paralela ao "trend" da bacia (Kaul 1997). Na região ora investigada foram mapeados diques félsicos orientados na direção N20-30W, discordantes da estruturação geral da SGPM na qual estão inteiramente alojados. Estes diques félsicos são constituídos por microgranitos, riolitos, traquitos, felsitos, granófiros e quartzo pórfiros, equi ou inequigranulares, de granulação fina a afanítica e com texturas dos tipos porfírica, microgranular, granofírica e esferulítica. Nos diques félsicos

com textura porfirítica os megacristais são formados por ortoclásio róseo (1 a 10 mm) e quartzo bipiramidal (1 a 5 mm).

Segundo Kaul (1997), duas fases de distensão litosférica ocorridas durante o Neoproterozóico ($\sim 580 \pm 20$ Ma) e concentradas nas porções central e norte do TGAG são as responsáveis pelo alojamento, na crosta, dos corpos graníticos da Suite Granítica Serra do Mar e das rochas vulcânicas das bacias de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá. A primeira fase de distensão, com vetores na direção NE-SW, teria sido responsável pela formação das falhas/fraturas N20-30W, segundo as quais se alojaram a porção norte do Granito Graciosa, o Granito Anhangava, a maior parte dos Granitos Agudos do Sul e Morro Redondo, a metade sul da Bacia de Campo Alegre e o Granito Dona Francisca. A segunda fase de distensão, mais importante segundo o autor, com esforços na direção NW-SE, seria responsável pela formação das falhas/fraturas tensionais N50-60E por onde se alojaram a porção sul do Granito Graciosa, os diques félsicos, a Bacia de Guaratubinha, a metade norte da Bacia de Campo Alegre e a porção sul do Granito Agudos do Sul, o Granito Dona Francisca, o Granito Pirai, a Bacia de Corupá e o Granito Corupá.

Tabela 3.4 - Relação dos principais componentes graníticos da Suite Serra do Mar e vulcânicos das Bacias Guaratubinha, Campo Alegre e Corupá.

Unidade Geológica	Componentes Graníticos e / ou Vulcânicos	Tipologia Granítica* e Vulcânica	Fontes Bibliográficas
Granito Graciosa	Biotita ± hornblenda e biotita sienogranitos são as rochas predominantes. Ocorrem ainda, hornblenda-biotita alcali-feldspato granitos, hornblenda ± clinopiroxênio-biotita monzonitos, e arfvedsonita-alcali-feldspatos granitos (PA)	Granitos A e PA	Siga Jr. 1995 e Kaul 1997
Granito Anhangava	Biotita ± hornblenda e biotita sienogranitos e biotita-alcali-feldspato granitos são as rochas graníticas predominantes. Ocorrem ainda, alcali-feldspato granitos com biotita e Riebeckita (PA), hornblenda-alcali-feldspato sienitos e hornblenda-clinopiroxênio-quartzo-alcali feldspato sienito com <u>fajalita</u> . Biotita-alcali-feldspato granitos.	Granitos A e PA	Siga Jr. 1995 e Kaul 1997
Granito Marumbi		Granitos A e PA	Siga Jr. 1995 e Kaul 1997
Serra da Igreja	Riebeckita alcali-feldspato granitos (PA)	Granitos A e PA	Siga Jr. 1995 e Kaul 1997
Granito Palermo	Anfibólio-biotita, biotita ± anfibólio e biotita monzo-sienogranitos, sienogranitos e leuco monzo-sienogranitos são as rochas graníticas predominantes. Ocorrem ainda quartzo-sienitos-quartzo-monzonitos (PA), rochas graníticas híbridas máficas e félsicas e gabros-monzogabros alcalinos.	Granitos (A) e (PA) híbridas (A) e gabros/monzogabros intraplaca	Inédito (este trabalho) e Siga Jr 1995
Granito Agudos do Sul	Leucogranodioritos.	Granitos A	Inédito (este trabalho) e Siga Jr. 1995
Granito Rio Negro	Predominantemente monzo-sienogranitos, grande volume de rochas graníticas híbridas máficas e félsicas e gabros-monzogabros alcalinos. Granito Tarumã = Monzogranitos calcio-alcalinos de alto K alojados nesta unidade granítica. Riebeckita alcali-feldspato granitos.	Granitos (A), híbridas (A) e gabros/monzogabros intraplaca.	Harara 1996, Inédito (este trabalho)
Granito Serra Alta Granito Morro Redondo	<u>Porção Norte:</u> Riebeckita ± aegirina biotita alcali-feldspato granitos (PA) e rochas vulcânicas associadas (predominam riolitos com riebeckita e aegirina e subordinadamente e raramente basaltos e basaltos andesíticos. Riolitos: com e sem megacristais de FK Basaltos: plagioclásio (oligoclásio a andesina e até labradorita), Clinopiroxênio (augita), Biotita (10 a 20 %), opacos (magnetita-ilmenita), titanita, rutilo e raramente quartzo e FK. Textura ofítica a subofítica e intergranular. <u>Porção sul:</u> predominam Biotita ± hornblenda e principalmente biotita – sienogranitos	Granitos A e PA Vulcânicas félsicas e máficas intraplaca (WP)	Siga Jr. 1995, Góes 1995 e Kaul 1997
Granito Dona Francisca	Hololeucogranitos : microgranitos e granitos granofíricos.		Siga Jr. 1995 e Kaul 1997
Granito Pirai	Hololeucogranitos : granitos granofíricos e granitos aillauquíticos		Siga Jr. 1995 e Kaul 1997
Granito Corupá	Arfvedsonita-alcali feldspato granitos no centro do corpo e, arfvedsonita quartzo-sienitos com aegirina e <u>fajalita</u> (PA) e hornblenda ± clinopiroxênio Sienitos na margem. As rochas sieníticas são as predominantes neste corpo.	Granitos A e PA	Siga Jr. 1995 e Kaul 1997
Bacia Guaratubinha	Predominam riolitos e subordinadamente traquitos, traqui-andesitos e andesitos. Basaltos e basaltos andesíticos ?	Vulcânicas félsicas e máficas intraplaca (WP)	Siga Jr. 1995 e castro et al. 1994.
Bacia Campo Alegre e Corupá	Predominam riolitos e subordinadamente traquitos. Basaltos e basaltos-andesíticos são raros. Riolitos: K-feldspato (sanidina), quartzo, plagioclásio e raramente biotita e olivina. Texturas traquíticas, microlíticas e esferolíticas. Basaltos e basaltos-andesíticos: plagioclásio (andesina-labradorita), clinopiroxênio (pigeonita e augita) e raramente olivina. Textura predominante subofítica	Vulcânicas félsicas e máficas intraplaca (WP)	Siga Jr. 1995 e Citroni 1998

* A identificação da tipologia granítica é baseada no tipo da mineralogia principal e acessória, as relações texturais entre os minerais constituintes em geral e as assinaturas químicas destas rochas principalmente o conteúdo nos principais óxidos e, Rb, Sr, Ga, Zr, Th, Nb, Y e ETRL e ETRP. A = alcalina e aluminosa (meta-aluminosa a fracamente peraluminosa). PA = fracamente peralcalina a peralcalina.

Tabela 3.5 - Relação dos principais dados geocronológicos e isotópicos da Suíte Granítica (A-PA) Serra do Mar e das vulcânicas das Bacias Guaratubinha e Campo Alegre.

Método Geocronológico	U-Pb (Zircão) (Ma)	Rb-Sr (Rocha Total) (Ma) e $Sr^{87}/Sr^{86}(i)$	K-Ar (Biotita e Anfibólio) (Ma)	Sm-Nd (T_{DM}) (Ma) $\epsilon Nd^{(T)}$	Fontes Bibliográficas
Unidade Geológica					
Granito Graciosa	594 ± 64* 597 ± 61* 574 ± 33**	584 ± 12, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.70796$ 585 ± 11, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.7076$ (K)	Biotita = 587 ± 11 e 569 ± 11		Siga Jr. 1995 Siga Jr et al 1999 Cordani et al 2000
Granito Anhangava		600 ± 20, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.7193$ 610 ± 26, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.7177$ (K) 520 ± 30, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.7085$ (K)	Biotita = 549 ± 17 (?)	1874. $\epsilon Nd^{(T)} = -7.36$	Siga Jr. 1995 e Siga Jr. et al 1999 Kaul 1997
Granito Marumbi e Serra da Igreja			Marumbi: 564 ± 29 (Biotita) e 496 ± 35 (Biotita). Serra da Igreja: 589 ± 27 (Anfibólio) e 594 ± 26 (Biotita)		Siga Jr. 1995 e Siga Jr. et al 1999.
Granito Palermo	593 ± 12/13* 594 ± 26* 601* ± 21*	561 ± 10/13, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.707$ 544 ± 8, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.709$ 596 ± 22, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.705$ 598 ± 26, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.70557$ 557 ± 12, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.7091$ 570 ± 22, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.70735$ 570 ± 42, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.707$ 579 ± 5, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.7054$ (K) 558 ± 9, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.7089$ (K)	Biotita = 581 ± 12	2350-2100. $\epsilon Nd^{(T)} = -12.53$ a - 14.43	Inédito (Este Trabalho). Siga Jr. 1995, Kaul & Cordani 1994, Kaul 1997 Siga Jr. et al. 1999
Granito Agudos do Sul		561 ± 10/13, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.707$ 601 ± 23, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.70401$		2524. $\epsilon Nd^{(T)} = -18.05$	Inédito (Este Trabalho), Siga Jr. 1995, Siga Jr. et al. 1999.
Granito Rio Negro	593 ± 6* <u>593* ± 16 -</u> <u>585* ± 7/8 (MG)</u>	~580, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) \sim 0.710$ 604 ± 9, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) \sim 0.7134$ PA (K) 632 ± 30, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.70720$ (K) (BG)	Biotita = 574 ± 17 - 572 ± 13 Biotita = 589 ± 16 (MG)	Granitos = 2400-2300. $\epsilon Nd^{(T)} = -11.72$. Gabros = 2.300. $\epsilon Nd^{(T)} = -11.57$.	Inédito (Este Trabalho). Girardi et al. 1974
Granito Morro Redondo	589 ± 37* 592 ± 25* 570 ± 12**	~580, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) \sim 0.710$ 604 ± 9, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) \sim 0.7134$ PA (K) 632 ± 30, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.70720$ (K) (BG)	Anfibólio = 565 ± 20 (?)	2.029. $\epsilon Nd^{(T)} = -7.76$	Siga Jr. 1995, Siga Jr. et al 1999 e Cordani et al. 2000
Granito Corupá	580 ± 6* 598 ± 16* PA	550 ± 26, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.70703$ 520 ± 30, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.7085$ 500 ± 10, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.7099$ (K)	Anfibólio = 533 ± 21 (?)	1950. $\epsilon Nd^{(T)} = -12.03$	Siga Jr. 1995
Bacia Guaratubinha	605 ± 9 *	570 ± 10, $Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.70947$			Siga Jr. 1995 e Siga Jr. et al. 1999
Bacia Campo Alegre	598 ± 29 * 595 ± 16 **	570 ± 39 ($Sr^{87}/Sr^{86}(i) = 0.70690$)		2300.1900. $\epsilon Nd^{(T)}$ Basaltos = -15.44 e Traquitos = -13.19	Siga Jr. 1995, Siga Jr. et al. 1999, Cordani et al. 2000 e Citroni et al. 1999.

• Método U-Pb (zircão) Convencional, ** Método U-Pb (zircão) SHRIMP. MG = Monzogabros. $\epsilon Nd^{(T)}$ = o valor do ϵNd para a idade da formação da rocha.

3.7 - Propostas de compartimentação tectônica e evolução geodinâmica da região

A região que engloba o sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina recebeu inúmeras propostas de denominações e divisões geotectônicas, tais como: Maciço Mediano de Joinville (Hasui *et al.* 1975), Província Mantiqueira (Jost & Hartmann 1984), Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.* 1979), Cráton Luis Alves (Kaul 1980), Complexo Luis Alves (Kaul & Teixeira 1982), Cinturão Granulítico Atlântico (Wernick 1979 e Wernick & Oliveira 1982), Cinturão Móvel de Joinville (Silva 1984), Cráton Rio de La Plata (Fragoso César 1980, Basei 1985 e Basei & Teixeira 1987), Cráton Garuva-São Francisco do Sul (Silva, 1987), entre outros.

A história geológica dos terrenos situados entre os cinturões metasedimentares Apiaí (PR) e Dom Feliciano (SC) resulta de uma evolução policíclica no Arqueano, Paleoproterozóico e/ou Neoproterozóico, com eventos de reestruturação, migmatização e retrabalhamento tectono-metamórfico e termal com rejuvenescimento isotópico, além de adição lateral e vertical de litotipos graníticos e gabróicos neoproterozóicos por fusão de crosta continental antiga e do manto.

Com base nas características litoquímicas dos litotipos granulíticos máficos e félsicos e no tamanho reduzido do TGAG, Figueiredo *et al.* (1991) sugeriram um ambiente de arco insular arqueano-paleoproterozóico para a formação das rochas deste complexo.

Basei (1985) e Basei & Teixeira (1987) compartimentaram os terrenos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina em duas unidades tectônicas maiores, denominadas de: Maciço Marginal de Curitiba (terrenos entre o TGAG e a faixa Apiaí) e Cráton Rio de La Plata (incluindo o TGAG).

Com base em dados gravimétricos obtidos entre o Cinturão Dom Feliciano e o CGMA, a norte, Mantovani *et al.* (1989) observaram uma forte anomalia positiva entre as regiões de Jaraguá do Sul-SC e Agudos do Sul-PR. Esta feição foi atribuída ao soerguimento de segmentos de crosta inferior na região durante a justaposição do Maciço Marginal de Curitiba e o TGAG.

O Maciço Mediano de Joinville (Hasui *et al.* 1975) foi compartimentado em três unidades geológicas por Siga Jr. *et al.* (1990) e Basei *et al.* (1990). Estas unidades são: *Meridional* (ortogranulitos) correspondente ao Cráton Luís Alves (Kaul 1980) ou Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.* 1979); *Setentrional ou Nappe Rio Iguaçu* (gnaisses e migmatitos representando o CGMA, a norte e a SGPM, a sul) e *Cinturão Granitóide Costeiro ou Batólito Paranaguá*.

Basei *et al.* (1992) sugeriram que a atual configuração do Maciço do Joinville, alcançada no final do Neoproterozóico, seria resultante da aglutinação e amalgamento de diferentes fragmentos crustais. Os novos dados geocronológicos, geofísicos (Mantovani *et al.* 1989) e geológico-estruturais levaram os autores a propor um modelo geotectônico no qual foi individualizada a *Microplaca Curitiba* (constituída pelo CGMA, ao norte, e a SGPM, ao sul), a *Microplaca Luís Alves* (TGAG) e o *Cinturão Granitóide Costeiro*, a leste. Neste ensaio foi sugerida uma evolução geotectônica neoproterozóica baseada em processos de subducção de crosta oceânica e colisão continental entre pequenos fragmentos continentais ou microcontinentes, cujo sentido predominante de acreção lateral seria E-SE para W-NW. Estes fragmentos constituiriam as referidas microplacas. No mesmo trabalho os autores propõem ainda que a região de Piên-PR represente parte da sutura resultante da colisão e amalgamento das duas microplacas, Curitiba, a norte, e Luís Alves, ao sul – Zona de Cisalhamento Piên-Tijucas (ZCPT de Harara 1996 e Harara *et al.* 1997 a e b). A expressiva granitogênese de natureza alcalina a peralcalina da Suite Granítica Serra do Mar e o vulcanismo ácido- intermediário presente nas bacias de Guaratubinha, Campo Alegre e Corupá seriam, segundo a pesquisa, resultantes de processos magmáticos tardi a pós-colisionais entre as duas microplacas e o Cinturão Granitóide Costeiro. O alojamento destes vários corpos graníticos e as manifestações vulcânicas presentes nas referidas bacias teriam ocorrido em ambiente tectônico distensivo produzido por um adelgaçamento infra a supracrustal pós colisional e/ou anorogênico.

Uma colisão continental entre o TGAG e o Cráton do Paraná foi proposta por Siga Jr. (1995), segundo o qual o CGMA representaria a margem do microcontinente TGAG, intensamente deformada e migmatizada. Sistemas transcorrentes intracontinentais teriam sido responsáveis pelo alojamento e deformação dos granitóides da SGPM e pela reestruturação dos litotipos gnáissicos do CGMA. A justaposição do CGC, a leste, sobre o TGAG, teria ocorrido tardiamente à colagem e à colisão do TGAG contra o Cráton do Paraná, enquanto nos terrenos adjacentes, já relativamente estabilizados, ocorreu a expressiva granitogênese de natureza alcalina e peralcalina da Suite Serra do Mar e o vulcanismo ácido a intermediário Guaratubinha-Campo Alegre-Corupá.

Por meio de análise estrutural, petrológica e geocronológica dos litotipos da região de Piên-PR e adjacências, Harara (1996) sugere que esta região represente um dos principais sítios de manifestações geodinâmicas neoproterozóicas ocorridas entre 650 e 570 Ma. Estas manifestações envolveriam processos de subducção (?) e a construção de um arco magmático (SGPM) entre o TGAG e o CGMA, seguidas de colisão, deformação e amalgamento entre a SGPM, a margem norte do TGAG e o CGMA. A Suite Máfica-

Ultramáfica Piên (SMUP) representaria restos de uma crosta oceânica (?) incompleta (afloram principalmente componentes da seção mantélica) obductada durante este processo colisional. O antigo MGAS (atuais granitos Palermo, Rio Negro e Agudos do Sul) registram, nesta região, evidências da ampla atividade granítica tardi a pós colisional e/ou anorogênica que afetou grande parte da porção central e norte do TGAG e a região entre a SGPM e o CGMA.

Basei *et al.* (1999) e Basei (2000), baseando-se principalmente em dados geológicos e geocronológicos dos núcleos granulíticos aflorantes no CGMA, sugerem que o TGAG (ou Microplaca Luis Alves) continue somente até a região de Serra Negra-Guaraqueçaba-PR e excluem o Maciço de Itatins-SP, sugerindo que este seja componente da Microplaca Curitiba. Os limites entre o TGAG e o CGMA seriam representados pelas zonas de sutura Lancinha-Itariri, que separaria o CGMA dos terrenos a norte, e Piên-Tijucas, que separa a Microplaca Curitiba da Microplaca Luis Alves. Os metasedimentos das formações Capiçu e Setuva, posicionados ao sul da Zona de Cisalhamento Lancinha-Itariri, teriam afinidades paleogeográficas com o CGMA (Microplaca Curitiba) e não estariam relacionados à Faixa Apiaí ou Ribeira. Estas seriam constituídas pelas formações Votuverava, Água Clara, Itaiacoca e afins, que afloram somente ao norte da Zona de Cisalhamento Lancinha-Itariri.

A trajetória final da evolução geológica dos terrenos pré-cambrianos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina reflete a junção e o amalgamento de unidades geológicas distintas por meio de processos de subducção, colagem e/ou colisão, com sentido de acreção lateral predominantemente de leste para oeste. Este pequeno cenário geotectônico resulta de maiores e mais eventos geodinâmicos como subducções com consumo de placas oceânicas e colisões entre macro e micro continentes, que ocorreram durante o Neoproterozóico e que culminaram, entre outros, com a construção do Gondwana ocidental.

4.0 - Contexto Geológico Local

O mapeamento geológico da região do alto Rio Negro (PR-SC) permitiu a individualização e a investigação de seis principais unidades geológicas: o Terreno Gnáissico Anfibolítico Granulítico do Paraná e Santa Catarina (TGAG), parte da porção norte da Microplaca Luis Alves, a Suite Máfica-Ultramáfica Piên (SMUP), a Suite Granítica Piên-Mandirituba (SGPM), o Granito Palermo (GP), o Granito Agudos do Sul (GAS), o Granito Rio Negro (GRN) e, alojado neste último, o Granito Tarumã (GT). Parte das bacias vulcano-sedimentares Neoproterozóicas de Campo Alegre e Guaratubinha, do Granito Morro Redondo e a bacia quaternária de Tijucas do Sul afloram nesta região, mas não são alvos deste estudo.

Estas unidades geológicas mapeadas constituem parte da zona de transição neoproterozóica entre os terrenos paleoproterozóicos/neo-arqueanos? do TGAG, ao sul, e do Cinturão Gnáissico-Migmatítico de Atuba (CGMA) ao norte.

Os dados geológicos, petrográficos, químicos e de campo levantados na região permitem a separação do antigo contexto geológico do Maciço Granítico Agudos do Sul (MGAS) em três corpos graníticos principais com diferentes tamanhos com fortemente correlacionados entre si (mapa em anexo I). Esses corpos denominam-se, de norte para sul, Granito Palermo (GP), Granito Agudos do Sul (GAS), Granito Rio Negro (GRN) e, ocorrendo dentro deste último, Granito Tarumã (GT). As rochas quartzo monzodioríticas a granodioríticas e leucogranodioríticas com epidoto magmático deformadas, que afloram tanto entre o GP e o GRN como ao redor do GAS, anteriormente incluídas no MGAS (Siga Jr. 1995 e Kaul 1997), são como componentes graníticos da SGPM.

O Granito Agudos do Sul (GAS) aflora a leste do município de Agudos do Sul-PR entre os Granitos Palermo e Rio Negro, como um corpo de formato ovalado constituído essencialmente por leucogranodioritos. A denominação Granito Agudos do Sul, foi reutilizada unicamente para esta unidade granítica, que é totalmente intrusiva nos quartzo monzodioritos/granodioritos e leucogranodioritos da SGPM.

O Granito Palermo (GP) que corresponde à porção norte do antigo contexto geológico do MGAS, aflora entre os municípios de Tijucas do Sul-PR e Mandirituba-PR, apresentando uma forma do tipo "Árvore de Natal", orientada grosso modo na direção N-S. O GP encontra-se alojado ao longo do contato norte do TGAG com a SGPM, sendo constituído principalmente por monzo-sienogranitos e, subordinadamente quartzo

monzonitos/quartzo sienitos "fracamente peralcalinos", monzogabros e rochas graníticas híbridas máficas e félsicas associadas.

O Granito Rio Negro (GRN) que corresponde à porção sul do antigo contexto geológico do MGAS, ocorre ao sul do município de Agudos do Sul-PR e a leste do município de Piên-PR. O GRN apresenta um formato elipsoidal irregular orientado aproximadamente na direção N40-60E, e intrusivo no contato tectônico (zona de cisalhamento Piên-Mandirituba, ZCPT) da SGPM com o TGAG. O GRN apresenta uma "zonação concêntrica" onde afloram, do núcleo para as bordas, monzogabros, rochas graníticas híbridas máficas e félsicas e, externamente, monzo-sienogranitos.

O Granito Tarumã (GT) aflora dentro da porção central e sul do GRN, sendo circundado, respectivamente, pelos monzogabros e rochas graníticas híbridas máficas e félsicas associadas e pelos monzo-sienogranitos do GRN.

A SGPM é um terreno granítico deformado constituído por três grupos de rochas graníticas não cogenéticas entre si e dentro de cada grupo as rochas são cogenéticas. Estes três grupos são: rochas graníticas sem epídoto magmático (quartzo monzodioritos, quartzo monzodioritos/granodioritos e granodioritos, protomiloníticos a miloníticos), rochas graníticas com epídoto magmático (quartzo monzodioritos, quartzo monzodioritos/granodioritos, granodioritos e leucogranodioritos protomiloníticos a miloníticos) e, monzogranitos (protomiloníticos a miloníticos e sem epídoto magmático). Ocorrem ainda anfíbolitos, denominados de anfíbolito Espigão das Antas, associados com as rochas graníticas sem epídoto magmático. As rochas graníticas com epídoto magmático ocorrem na porção sudeste e central da SGPM e as rochas graníticas sem epídoto magmático e os monzogranitos ocorrem preferencialmente na porção noroeste da SGPM.

Este terreno granítico aflora desde a região de Piên-PR até os arredores da região de Mandirituba-PR, numa faixa N40-60E com largura máxima de 30 Km. Os contatos tectônicos da SGPM com o CGMA, ao norte, e com o TGAG, ao sul, são definidos respectivamente pelas zonas de cisalhamento Mandirituba-Piraquara e Piên-Tijucas (ZCPT). Ao longo da ZCPT, que representa o contato tectônico da SGPM com o TGAG, ocorre a SMUP.

Por motivos estruturais (distintas rochas graníticas deformadas na mesma direção) e para facilitar apresentação e a compreensão dos resultados, estas rochas, mesmo sendo bem discriminados no mapa, foram agrupados segundo a mesma denominação (SGPM), devendo no futuro ser, obrigatoriamente, separadas nos três grupos mencionados.

A foliação nas rochas graníticas em geral da SGPM é em geral bem desenvolvida, com direção modal predominante N50E/69NW, caracterizada pelo estiramento e orientação de K-feldspatos, plagioclásio e quartzo, além de estiramento e orientação de biotita, anfibólio e epidoto magmático. Esta foliação é bem mais desenvolvida nas rochas graníticas sem epidoto magmático e nos monzogranitos. Independentemente do litotipo componente da SGPM, as rochas graníticas com e sem epidoto magmático, monzogranitos e os anfibolitos apresentam geralmente foliações paralelas.

Não foram encontradas, em nenhum local dos afloramentos da SGPM, quaisquer tipos de rochas graníticas híbridas com texturas indicativas de misturas de magmas, tais como identificadas no GRN e o GP.

A SMUP é a mais expressiva e importante suite de rochas ultramáficas expostas nesta região, sendo constituída por dois corpos principais descontínuos, sinuosos e lentiformes com aproximadamente 11 Km de extensão e alojados ao longo da ZCPT, entre a SGPM, a norte e o TGAG, a sul. O corpo setentrional é denominado *Campina dos Crispins* (CC) e o corpo meridional, *Campina dos Maias* (CM). O corpo CC está orientado na direção N45-50E e suas encaixantes são as rochas da SGPM, ao norte, e do TGAG, ao sul, apresentando comprimento de 6,5 km e largura máxima de 1 km. O corpo CM, com direção E-W, comprimento aproximado de 4,5 km e largura máxima de 2,5 km ocorre como uma "Klippe" sobre o TGAG.

Os contatos com a SGPM e o TGAG são essencialmente tectônicos, envolvendo falhas de cavalgamento e transcorrentes. As rochas, nas bordas e principalmente nas porções internas, encontram-se fortemente deformadas, dobradas e rompidas, com um aspecto fortemente cataclástico-milonítico e foliações paralelas às da SGPM e do trecho SW do TGAG.

As rochas predominantes na SMUP são peridotitos (dunitos e harzburgitos serpentinizados e serpentinitos) com intercalações de camadas e níveis centimétricos a milimétricos de piroxenitos (olivina-piroxenitos, ortopiroxenitos e, raramente, olivina-websteritos, websteritos e plagioclásio-ortopiroxenitos) e intrusões de piroxenitos e raros gabros (bandados e isótopos). Raros enclaves de mica-serpentina xistos foram encontrados no corpo setentrional CC. Xistos magnesianos com serpentina, talco, magnetita, tremolita, carbonato e clorita ocorrem nas bordas (principalmente ao longo da borda sul do corpo meridional CM) e são produtos tectono-metamórficos dos dunitos, harzburgitos e olivina-piroxenitos. Os raros gabros estão expostos no corpo meridional CM, onde os dados estruturais sugerem seu alojamento como diques nos peridotitos.

O mapeamento geológico revelou que a SMUP não é correlata às lentes de rochas ultramáficas inclusas no TGAG (a sudeste e nordeste de Tijucas do Sul-PR e nos arredores de Voçoroca-PR). Por isso, a SMUP permanece com importância e significado geológico único.

De acordo com a definição original de ofiolito (Penrose, 1972), a SMUP representaria uma seqüência ofiolítica incompleta, na qual somente a seção mantélica ultramáfica basal é exposta, estando ausente a seção crustal (rochas vulcânicas e sedimentos associados).

O Terreno Gnáissico Anfibolítico Granulítico do Paraná e Santa Catarina (TGAG) é constituído, nesta região, principalmente por ortognaisses granulíticos máficos a intermediário e félsicos e gnaisses biotíticos e anfibolíticos. Na área investigada, esta unidade ocorre como dois segmentos descontínuos, separados pelas rochas vulcano-sedimentares da Bacia de Campo Alegre. Estes segmentos serão denominados trechos NE e SW, respectivamente.

Os gnaisses granulíticos máficos a intermediários (ortopiroxênio $\pm$ clinopiroxênio $\pm$ anfibólio $\pm$ biotita noritos e quartzo-noritos) predominam sobre os félsicos (ortopiroxênio $\pm$ clinopiroxênio $\pm$ anfibólio $\pm$ biotita enderbitos). Ocorrem ainda charnoquitos máficos a intermediários e félsicos. Os gnaisses granulíticos apresentam bandamento fino a grosso, paralelo à foliação, ocorrendo, raramente, porções "charnoquíticas" isótropas. Este bandamento é caracterizado pela alternância de níveis heterogêneos milimétricos a centimétricos félsicos (plagioclásio + quartzo $\pm$ K-feldspato) e máficos (ortopiroxênio $\pm$ clinopiroxênio $\pm$ anfibólio $\pm$ biotita). Os principais minerais acessórios são apatita, rutilo, zircão e magnetita. O zircão apresenta-se como cristais esféricos e/ou elipsoidais.

Os gnaisses granulíticos máficos e félsicos apresentam assembléias mineralógicas com plagioclásio (oligoclásio a labradorita), ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio e biotita, características do metamorfismo de alto grau (fácies granulito). Este metamorfismo ocorreu durante o Paleoproterozóico, entre 2,1 e 2,0 Ga, conforme indicam as idades U-Pb obtidas, tanto nos zircões esféricos, como nos elipsoidais. Exceções são os charnoquitos máficos ricos em biotita e anfibólio do trecho NE do TGAG, que apresentaram idades U-Pb da ordem de 2,2 Ga obtidas em zircões elipsoidais e aciculares. O resfriamento e a estabilização tectônica do TGAG ocorreram por volta de 1,8 Ga, conforme indicam as idades K-Ar em anfibólio e, principalmente, biotita.

Os gnaisses biotíticos e anfibolíticos (dioritos/monzodioritos/quartzo dioritos/tonalitos, raros granodioritos e monzogranitos), rochas sem evidências de granulitização ou passagem por metamorfismo de alto grau, afloram expressivamente no trecho NE e,

subordinadamente, no SW intercalados nos gnaisses granulíticos máficos a intermediários e félsicos. Apresentam em geral assembléias mineralógicas contendo plagioclásio (oligoclásio a andesina), $\pm$ K-feldspato (microclínio), quartzo, anfibólio, biotita e epidoto, com ausência total de ortopiroxênio e clinopiroxênio ou presença somente de pseudomorfos destes dois minerais. Os minerais acessórios mais freqüentes são zircão, apatita, titanita e allanita. O zircão apresenta morfologia elipsoidal semelhante a encontrada nos gnaisses granulíticos máficos a intermediários e félsicos.

São freqüentes lentes de anfibolitos e rochas ultramáficas (piroxenitos e peridotitos serpentinizados) e, mais raramente, lentes de quartzitos.

Não foram encontrados no TGAG desta região, litotipos granulíticos de origem pelítica tais como, gnaisses e xistos com assembléias mineralógicas contendo, corderita, granada, cianita e sillimanita e com minerais acessórios como, a monazita.

Reativações tectônicas neoproterozóicas estão registradas principalmente nos litotipos gnáissicos da porção norte do trecho SW. Evidências são sugeridas pela deformação e o paralelismo das estruturas tectônicas das rochas do TGAG e as da SGPM e da SMUP, o retrometamorfismo de baixo a médio grau imposto às paragêneses minerais de alto grau, a forte orientação e recristalização da biotita dos gnaisses anfibolíticos e biotíticos e as idades K-Ar obtidas em biotita e anfibólio.

São apresentados a seguir, em capítulos separados, a maioria das informações geológicas levantadas, sobre estas unidades geológicas investigadas.

5. - Granitos Palermo, Rio Negro, Agudos do Sul e Tarumã

5.1 – Introdução

Os dados geológicos, petrográficos, químicos e de campo levantados na região permitem a separação do antigo contexto geológico do Maciço Granítico Agudos do Sul (MGAS) em três corpos graníticos principais com diferentes tamanhos e fortemente correlacionados entre si (mapa em anexo I). Esses corpos denominam-se, de norte para sul, Granito Palermo (GP), Granito Agudos do Sul (GAS), Granito Rio Negro (GRN) e, ocorrendo dentro deste último, Granito Tarumã (GT). Os quartzos monzodioritos/granodioritos a leucogranodioritos com epidoto magmático deformados, que afloram tanto entre o GP e o GRN como ao redor do GAS, anteriormente incluídas no MGAS (Siga Jr. 1995 e Kaul 1997), são componentes graníticos da SGPM.

O Granito Agudos do Sul (GAS) aflora a leste do município de Agudos do Sul-PR entre os Granitos Palermo e Rio Negro, como um corpo de formato ovalado constituído essencialmente por leucogranodioritos. A denominação Granito Agudos do Sul, foi reutilizada unicamente para esta unidade granítica, que é totalmente intrusiva nos quartzos monzodioritos/granodioritos e leucogranodioritos da SGPM.

O Granito Palermo (GP) que corresponde à porção norte do antigo contexto geológico do MGAS, aflora entre os municípios de Tijucas do Sul-PR e Mandirituba-PR, apresentando uma forma do tipo “Árvore de Natal”, orientada grosso modo na direção N-S. O GP encontra-se alojado ao longo do contato norte do TGAG com a SGPM, sendo constituído principalmente por monzo-sienogranitos e, subordinadamente quartzos monzonitos/quartzos sienitos “fracamente peralcalinos”, monzogabros e rochas graníticas híbridas máficas e félsicas associadas.

O Granito Rio Negro (GRN) que corresponde à porção sul do antigo contexto geológico do MGAS, ocorre ao sul do município de Agudos do Sul-PR e a leste do município de Piên-PR. O GRN apresenta um formato elipsoidal irregular orientado aproximadamente na direção N40-60E, e intrusivo no contato tectônico (zona de cisalhamento Piên-Mandirituba, ZCPT) da SGPM com o TGAG. O GRN apresenta uma “zonação concêntrica” onde afloram, do núcleo para as bordas, monzogabros, rochas graníticas híbridas máficas e félsicas e, externamente, monzo-sienogranitos.

O Granito Tarumã (GT) aflora dentro da porção central e sul do GRN, sendo circundado, respectivamente, pelos monzogabros e rochas graníticas híbridas máficas e félsicas associadas e pelos monzo-sienogranitos do GRN.

A seguir são apresentadas, em seções separadas, as informações petrográficas, litoquímicas, geocronológicas e isotópicas levantadas sobre estas unidades geológicas mapeadas.

5.2 – Petrografia dos Granitos Palermo (GP), Rio Negro (GRN), Agudos do Sul (GAS) e Tarumã (GT)

Nesta seção são apresentados as principais características macro e microscópicas das principais rochas componentes dos Granitos GP, GRN, GAS e GT. Estas descrições petrográficas são dos monzo-sienogranitos, quartzo monzonitos/quartzo sienitos rochas graníticas híbridas máficas e félsicas e gabros/monzogabros dos Granitos GP e GRN, leucogranodioritos do GAS e monzogranitos do GT.

5.2.1 – Monzo-Sienogranitos dos Granitos Palermo (GP) e Rio Negro (GRN)

Os monzo-sienogranitos que constituem GP e GRN afloram ao longo de toda a margem externa do GRN, contornando a zona de hibridez constituída pelas rochas graníticas híbridas máficas e félsicas e as rochas gabróicas, e predominam em larga escala no GP.

As principais rochas graníticas convencionais do GP e GRN são monzo-sienogranitos e leuco monzo-sienogranitos (Figura 5.1), isótropos, com predominância de biotita e biotita $\pm$ anfibólio e, subordinadamente, anfibólio e biotita. Possuem coloração predominantemente rósea a, rósea acinzentada, textura xenomórfica equigranular e inequigranular e granulação normalmente média a grossa, embora tipos finos a médios (porção central do GP) e, eventualmente muito grossos, também ocorrem (Fotos 5.1-5.6).

Os leuco-monzo-sienogranitos com biotita ou biotita $\pm$ anfibólio (Foto 5.6) afloram principalmente ao longo da margem oeste do GP, enquanto que os monzo-sienogranitos com biotita e anfibólio (Fotos 5.1 e 5.2) ocorrem na porção sudeste do GP e são praticamente ausente no GRN. Os monzo-sienogranitos com biotita $\pm$ anfibólio (Fotos 5.3 e 5.4) de granulação média a grossa afloram ao longo de toda a porção leste do GP e são as rochas graníticas predominantes no GRN. Os monzo-sienogranitos de granulação fina a média, cujo único máfico é a biotita (Foto 5.5) e com muscovita primária ?, afloram principalmente na porção central do GP.

Figura 5.1 - Diagrama P-Q (Debon & Lefort 1983) indicando a composição dos principais litotipos graníticos do GP e GRN

1- Granitos, 2- Monzogranitos, 3- Granodioritos, 4- Tonalitos, 5- Quartzó-Sienitos, 6-Quartzó-Monzonitos, 7- Quartzó-Monzodioritos, 8- Quartzó-Dioritos, 9-Sienitos, 10- Monzonitos, 11- Monzodioritos/Monzogabros, 12- Dioritos/Gabros. As rochas com valor de $Q \leq 150$ são os monzo-sienogranitos com biotita e anfibólio do GP. As rochas com valor de $Q > 150$ são aquelas com biotita $\pm$ anfibólio ou somente biotita.

Os monzo-sienogranitos do GP e do GRN são constituídos, em geral, por K-feldspato (mesopertitas a pertitas e, microclina pertítica), quartzo, plagioclásio (albita a oligoclásio sódico), biotita (cor verde e marrom-avermelhado), anfibólio (hornblenda ? ou hastingsita ?, de cor verde oliva a verde escuro) e, ocasionalmente, muscovita (primária ?). A biotita é o principal mineral máfico sempre presente nestes granitos, porém, rochas com biotita e anfibólio afloram principalmente na porção sul e sudeste do GP. Os minerais acessórios mais comuns em todas as rochas são zircão, apatita, fluorita, titanita, allanita e magnetita, que ocorrem geralmente associados com biotita ou biotita e anfibólio e inclusos nestes últimos, sendo intersticiais aos cristais de quartzo e feldspato. A textura xenomórfica (Fotos 5.7 e 5.8) é típica da maioria destes monzo-sienogranitos.

O quartzo ocorre como cristais essencialmente anédricos, distribuídos caoticamente na matriz quartzo-feldspática, inclusos e contornados ou envolvidos por K-feldspato pertítico ou constituindo intercrescimentos granofíricos com pertita. Ocorrem ainda como fenocristais arredondados (0.5 até 1 cm), corroídos e circundados ou contornados por cristais de pertita, plagioclásio, biotita ou, biotita e anfibólio (Fotos 5.9 – 5.12)

O K-feldspato (microclina pertítica, mesopertita e pertita) ocorre em geral como megacristais (até 1.5 cm) geralmente anédricos e, ocasionalmente, euhédricos a subédricos. São fortemente pertíticos e aparecem freqüentemente em intercrescimento granofírico com

o quartzo, o que sugere uma simultânea cristalização destes minerais e, intersticialmente aos cristais de quartzo e plagioclásio (Fotos 5.8 – 5.12). Apresentam geralmente inclusões de cristais euhédricos a subédricos de plagioclásio e de quartzo e geralmente não possuem inclusões dos demais minerais como máficos (biotita e anfibólio) e acessórios (zircão, fluorita, allanita, titanita e apatita). O plagioclásio ocorre, como megacristais euhédricos a anédricos zonados ou não, e como pequenos cristais euhédricos a anédricos dispersos na massa quartzo-feldspática, isentos ou parcial a fortemente pertitzados, inclusos ou contornados por K-feldspato (Fotos 5.13 e 5.14).

Os minerais máficos anfibólio e biotita ocorrem em diferentes proporções tanto com predomínio da biotita em relação ao anfibólio (anfibólio-biotita monzo-sienogranitos do GP) como, principalmente, biotita $\pm$ anfibólio ou somente biotita, nos demais monzo-sienogranitos do GP e GRN. O anfibólio ocorre como cristais predominantemente subédricos a anédricos e, ocasionalmente, euhédricos prismáticos, normalmente associados com biotita ou isolados. Aparecem normalmente em simplectitos (Fotos 5.19 – 5.21), de biotita e anfibólio com contatos irregulares e nítidos, sugestivos de substituição magmática parcial a total de anfibólio por biotita. Ambos os minerais ocorrem sempre nos interstícios entre os feldspatos e quartzo, contornando-os ou não. Este caráter intersticial dos minerais máficos, principalmente da biotita (Fotos 5.7, 5.8, 5.15, 5.16 e 5.17), é característico dos monzo-sienogranitos convencionais do GP e do GRN. Os cristais da biotita são subédricos (euhédricos são raros) a predominantemente anédricos e ocorrem isolados ou em aglomerados, com ou sem anfibólio. São sempre intersticiais, preenchendo espaços intergranulares entre feldspato e quartzo (Fotos 5.7, 5.8, 5.15, 5.16 e 5.17), o que indica a sua cristalização tardia em relação aos últimos. Nos monzo-sienogranitos de granulação fina a média com biotita como único máfico, aflorantes na porção central do GP, foi identificada muscovita (primária ?) associada à biotita, apresentando contatos irregulares e nítidos sugestivos de formação da muscovita por substituição parcial ou total da biotita. A muscovita, nestas rochas, ocorre também como cristais euhédricos inclusos nos feldspatos.

Em todos os monzo-sienogranitos do GP e do GRN, observa-se uma íntima associação entre a biotita e o anfibólio e os minerais acessórios (allanita, titanita, zircão, apatita, fluorita e opacos) que ocorrem preferencialmente parcial a totalmente inclusos nos cristais de biotita e anfibólio ou, concentram-se junto a estes (Fotos 5.16 - 5.21). Isto sugere também, da mesma forma que para os máficos, a cristalização tardia dos minerais acessórios.

Cristais de zircão são presença marcante em todos os monzo-sienogranitos, principalmente associados ou inclusos nos cristais intersticiais de biotita e/ou anfibólio. Ocorrem ainda entre os cristais de feldspatos e quartzo, sugerindo cristalização anterior ou

simultânea aos máficos, claramente tardios e intersticiais aos primeiros (Fotos 5.17 e 5.18). A tipologia ou a morfologia dos zircões, segundo a classificação de (Pupin 1980 e outros), observada tanto em lâmina delgada como em lupa é idêntica em todas essas rochas e típica de granitos A ou PA, sendo completamente distinta, tanto em tipo como em tamanho, da morfologia dos zircões das rochas graníticas da SGPM. A apatita ocorre como cristais prismáticos, geralmente associados ou inclusos em biotita e anfibólio ou biotita e anfibólio, sendo raros ou ausentes cristais aciculares (agulhas) dispersos na massa quartzo feldspática, típicos das rochas graníticas híbridas máficas e félsicas aflorantes no GP e GRN. A titanita, quando presente (principalmente em rochas com anfibólio), varia em formato desde euhédrico até anédrico, estando sempre associada ou, inclusa nos máficos (Fotos 5.19 - 5.21). A flúorita é presença constante em todas as rochas graníticas convencionais do GP e do GRN, incluindo as rochas graníticas híbridas máficas e félsicas, mas é ausente nas rochas graníticas da SGPM. Ocorre geralmente associada aos minerais máficos e acessórios (Foto 5.16) , principalmente zircões, e preenchendo cavidades miarolíticas presentes principalmente nos biotita ± anfibólio monzo-sienogranitos que ocorrem ao longo da margem leste do GP.

As relações texturais entre os minerais observadas nos monzo-sienogranitos do GP e do GRN sugerem claramente, uma seqüência de início de cristalização do tipo: plagioclásio → quartzo → feldspato alcalino pertítico → zircão + apatita + allanita+ titanita + anfibólio → zircão + apatita + allanita+ titanita + anfibólio + biotita → biotita → flúorita.

A presença de cavidades miarolíticas preenchidas por flúorita e o intercrescimento granofírico entre feldspatos e quartzo, são características texturais e mineralógicas que sugerem que a cristalização dos monzo-sienogranitos do GP, GRN e do GAS tenha ocorrido sob baixas pressões (≤ 4 Kb).

5.2.2 - Granito Agudos do Sul (GAS)

O Granito Agudos do Sul (GAS) é constituído essencialmente por leucogranodioritos (Figura 5.2) de granulação fina a média e grossa e coloração principalmente rosa (Fotos 5.22 e 5.23). São constituídos por quartzo, plagioclásio (albita a oligoclásio sódico), K-feldspato (microclina, pertítica ou não), biotita e muscovita (2 a 4%) e raros cristais de granada. Os raros e principais minerais acessórios presentes nas rochas do GAS são zircão, fluorita, titanita e apatita.

Figura 5.2 - Diagrama P-Q (Debon & Lefort 1983) indicando a composição dos principais litotipos graníticos do GAS.

1- Granitos, 2- Monzogranitos, 3- Granodioritos, 4- Tonalitos, 5- Quartzo-Sienitos, 6-Quartzo-Monzonitos, 7- Quartzo-Monzodioritos, 8- Quartzo-Dioritos, 9-Sienitos, 10- monzonitos, 11- Monzodioritos/Monzogabros, 12- Dioritos/Gabros-

O plagioclásio (cor branca) ocorre como cristais menores e mais euhédricos do que o K-feldspato (cor rosa). Os interstícios entre os cristais destes feldspatos são preenchidos por cristais anédricos de quartzo que ocorre também como megacristais alcançando até 1 cm. A forte pertitização, característica comum dos monzo-sienogranitos do GP e do GRN, ocorre em intensidade bem menor nestes leucogranodioritos.

Os poucos cristais de biotita (cor marrom) são principalmente anédricos a subédricos e encontram-se intersticiais aos feldspatos e quartzo. Mostram, freqüentemente, substituições parciais a totais por muscovita. A muscovita é presença constante e marcante nos leucogranodioritos do GAS, tendo sido observada também nas rochas monzo-sienograníticas de granulação fina a média com biotita que ocorrem na porção central do GP. São cristais subédricos a anédricos, que apresentam geralmente contatos irregulares e nítidos com a biotita, sugestivos da substituição da biotita por muscovita e, são intersticiais aos feldspatos e quartzo (Foto 5.24). A muscovita ocorre ainda, freqüentemente, com cristais euhédricos a subédricos inclusos nos feldspatos. A granada ocorre raramente como cristais anédricos, isolados ou associados à biotita e à muscovita.

A titanita ocorre geralmente associada à biotita e à muscovita. A fluorita ocorre junto aos raros máficos ou preenchendo cavidades miarolíticas presentes em algumas rochas do GAS. O zircão ocorre associado a biotita e muscovita ou incluso nestes. A tipologia ou

morfologia dos zircões das rochas do GAS é semelhante à dos zircões dos monzo-sienogranitos do GP e do GRN.

As relações texturais sugerem, da mesma forma que para os monzo-sienogranitos do GP e do GRN, a cristalização inicial dos feldspatos e quartzo e tardia da biotita, muscovita e os minerais acessórios.

A ocorrência de leucogranodioritos, a identificação da muscovita (primária ?), a presença de raros cristais de granada associados, a ausência de exsoluções significativas entre os feldspatos e, a assinatura química destes leucogranodioritos, são características que podem mascarar a tipologia granítica do GAS em relação ao GP e o GRN. As principais semelhanças texturais, mineralógicas e químicas do GAS com monzo-sienogranitos do GP e do GRN são a presença constante de fluorita, em cavidades miarolíticas ou associados aos minerais máficos, o caráter intersticial e a cristalização tardia dos máficos, a tipologia e o modo de ocorrência dos zircões (sempre associados aos máficos tardios), além da assinatura química, principalmente em alguns elementos traços, tais como Ga, Nb, Ta, Rb, e Ba. Estas características são incompatíveis também com os quartzo monzodioritos/granodioritos e leucogranodioritos com epídoto magmático da SGPM, dentro dos quais, os leucogranodioritos do GAS encontram-se alojados.

Não foram encontrados no GAS, enclaves ou xenólitos de qualquer natureza, mas ocorrem diques riolíticos com textura microporfirítica a afanítica.

5.2.3 - Rochas Gabróicas dos Granitos Palermo (GP) e Rio Negro (GRN)

As rochas gabróicas afloram expressivamente no GRN e, subordinadamente, no GP. Não foram encontradas no GAS nem na SGPM, mas estas rochas somadas às rochas graníticas híbridas máficas e félsicas, cortam os monzogranitos do GT sem que estes se envolvam na mistura, ocorrendo somente como blocos dentro das rochas híbridas.

As rochas gabróicas, predominantemente biotita-monzogabros (Figura 5.3) e, ocasionalmente biotita-gabros/monzogabros com olivina, afloram como pequenos corpos (diques descontínuos), intrusivos na direção NE e NW (GRN) e NW (GP). A sua colocação gera, expressivamente no GRN e, subordinadamente, no GP, grandes zonas de hibridez constituídas por rochas graníticas híbridas máficas e félsicas. Estas rochas gabróicas, juntamente com as rochas híbridas máficas e félsicas adjacentes, afloram em grande escala e ocupam maior parte do GRN.

Figura 5.3 - Diagrama P-Q (Debon & Lefort 1983) indicando a composição das principais rochas máficas do GP e do GRN.

1- Granitos, 2- Monzogranitos, 3- Granodioritos, 4- Tonalitos, 5- Quartzosienitos, 6- Quartzomonzonitos, 7- Quartzomonzodioritos, 8- Quartzodioritos, 9- Sienitos, 10- monzonitos, 11- Monzodioritos/Monzogabros, 12- Dioritos/Gabros-

A mistura destas intrusões de monzogabros com os monzo-sienogranitos no GP e GRN, gerou ao seu redor, uma grande variedade de rochas graníticas híbridas máficas (monzogabros/monzodioritos, quartzo monzodioritos e quartzo-monzonitos híbridos) e félsicas (quartzo monzodioritos, quartzo monzonitos e monzogranitos híbridos), transicionais para os monzo-sienogranitos do GP e GRN.

Os monzogabros apresentam geralmente coloração cinza clara a cinza escura, granulação predominantemente fina e, subordinadamente, média, sendo sempre isotrópos e raramente com textura de fluxo (Fotos 5.25 e 5.26). São constituídas por plagioclásio (andesina a labradorita), biotita (de cor marrom avermelhado), anfibólio (hornblenda ou hastingsita ?, de cor verde claro, verde oliva ou verde escuro), clinopiroxênio (augita, augita-aegirina) e ortopiroxênio (enstatita-bronzita), além de K-feldspato (pertita) e quartzo em proporções menores. Os principais minerais acessórios são zircão (+ badeleíta ?), apatita, titanita e opacos (magnetita). Apresentam em geral textura intersticial (Fotos 5.27 e 5.28) caracterizada pela cristalização desordenada e inicial de cristais euhédricos a subédricos de plagioclásio seguida de cristalização de cristais subédricos a anédricos de piroxênio, anfibólio e biotita, geralmente ocupando os espaços entre os cristais de plagioclásio ou invadindo-os.

Os cristais de plagioclásio são geralmente euhédricos a subédricos, finos e alongados, distribuídos caoticamente na rocha e sempre invadidos por cristais de piroxênio, anfibólio e biotita ou simplectitos destes máficos.

Os minerais máficos, piroxênio (predominantemente clinopiroxênio e subordinadamente ortopiroxênio), biotita, anfibólio (biotita $\geq$ anfibólio) e, raramente, olivina, ocorrem constantemente nestes gabros. Aparecem geralmente como simplectitos com crescimento desordenado de anfibólio sobre clinopiroxênio e de biotita sobre anfibólio ou biotita sobre clinopiroxênio (Fotos 5.29 e 5.30) ou como aglomerados em forma de texturas coroníticas de ortopiroxênio-clinopiroxênio-anfibólio-biotita (do núcleo para a borda). Estes minerais máficos ocupam em geral 40 a 60 % do volume destas rochas, definindo, dependendo da sua variação relativa, anfibólio-piroxênio monzogabros, biotita-anfibólio-piroxênio monzogabros ou piroxênio-biotita-anfibólio monzogabros.

A biotita é presença marcante e constante em todas as rochas gabróicas do GP e o GRN e ocorre como cristais subédricos a anédricos distribuídos caoticamente, isolados ou formando simplectitos com anfibólio e clinopiroxênio (Fotos 5.29 e 5.30) sugestivos da formação da biotita por substituição do anfibólio e do anfibólio por clinopiroxênio.

O clinopiroxênio ocorre geralmente como cristais subédricos a anédricos distribuídos, caoticamente, principalmente entre os cristais de plagioclásio, exibindo contatos irregulares e nítidos com estes ou invadindo-os, caracterizando a textura intersticial. Texturas coroníticas caracterizadas por clinopiroxênio e/ou ortopiroxênio no centro, passando gradativamente para anfibólio e biotita, nas bordas, ou simplectitos de biotita e anfibólio são freqüentes nestes gabros, e sugerem que o piroxênio tenha sofrido hidratação, formando simplectitos com anfibólio e biotita. Intercrescimentos entre ortopiroxênio (no centro) e clinopiroxênio (nas bordas) foram observados em algumas rochas, assim como, entre clinopiroxênio (augita, no centro) e augita-aegirina (nas bordas), ambos sugestivos de substituições mineralógicas tardias entre clinopiroxênios, por incorporação final de alcális.

O K-feldspato pertítico, quando presente, ocorre como cristais anédricos intersticiais ao plagioclásio, piroxênio, biotita e anfibólio. O quartzo ocorre como cristais anédricos distribuídos entre o plagioclásio e os minerais máficos em geral. A textura do quartzo ocelar manteado por máficos (piroxênio e/ou anfibólio e/ou biotita) é rara nestes monzogabros, sendo bem expressiva e típica das rochas graníticas híbridas máficas e félsicas.

A apatita ocorre principalmente como cristais euhédricos prismáticos inclusos em biotita e anfibólio e, subordinadamente, como cristais aciculares (agulhas) que cortam indiscriminadamente tanto os minerais máficos, como o plagioclásio. Este último modo de ocorrência, é raro nos monzogabros, sendo típico das rochas graníticas híbridas máficas e

félsicas. O zircão (+ badeleíta ?), presença marcante nestas rochas, ocorre geralmente como cristais prismáticos incompletos e corroídos e como cristais totalmente anédricos, com formas exóticas e indefinidas e tamanhos bastante variados e podem ocorrer orientados (Foto 5.31). Cristais euhédricos prismáticos alongados foram observados mais raramente. Estas formas cristalinas indefinidas dos cristais de zircão, distribuídos caoticamente nestas rochas, além das relações texturais destes cristais com os demais principais constituintes, sugerem resfriamento rápido e cristalização tardia deste mineral. A titanita ocorre nestes gabros, associada principalmente com biotita e anfibólio.

Associados aos biotita-monzogabros foram encontrados, principalmente no GRN, raros monzogabros com olivina. A olivina, presente nestas rochas, ocorre como cristais anédricos granulares, exibindo contatos irregulares e nítidos com plagioclásio e piroxênio. Ocorre também preservada em núcleos de cristais de piroxênio envolvidos por anfibólio e/ou biotita e em texturas coroníticas caracterizadas, do centro para a borda por olivina, clinopiroxênio e/ou ortopiroxênio, anfibólio e biotita.

5.2.4 - Rochas Graníticas Híbridas Félsicas (*Quartzo Monzodioritos, Quartzo Monzonitos e Monzogranitos híbridos*) e Máficas (*Monzogabro/Monzodioritos, Quartzo Monzodioritos e Quartzo-Monzonitos híbridos*)

As rochas graníticas híbridas máficas e félsicas (Fotos 5.32 - 5.43) afloram expressivamente no GRN e, subordinadamente, no GP, sendo ausentes no GAS e na SGPM. Ocorrem geralmente associadas aos monzogabros, transitando gradativamente para os monzo-sienogranitos do GP e do GRN.

Figura 5.4 - Diagrama P-Q (Debon & Lefort 1983) indicando a composição dos principais litotipos Graníticos híbridos máficos e félsicos do GP e do GRN.

1- Granitos, 2- Monzogranitos, 3- Granodioritos, 4- Tonalitos, 5- Quartzo Sienitos, 6-Quartzo Monzonitos, 7- Quartzo Monzodioritos, 8- Quartzo Dioritos, 9-Sienitos, 10- Monzonitos, 11- Monzodioritos/Monzogabros, 12- Dioritos/Gabros-

As rochas graníticas híbridas félsicas (Fotos 5.39 – 5.43) são quartzo monzodioritos, quartzo monzonitos a monzogranitos híbridos (Figura 5.4), composições graníticas produzidas por mistura. Possuem coloração rosa e/ou cinza claro e são inequigranulares, de granulação geralmente média a grossa e, mais raramente fina. São rochas constituídas por plagioclásio (megacristais e cristais menores), K-feldspato (mesopertitas e pertitas, megacristais e cristais menores), anfibólio, biotita e quartzo (cristais anédricos menores, fenocristais e em forma ocelar, esférico ou elipsoidal manteado por máficos). Os principais minerais acessórios são apatita acicular, titanita, zircão, allanita, fluorita e opacos. Texturas típicas de mistura de magmas são observadas com frequência, tanto na escala macroscópica como microscópica. Exemplos destas texturas são:

- Cristais esféricos e/ou elipsoidais de quartzo (quartzo ocelar) de vários tamanhos (até 1,5 cm de diâmetro), com ou sem pertita intersticial, manteados parcial ou totalmente por cristais euhédricos, subédricos e anédricos de anfibólio ou anfibólio e biotita ou simplectitos de anfibólio e biotita (Fotos 5.39 – 5.41 e 5.44 – 5.46). Esta textura do quartzo ocelar manteado por máficos é a principal textura característica das rochas graníticas híbridas máficas e félsicas aflorantes do GP e do GRN, sendo praticamente ausente nos monzo-sienogranitos e monzogabros do GP e do GRN.
- Concentrados máficos com formatos predominantemente circulares (até 2 cm de diâmetro), distribuídos caoticamente e constituídos por cristais euhédricos a anédricos de anfibólio e biotita, e por cristais de plagioclásio finos e euhédricos (Fotos 5.39 – 5.42 e Foto 5.47)
- Megacristais de K-feldspato pertítico manteados por plagioclásio ou plagioclásio manteado por K-feldspato pertítico (texturas rapakivi e anti-rapakivi produzidas por mistura, sugestão de Hibbard 1981 e 1991). (Fotos 5.42, 5.43, 5.48 e 5.49)
- Megacristais euhédricos a anédricos de plagioclásio (cor branca) e K-feldspatos (cor rosa), de até 1,5 cm, com fortes exsoluções, distribuídos caoticamente nestas rochas (Fotos 5.38 – 5.42).
- Cristais aciculares de apatita cortando indiscriminadamente todos os minerais máficos e os feldspatos (Foto 5.50). Ocorrem ainda cristais prismáticos de apatita inclusos ou associados a biotita e anfibólio.

As rochas graníticas híbridas máficas (Fotos 5.32 – 5.38) concentram-se principalmente ao redor dos corpos gabróicos e sua ocorrência denuncia a presença dos monzogabros nas adjacências. Distinguem-se de seus correspondentes félsicos, pela elevada quantidade de máficos e pela presença frequente de piroxênios (clinopiroxênio ± ortopiroxênio).

São rochas de granulação fina a grossa, constituídas principalmente por plagioclásio, anfibólio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, biotita e K-feldspato pertítico e quartzo em quantidades variáveis. O quartzo ocelar é geralmente manteado por anfibólio e biotita, além de clinopiroxênio e, subordinadamente, ortopiroxênio. Os principais minerais acessórios são, titanita, apatita, zircão (badeleíta), fluorita e opacos. O volume de máficos varia entre 20 e 45%, dependendo principalmente da distância em relação aos gabros, em cujas proximidades verifica-se um aumento na quantidade de piroxênios na matriz e nos cristais de biotita e anfibólio que envolvem o quartzo ocelar.

O quartzo ocorre principalmente sob a forma de cristais esféricos e/ou elipsoidais, com ou sem pertita intersticial e manteados principalmente por anfibólio e, biotita e piroxênio e, são distribuídos caoticamente nestas rochas. A variação em volume desta textura é a principal responsável pela ampla gama composicional verificada nestas rochas.

A biotita é presença constante nestas rochas, sendo observada sob vários arranjos texturais. Pode ocorrer como cristais euhédricos a anédricos, formando simplectitos com piroxênio e anfibólio, ou somente anfibólio, ao redor de cristais de quartzo esférico/elipsoidal, ou como fenocristais euhédricos a anédricos distribuídos caoticamente e freqüentemente associados aos máficos. Ocorrem também, por vezes, com parte coroas de ortopiroxênio-clinopiroxênio-anfibólio-biotita ao redor de quartzo ocelar.

O K-feldspato, ocorre como cristais e/ou fenocristais (até 1 cm de diâmetro) anédricos a arredondados, pertíticos envolvidos ou não por minerais máficos ou plagioclásio, distribuídos caoticamente ou, orientados numa textura ou estrutura de fluxo. O plagioclásio (oligoclásio a andesina, zonados ou não e com freqüentes exsoluções) ocorre geralmente como pequenos cristais euhédricos a anédricos e como fenocristais, distribuídos caoticamente na rocha. Ocorre também por vezes, como cristais euhédricos aprisionados com quartzo ocelar, manteados por máficos.

As principais feições e texturas resultantes de mistura de magmas encontradas freqüentemente nas rochas graníticas híbridas máficas do GP e do GRN são:

- Cristais de quartzo ocelar (esféricos ou elipsoidais), corroídos ou não por pertitas anédricas e intersticiais, manteados parcial ou totalmente por clinopiroxênio±ortopiroxênio-anfibólio-biotita ou clinopiroxênio-anfibólio com biotita (Foto 5.51). Ocorrem ainda, em algumas rochas, cristais de quartzo ocelar parcial a totalmente manteados por pertitas, sendo estas, por sua vez, manteadas por máficos. Estas texturas apresentam distribuição caótica e variam em forma (esférico ou elipsoidal) e tamanho (desde 0,2 até 1 cm). Mais raramente, o quartzo ocelar apresenta-se sob a forma de elipsóides orientados, em uma matriz na qual alinham-se preferencialmente

com cristais de anfíbólio e biotita, em rochas graníticas híbridas com estrutura de fluxo (Fotos 5.32, 5.37 e 5.46).

- Presença ocasional de cristais de zircão, biotita e/ou anfíbólio e/ou plagioclásio, aprisionados junto com o quartzo ocelar, com ou sem pertita intersticial (Foto 5.51).
- Frequente presença, em todas as rochas híbridas, de cristais aciculares de apatita, cortando indiscriminadamente todos os principais minerais, principalmente os máficos. Esta forma de ocorrência da apatita é rara ou ausente nos monzogabros e nos monzo-sienogranitos do GP e do GRN.
- Ocorrência de megacristais de K-feldspato manteado por plagioclásio (textura rapakivi não convencional produzida por mistura) e vice-versa (anti-rapakivi), com fortes exsoluções entre ambos, conforme mencionado anteriormente.
- Cristais de zircão geralmente distribuídos caoticamente, apresentando diversas formas e tamanhos tais como: prismas alongados incompletos, cristais aciculares e, sobretudo, cristais anédricos corroídos com formas indefinidas e exóticas, tal como observado nas rochas gabróicas. As relações texturais do zircão com os demais minerais sugerem cristalização tardia deste mineral. Os poucos cristais de zircão aprisionados com o quartzo ocelar, são geralmente mais euhédricos e apresentam a mesma tipologia ou morfologia observada nos monzo-sienogranitos do GP e do GRN.
- Concentrações de minerais máficos (Fotos 5.52 e 5.53), constituídas por piroxênio, anfíbólio e biotita, além do plagioclásio, são frequentes e típicos destas rochas híbridas tanto máficas como félsicas. O volume e o tipo de máficos (biotita, anfíbólio ou piroxênio) presentes nestes aglomerados, varia de acordo com a proximidade destas rochas aos monzogabros.

As texturas indicativas de mistura de magmas observadas nas rochas graníticas híbridas máficas e félsicas sugerem que rochas graníticas formadas por quartzo, K-feldspato (mesopertitas e pertitas), plagioclásio, biotita, $\pm$ anfíbólio e zircão (típicas dos monzo-sienogranitos) tenha sido invadidas, durante os estágios de cristalização, por magmas máficos cristalizando plagioclásio, piroxênio, anfíbólio e biotita (mineralogia principal dos monzogabros). Como produto desta invasão e da mistura dos componentes magmáticos félsicos e máficos, formaram-se as rochas graníticas híbridas em geral.

5.2.5 – Quartzo Monzonitos/Quartzo Sienitos “fracamente peralcalinos” do Granito Palermo

Estas rochas afloram somente no GP (região de Saltinho-PR) e são circundadas totalmente pelos monzo-sienogranitos do GP. Este tipo de rochas são ausentes no GRN. São quartzo monzonitos/quartzo sienitos (Figura 5.5) de coloração cinza a cinza-verde e granulação média a grossa (Fotos 5.54 e 5.55). Constituem-se de quartzo, K-feldspato (mesopertitas e pertitas), plagioclásio (albita-oligoclásio), biotita, anfibólio (arfvedsonita e riebeckita, cor verde e azul) e clinopiroxênio (aegirina-augita). Os minerais acessórios mais freqüentes são, zircão, fluorita, allanita, titanita e apatita.

Figura 5.5 - Diagrama P-Q (Debon & Lefort 1983) indicando a composição dos litotipos graníticos fracamente peralcalinos do GP.

1- Granitos, 2- Monzogranitos, 3- Granodioritos, 4- Tonalitos, 5- Quartzo-Sienitos, 6- Quartzo-Monzonitos, 7- Quartzo-Monzodioritos, 8- Quartzo-Dioritos, 9- Sienitos, 10- Monzonitos, 11- Monzodioritos/Monzogabros, 12- Dioritos/Gabros.

Nestas rochas, os minerais máficos anfibólio (cor verde escuro = arfvedsonita, hastingsita e cor azul = riebeckita), biotita (cor marrom escuro a marrom avermelhado) e piroxênios (aegirina-augita, aegirina) representam volumes entre 15 e 25%, sendo os teores de anfibólios e biotita são maiores do que os de clinopiroxênio. Os máficos, geralmente em aglomerados, ocorrem como cristais euhédricos (anfibólios e piroxênios), e principalmente, subédricos e anédricos (anfibólios, piroxênios e biotitas), sempre intersticiais ao quartzo e feldspatos (Fotos 5.56 e 5.57), indicando uma cristalização tardia dos máficos em geral. Simplectitos com cristais de anfibólios, biotita e piroxênio são freqüentes nestas rochas, onde os cristais de aegirina-augita são substituídos por cristais desordenados de anfibólios e biotita (Foto 5.58). Ocorrem ainda nestas rochas, cristais aciculares, ou não, de anfibólio azul (riebeckita) substituindo anfibólio verde (arfvedsonita) e, estes últimos substituindo

aegirina-augita (Fotos 5.60 – 5.61). A biotita ocorre geralmente associada com os anfibólios e piroxênio em simplectitos que sugerem a formação deste mineral por substituição de anfibólio.

Associados aos minerais máficos, principalmente biotita e anfibólio, ou inclusos nestes (e raramente em quartzo e feldspato), ocorrem zircão, fluorita, apatita, allanita, titanita e opacos. Os cristais de zircão são geralmente euhédricos a subédricos e, mais raramente, anédricos. Apresentam a mesma tipologia ou morfologia daqueles observados nos monzo-sienogranitos do GP e do GRN. Intercrescimentos granofíricos entre pertita e quartzo foram observados nestas rochas. O modo de ocorrência intersticial dos máficos associados com os acessórios tardios e o intercrescimento granofírico, observados nestes quartzo monzonitos quartzo sienitos, são características também dos adjacentes monzo-sienogranitos do GP.

Não foram observadas nestes quartzo monzonitos/quartzo sienitos do GP, texturas típicas de mistura de magmas, anteriormente mencionadas.

5.2.6 - Granito Tarumã (GT)

O Granito Tarumã (GT) aflora na porção central e sul do GRN, sendo circundado e invadido pelos monzogabros, as rochas graníticas máficas e félsicas híbridas e os monzo-sienogranitos do GRN.

O GT é constituído por biotita $\pm$ anfibólio-monzogranitos (Figura 5.6), equigranulares finos, geralmente cinzentos e eventualmente róseos (Fotos 5.62 e 5.63). Apresentam freqüentemente enclaves máficos (Foto 5.63) em formas esféricas e/ou ovaladas (elipsoidais). Os principais minerais constituintes são K-feldspato (microclina pertítica a micropertítica), quartzo, plagioclásio (albita a oligoclásio sódico), biotita e, raramente, anfibólio. Os principais minerais acessórios são zircão, allanita, titanita, apatita, magnetita e opacos. A fluorita, como nos litotipos graníticos da SGPM, é ausente.

Figura 5.6 - Diagrama Q-P (Debon & Lefort 1983) indicando a composição dos principais litotipos graníticos do GT.

1- Granitos, 2- Monzogranitos, 3- Granodioritos, 4- Tonalitos, 5- Quartzosienitos, 6- Quartzomonzonitos, 7- Quartzodioritos, 8- Sienitos, 9- Monzonitos, 10- Monzodioritos/Monzogabros, 11- Dioritos/Gabros.

O quartzo ocorre como cristais anédricos finos, inequigranulares e com rara extinção ondulante, sendo intersticial a feldspatos, biotita e hornblenda (quando presente). Os cristais de plagioclásio são geralmente euhédricos (zonados ou não) a subédricos e, ocasionalmente, anédricos, com dimensões inferiores às do K-feldspato. Os cristais de K-feldspato são geralmente subédricos a anédricos, intersticiais aos cristais de plagioclásio e biotita.

A biotita é o mineral máfico predominante no GT e ocorre geralmente como cristais lamelares euhédricos a subédricos, dispersos caoticamente na matriz destas rochas numa relação textural que não mostra intersticialidade em relação a feldspatos e quartzo (Foto 5.64). Quando presentes, os raros cristais de hornblenda estão associados à biotita formando simplectitos com formatos variados. Ocorrem núcleos de anfibólio contornados por cristais desordenados de biotita euhédricos a subédricos, sugestivos da formação da biotita por substituição de anfibólio. O caráter intersticial da biotita em relação ao quartzo e feldspatos não foi reconhecido.

As relações texturais entre os minerais constituintes das rochas do GT sugerem uma seqüência de início de cristalização do tipo plagioclásio→hornblenda→biotita→K-feldspato→quartzo. Esta seqüência é totalmente distinta da observada nos monzosienogranitos do GP e do GRN.

Ocorrem frequentemente no GT, concentrados máficos ou enclaves microgranulares máficos (na classificação de Didier & Barbarin 1991). Estes enclaves, característicos desta unidade, apresentam formas normalmente circulares e elipsoidais (Foto 5.63) e, ocasionalmente, amebóides, com dimensões entre 0,2 e 2 cm, sendo constituídos por biotita e anfibólio com granulação semelhante ou inferior à da rocha hospedeira. Microscopicamente (Foto 5.65), estes enclaves são constituídos por concentrações, sob a forma de simplectitos, de biotita e anfibólio, e por cristais de plagioclásio zonados finos e alongados. Estes enclaves representam possivelmente restitos do magma parental incorporados pelos monzogranitos do GT, ou fases minerais cumuláticas do início da cristalização destas rochas graníticas.

Nos monzogranitos do GT não ocorrem intercrescimentos granofíricos entre feldspatos e quartzo nem quartzo contornado e/ou corroído por peritita, cavidades mirolíticas preenchidas por fluorita ou máficos intersticiais (sugestivos de cristalização tardia). Estas feições são características dos monzo-sienogranitos do GRN e do GP. Também não foram observadas texturas típicas de mistura de magmas, tais como apatitas aciculares e quartzo ocelar manteado por máficos, ambos amplamente presentes nas rochas graníticas híbridas máficas e félsicas adjacentes. Este fato aliado à presença dos monzogranitos do GT como pequenos blocos incorporados por estas rochas híbridas adjacentes na região de contato, constitui forte indício do não envolvimento do GT no processo de mistura, sendo este unicamente circundado e invadido pelos monzogabros, rochas híbridas e monzo-sienogranitos do GRN.

Foto 5.1: Aspecto macroscópico dos Anfibólio-Biotita Monzo-sienogranitos. GP, amostra OM 691.

Foto 5.2: Aspecto macroscópico dos Biotita±Anfibólio Monzo-sienogranitos. GP, amostra OM 748.

Foto 5.3: Aspecto macroscópico dos Biotita±Anfibólio Monzo-sienogranitos. GP, amostra OM 740.

Foto 5.4: Aspecto macroscópico dos Biotita±Anfibólio Monzo-sienogranitos. GRN, amostra OM 589.

Foto 5.5: Aspecto macroscópico dos Biotita Monzo-sienogranitos. GP, amostra OM 649.

Foto 5.6: Aspecto macroscópico dos Biotita Leucomonzo-sienogranitos. GP, amostra OM 616.

Foto 5.7: Aspecto geral da textura xenomórfica com plagioclásio, quartzo, pertita e biotita intersticial em Biotita Monzo-sienogranitos. GP, amostra 649 (Lado maior da Foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 5.8: Aspecto geral da textura xenomórfica em Biotita±Anfibólio Monzo-sienogranitos. GRN, amostra OM 589 (Lado maior da Foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 5.9: Fenocristais de quartzo corroído por pertita com pertita, quartzo e biotita intersticiais. Biotita $\pm$ Anfibólio Monzo-sienogranitos. GRN, amostra OM 598 (Lado maior da Foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 5.10: Detalhe de cristal euhédrico de mesopertita com borda granofítica (intercrescimento de pertita e quartzo) em Monzo-sienogranito. GRN, amostra OM 589 (Lado maior da Foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 5.11: Detalhe do intercrescimento granofítico entre quartzo e pertita em Biotita $\pm$ Anfibólio Monzo-sienogranitos. GP, amostra OM 740 (Lado maior da Foto 2,8 mm Nicóis X).

Foto 5.12: Detalhe do intercrescimento granofítico entre quartzo e pertita em Biotita $\pm$ Anfibólio Monzo-sienogranitos. GP, amostra OM 748 (Lado maior da Foto 0,7 mm. Nicóis X).

Foto 5.13: Cristais euhédricos de plagioclásio com pertita intersticial em Biotita $\pm$ Anfibólio Monzo-sienogranitos. GP, amostra OM 748 (Lado maior da Foto 2,8 mm. Nicóis X).

Foto 5.14: Cristal euhédrico de plagioclásio manteado por pertita em Biotita $\pm$ Anfibólio Monzo-sienogranitos. GP, amostra OM 666 (Lado maior da Foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 5.15: Biotita intersticial ao quartzo e feldspatos em Leucomonzo-sienogranitos. GP, amostra 610 (Lado maior da Foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 5.16: Aglomerados de biotita, allanita, anfibólio e fluorita intersticiais aos cristais de quartzo e feldspato em Biotita $\pm$ Anfibólio Monzo-sienogranitos. GP, amostra OM 666 (Lado maior da Foto 2,8 mm. Nicóis //).

Foto 5.17: Detalhe da biotita intersticial ao quartzo e feldspato (canto direito inferior) com inclusão de zircão em Monzo-sienogranitos. GRN, amostra OM 589 (Lado maior da Foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 5.18: Detalhe da biotita intersticial com inclusões de zircão. Característica típica dos Monzo-sienogranitos do GP e GRN. GP, amostra OM 649 (Lado maior da Foto 0,7 mm. Nicóis X).

Foto 5.19: Aglomerados de biotita, anfibólio e titanita em Biotita $\pm$ Anfibólio Monzo-sienogranitos. GP, amostra OM 691 (Lado maior da Foto 2,8 mm. Nicóis //).

Foto 5.20: Detalhe de simplectito de biotita e anfibólio com titanita, intersticial ao quartzo e feldspato em Anfibólio $\pm$ Biotita Monzo-sienogranitos. GP, amostra OM 691 (Lado maior da Foto 2,8 mm. Nicóis X).

Foto 5.21: Biotita, anfibólio, titanita e allanita em aglomerados máficos intersticiais aos cristais de feldspato em Anfibólio±Biotita Monzo-sienogranitos. GP, amostra OM 691 (lado maior da Foto 0,7 mm. Nicóis //)

Foto 5.23 : Aspecto macroscópico dos Leucogranodioritos. GAS, amostra OM 700.

Foto 5.25: Aspecto macroscópico dos Monzogabros. GRN, amostra OM 473.

Foto 5.27: Aspecto geral da textura intersticial em Monzogabro. GRN, amostra 473 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis //).

Foto 5.22: Aspecto macroscópico dos Leucogranodioritos. GAS, amostra OM 661.

Foto 5.24: Aspecto geral da textura em Leucogranodioritos. Notar cristal de muscovita intersticial . GAS, amostra OM 700 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis X)

Foto 5.26: Aspecto macroscópico dos Gabros/Monzogabros. GP, amostra OM 426.

Foto 5.28: Aspecto geral da textura intersticial em Monzogabro. GRN, amostra 473 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 5.29: Simplectito de clinopiroxênio, biotita e anfibólio em Monzogabro. GRN, amostra 473 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis //).

Foto 5.31: Cristais de zircão anédricos de cristalização tardia e orientados em Monzogabros. GRN, amostra 473 (Lado maior da foto 1,39 mm. Nicóis //).

Foto 5.33: Aspecto macroscópico dos Quartzos Dioritos a Quartzos Monzonitos híbridos. GRN, amostra OM 642.

Foto 5.35: Aspecto Macroscópico dos Quartzos Monzodioritos híbridos. GRN, amostra OM 428.

Foto 5.30: Simplectito de clinopiroxênio e biotita± anfibólio em Monzogabros. GRN, amostra 473 (Lado maior da foto 0,7 mm. Nicóis //).

Foto 5.32: Aspecto macroscópico dos Monzogabros/Monzodioritos a Quartzos Monzodioritos híbridos, com textura de fluxo magmático. GP, amostra OM 94.

Foto 5.34 : Aspecto Macroscópico dos Monzodioritos a Quartzos Monzodioritos híbridos. GP, amostra OM 1052.

Foto 5.36: Aspecto Macroscópico dos Quartzos Monzodioritos híbridos. GRN, amostra OM 469.

Foto 5.37 : Aspecto macroscópico dos Quartzo Monzodioritos híbridos com textura ou estrutura de fluxo magmático. GRN, amostra OM 427.

Foto 5.39: Aspecto Macroscópico dos Quartzo Monzonitos híbridos. GP, amostra OM 1057.

Foto 5.41 : Aspecto Macroscópico dos Quartzo Monzodioritos a Monzogranitos híbridos. GRN, amostra OM 499.

Foto 5.43: Aspecto Macroscópico dos Anfibólio-Biotita Monzo-Sienogranitos (direita) com Quartzo Monzonitos híbridos, exibindo textura rapakivi (à esquerda - círculos. GP, amostra OM 691.

Foto 5.38 :Aspecto Macroscópico dos Quartzo Monzodioritos a Quartzo Monzonitos híbridos com textura ou estrutura de fluxo magmático. GRN, amostra OM 550.

Foto 5.40: Aspecto Macroscópico dos Quartzo Monzonitos híbridos. GP, amostra OM 118.

Foto 5.42: Aspecto Macroscópico dos Quartzo Monzonitos a Monzogranitos híbridos. GRN, amostra OM 425.

Foto 5.44: Quartzo ocelar (elipsoidal) com peritita intersticial manteado por anfibólio±biotita em Quartzo Monzodioritos híbridos. GRN, amostra OM 428 (Lado maior da Foto 5,5 mm, Nicóis //).

Foto 5.45: Quartzo ocelar (esférico) com perthita intersticial mantado por anfibólio e biotita em Quartz Monzodioritos híbridos. GRN, amostra OM 428 (Lado maior da Foto 5,5 mm, Nicóis //).

Foto 5.46: Quartzo ocelar (elipsoidal) mantado por cristais de anfibólio±biotita em Quartz Monzonites híbridos com textura ou estrutura de fluxo magmático. GP, amostra OM 427 (Lado maior da foto 5,5 mm, Nicóis //).

Foto 5.47: Concentrações máficas de biotita e anfibólio em Quartz Monzodioritos a Monzogranitos híbridos. GRN, amostra OM 499 (Lado maior da Foto 5,5 mm, Nicóis //).

Foto 5.48: Textura Anti-Rapakivi (?) produzida por mistura em Quartz Monzonites híbridos. GP, amostra OM1057 (Lado maior da Foto 5,5 mm, Nicóis X)

Foto 5.49: Detalhe da textura rapakivi (?) produzida por mistura (mesoperthita mantada por plagioclásio em Monzonogranitos híbridos). GP, amostra OM 691d (Lado maior da foto 5,5 mm, Nicóis X).

Foto 5.50: Apatita acicular em Quartz Monzodioritos híbridos. GRN, amostra OM 427 (Lado maior da Foto 0,7 mm, Nicóis X).

Foto 5.51: Quartzo ocelar com pertita intersticial manteado por clinopiroxênio e anfibólio. GRN, amostra OM 545 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 5.52: Concentrações máficas de biotita, anfibólio e clinopiroxênio em Monzogabros-Monzodioritos a Quartz Monzonitos híbridos. GP, amostra OM 94 (Lado maior da foto 5,5 mm, Nicóis //).

Foto 5.53 Concentração de anfibólio, biotita e clinopiroxênio em Monzogabros/Monzodioritos híbridos. GP, amostra OM 94 (Lado maior da foto 5,5 mm, Nicóis X).

Foto 5.54: Aspecto macroscópico geral dos Quartz Monzonites/Quartz Sienites. GP, amostra OM 656.

Foto 5.55: Aspecto macroscópico geral dos Quartz Monzonites/Quartz Sienites. GP, amostra OM 677.

Foto 5.56 : Cristais de aegerina-augita, anfibólio e biotita intersticiais às pertitas e quartzo. GP, amostra OM 656 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis //).

Foto 5.57: Detalhe dos cristais de aegerina-augita intersticiais ao quartzo e pertita em Quartzo Monzonitos/Quartzo Sienitos. GP, amostra OM 656 (Lado maior da foto 0,7 mm. Nicóis X).

Foto 5.58: Substituição da aegerina-augita por anfibólio. GP, amostra OM 677 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis //).

Foto 5.59: Simplectitos de aegerina-augita, anfibólio (verde), riebeckita (azul) e biotita. GP, amostra OM 656 (Lado maior da foto 2,8 mm. Nicóis //).

Foto 5.60: Substituição de anfibólio verde por anfibólio azul, em simplectitos com a biotita. GP, amostra OM 677 (Lado maior da foto 0,7 mm. Nicóis //).

Foto 5.61: Detalhe de simplectito da aegerina-augita, anfibólio verde substituído por anfibólio azul (riebeckita) e biotita. GP, amostra OM 677 (Lado maior da foto 0,33 mm. Nicóis //).

Foto 5.62: Aspecto macroscópico geral dos Monzogranitos. GT, amostra OM 66

Foto 5.63: Detalhe dos enclaves que ocorrem nos Monzogranitos. GT, amostra OM 504.

Foto 5.64: Biotita não intersticial aos cristais de quartzo e feldspatos em Monzogranitos. GT, amostra OM 504 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 5.65: Enclave máfico com concentrações de biotita±anfibólio e plagioclásio em Monzogranitos. GT, amostra OM 66 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis X)

5.3 - Litogeoquímica

Nesta seção apresentamos e discutimos os resultados das análises químicas efetuadas nas principais rochas do GP, GRN, GAS e do GT e, necessariamente, confrontamos com os resultados das análises químicas das rochas da SGPM, que serão apresentados também no próximo capítulo.

As rochas graníticas sem epidoto magmático (quartzo monzodioritos, quartzo monzodioritos/granodioritos e granodioritos) apresentam conteúdo em SiO_2 entre 60 e 70%, as rochas graníticas com epidoto magmático (quartzo monzodioritos, quartzo monzodioritos/granodioritos, granodioritos e leucogranodioritos) entre 60 e 75%, os monzogranitos da SGPM entre 66 e 74%, os monzogranitos do GT entre 72 e 75% os monzo-sienogranitos do GP e do GRN entre 70 e 80%, os quartzo sienitos/quartzo monzonitos do GP entre 65 e 70 %, as rochas graníticas híbridas máficas e félsicas entre 55 e 70 % e os monzogabros entre 48 e 55 %. Em função da ampla variação do SiO_2 e da variação da tipologia e dos componentes destas unidades, a SiO_2 X óxidos, traços e ETR (Figuras 5.7, 5.8 e 5.10) são os melhores diagramas para a análise da conduta e do conteúdo destes elementos nas rochas do GP, GAS, GRN, GT e, da SGPM.

As análises litoquímicas indicam (Figura 5.9 C) o caráter predominantemente metaluminoso das rochas graníticas sem e com epidoto magmático da SGPM, metaluminoso a fracamente peraluminoso dos monzogranitos da SGPM e fracamente peraluminoso dos monzogranitos do GT. Os monzo-sienogranitos do GP e do GRN e os leucogranodioritos do GAS são metaluminosos a fracamente peraluminosos (aluminosos, aluminous A-type granites, sugestão de King *et al.* 1997). Os quartzo monzonitos/quartzo sienitos do GP apresentam razões $\text{ANK}=1.0$ a 1.1 e ACNK entre 0.8 a 0.9 , distinguindo-os dos monzo-sienogranitos adjacentes do GP e são fracamente peralcalinas, conforme sugere a mineralogia destas rochas. Os monzogabros do GRN e do GP são fortemente metaluminosos e as rochas graníticas híbridas máficas e félsicas são metaluminosas apresentando razões ANK e ACNK intermediárias entre os monzogabros e os monzo-sienogranitos do GP e do GRN.

Na observação geral dos diagramas de SiO_2 X óxidos, traços e ETR (Figuras 5.7, 5.8 e 5.10) de todas as rochas graníticas desta região, exceção dos monzogabros e das rochas graníticas híbridas, nota-se uma clara diferença, (para SiO_2 65 a 80%), na maioria dos óxidos, traços e ETR, entre as rochas graníticas sem e com epidoto da SGPM, monzogranitos da SGPM, monzogranitos do GT, leucogranodioritos do GAS, monzo-sienogranitos do GP e do GRN e, quartzo monzonitos/quartzo sienitos do GP. A diferença

torna-se bem mais evidente principalmente no conteúdo e na conduta da maioria dos elementos traços como Ba, Rb, Sr, Ga, Ta, Nb, Hf, Zr, Y, Th e U e ETRL e ETRP.

As rochas graníticas com epídoto magmático da SGPM compõem a suite granítica mais expandida da região. As rochas graníticas com e sem epídoto magmático da SGPM são as rochas mais ricas em Ba (2000-1000 ppm) e Sr (2000-1000 ppm) e as mais pobres em Rb (50-100 ppm) e apresentam características bem distintas em relação à todas as rochas graníticas desta região. (Figura 5.8 A, B e C e Figura 5.9 E, F e G). Entre estes elementos, somente o Ba com valores similares ou relativamente mais altos são apresentados pelos monzogranitos da SGPM e monzogranitos do GT. Estes últimos apresentam mais alto Rb e mais baixo Sr em relação as rochas com e sem epídoto magmático da SGPM.

Entre os monzogranitos do GT ($\text{SiO}_2 = 71-75\%$), monzogranitos da SGPM (somente os com $\text{SiO}_2 = 71-74\%$) e os monzo-sienogranitos do GP e do GRN ($\text{SiO}_2 = 70-80\%$), os dados litoquímicos mostram, claras diferenças na maioria dos óxidos (Figura 5.7), e principalmente traços (Figura 5.8) e ETR (Figura 5.10). Os monzo-sienogranitos do GP e GRN são claramente bem mais enriquecidos em Rb, Ga, Nb, Hf, Zr, Th, U, Y e ETRP e bem mais empobrecidos em principalmente Al_2O_3 , CaO, MgO, Sr, Ba e Eu. Os monzogranitos do GT, mesmo circundados pelos monzogabros, as rochas graníticas híbridas e monzo-sienogranitos do GRN, apresentam características químicas (Figuras 5.7, 5.8 e 5.10) distintas das rochas graníticas sem e com epídoto magmático da SGPM e dos adjacentes monzo-sienogranitos do GRN e, são muito semelhantes aos monzogranitos (os com $\text{SiO}_2 = 71-74\%$) da SGPM. Os monzogranitos do GT apresentam perfil de ETR (Figura 5.11 F) caracterizado pelo relativo enriquecimento em ETRP ($\text{Yb}_N = 7-10$) e forte fracionamento e enriquecimento em ETRL ($\text{La}_N = 200-300$), com aparecimento de fraca anomalia negativa de Eu. Este perfil é similar ao apresentado pelos monzogranitos ($\text{SiO}_2 > 70\%$) da SGPM (Figura 5.11 G).

Entre os monzo-sienogranitos (SiO_2 entre 70 e 80 %), com anfibólio e biotita e biotita $\pm$ anfibólio do GP e do GRN, observa-se tendências de correlações negativas e positivas, com SiO_2 . As tendências de correlações negativas são definidas pela gradativa diminuição e empobrecimento em TiO_2 , MnO, Al_2O_3 , CaO, Fe_2O_3 , MgO, K_2O , $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (Figura 5.7) e, Sr, Ba, Hf, Zr, Sc (Figura 5.8), ETRL e Eu (Figura 5.10). As correlações positivas são observadas em Rb, Rb/Sr, Ga, Ta(?) e Nb e Th. Comportamentos indefinidos com valores constantes ou não, em relação ao aumento da sílica, são observados em Na_2O , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, Th, U, Y e ETRP. Estas condutas e conteúdos destes elementos neste tipo de rochas sugerem atuação de fases minerais como feldspatos e acessórios (allanita, zircão e titanita) durante a cristalização fracionada destas rochas cogenéticas. O decréscimo de Zr e

Hf e aumento de Th e U indicam que o zircão é fase participativa no processo de fracionamento de minerais durante o processo de cristalização destas rochas. O aumento de Nb sugere fracionamento de titanita e o aumento do Ga com o decréscimo de Al_2O_3 , Ca, Ba, Sr e Eu indicam fracionamento de feldspatos alcalinos e retenção de plagioclásio mais cálcico. A retenção do ortopiroxênio e plagioclásio mais cálcico no resíduo, em baixas pressões ao redor de 4 Kbar, provoca o aumento da razão Ga/Al neste tipo de rochas.

As características mineralógicas (presença de flúorita, máficos intersticiais e tardios, forte pertitização, tipologia e cristalização tardia dos zircões nestas rochas, sequência de cristalização mencionada) e químicas (enriquecimento em Rb, Ga, Ta, Nb, Hf, Zr, Th, U, Y e ETR (principalmente ETRP) e empobrecimento em Al_2O_3 , CaO, MgO, Sr, Ba e Eu indicam claramente que os monzo-sienogranitos do GP e do GRN são rochas graníticas tipicamente representativas da tipologia A (A de Alcalinos, Anorogênicos, Anidros e aluminosos termos sugeridos por Loisele & Wones 1979, Collins *et al.* 1982 e King *et al.* 1995).

Os quartzo monzonitos/quartzo sienitos (SiO_2 65-70 %) do GP fracamente peralcalinos distinguem-se dos monzo-sienogranitos (SiO_2 = 70-80%) do GP e GRN principalmente por serem mais enriquecidas em, Na_2O , K_2O , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, Zr, Hf, Y e ETRL e ETRP e relativamente mais empobrecidas principalmente em MgO, Rb, Sr e Ba. Os monzo-sienogranitos do GRN e do GP e os quartzo monzonitos/quartzo sienitos do GP, apresentam perfil de ETR (Figura 5.11 C e D) caracterizado pelo enriquecimento em ETRP, forte enriquecimento e fracionamento em ETRL e forte empobrecimento Eu com aumento gradativo da forte anomalia negativa de Eu com o aumento da SiO_2 . Enquanto que nos monzo-sienogranitos do GP e do GRN ocorre, com aumento do SiO_2 , somente a progressiva diminuição de ETRL e progressivo aumento da anomalia negativa de Eu, nos quartzo monzonitos/quartzo sienitos ocorre o aumento de ETRL e ETRP. O aumento da anomalia negativa do Eu com aumento do SiO_2 , ou a correlação negativa do Eu com SiO_2 , são mais típicos dos monzo-sienogranitos do GP e do GRN do que os quartzo monzonitos/quartzo sienitos do GP. O progressivo empobrecimento em Al_2O_3 , CaO, Sr, Ba e Eu com o aumento gradativo da anomalia negativa do Eu, o progressivo decréscimo de K_2O e Na_2O (?) com aumento da sílica, nos quartzo monzonitos/quartzo sienitos do GP e nos monzo-sienogranitos do GP e do GRN (Figuras 5.7, 5.8 e 5.9 F e H), são fortes indícios de fracionamento do plagioclásio (retenção do plagioclásio mais cálcico no resíduo e remoção e cristalização do plagioclásio mais sódico) e feldspatos alcalinos durante o curso de cristalização destas rochas.

Os leucogranodioritos do GAS ($\text{SiO}_2 = 75\%$) apresentam, em relação aos monzo-sienogranitos do GP e do GRN, claramente maior conteúdo em Na_2O e menor em K_2O , Fe_2O_3 e TiO_2 (Figuras 5.7 A, E, G e H). Os leucogranodioritos do GAS apresenta, ainda, conteúdos mais altos em Sr, Ga e U, Nb (?) e bem mais baixos em Rb, Hf, Zr, Y, ETRL e ETRP (Figuras 5.8 e 5.10). O forte empobrecimento em ETRL ($\text{La}_N=7-15$) e ETRP ($\text{Yb}_N=1-3$), é o que mais chama atenção nestes leucogranodioritos em relação aos demais granitos da região, principalmente, os monzo-sienogranitos do GP e do GRN (Figura 5.11 E e C).

Os dados mineralógicos (presença de biotita, muscovita, fluorita, e traços de granada) e litoquímicos, sugerem tratar-se de rochas com características que podem ser confundidas com os granitos tipo S (Chappel & White 1992, Chappel & White 1974, Chappel & White 1983, Harris *et al.* 1986, White & Chappel 1988, Inger & Harris 1993, Inger 1994, Lefort 1988, Sylvester 1999, e outros). O GAS é um granito tipo A com duas micas e com flúorita e traços de granada, a exemplo dos granitos tipo A mesoproterozóicos do sudoeste norte americano (Anderson 1982 e Anderson & Bender 1989) e tipo A neoproterozóicos do Cinturão Damara (Jung *et al.* 1998). A presença de flúorita em cavidades miarolíticas ou não, o alto conteúdo em Rb, Ga, Ta, Nb, Th e, o baixo conteúdo em Sr, Ba, Al_2O_3 e CaO, são características similares aos monzo-sienogranitos do GP e o GRN.

A baixa concentração dos máficos e a raridade dos acessórios (allanita e zircão) nos leucogranodioritos do GAS, devem ser os responsáveis pela assinatura química modificada, principalmente, em vários elementos traços e todos os ETR, em relação aos monzo-sienogranitos do GP e do GRN. Os poucos cristais de zircão do GAS apresentam tipologia ou morfologia idêntica a dos monzo-sienogranitos do GP e do GRN. Desta forma, os dados geológicos em geral sugerem que os leucogranodioritos do GAS, são rochas graníticas do tipo A e seguramente correlacionáveis aos monzo-sienogranitos do GP e do GRN.

As diferenças em relação às assinaturas químicas dos leucogranodioritos da SGPM que circundam os leucogranodioritos do GAS são marcantes principalmente em Al_2O_3 , TiO_2 , CaO e Na_2O (Figura 5.7), traços como Ba, Rb, Sr, Ga, Ta, Nb, Hf, Zr, Th e U (Figura 5.8) e ETR (Figura 5.10). Estas características químicas somadas às diferenças mineralógicas descartam qualquer possibilidade dos leucogranodioritos do GAS serem cogenéticos dos adjacentes leucogranodioritos da SGPM. Deve-se lembrar que foram encontrados cristais de muscovitas primárias ? nos monzo-sienogranitos de granulação fina a média da porção central do GP, porém estas rochas demonstram sem dúvida, não como o caso do GAS, claras características mineralógicas, texturais e químicas dos granitos da tipologia A da região. Lembramos que é comum a presença de raros ou poucos cristais de muscovitas em rochas graníticas tipo A metaluminosas à fracamente peraluminosas, principalmente, rochas

que possuem a biotita como o principal máfico predominante (Barbarin 1999, Anderson e Bender 1989, Jung *et al.* 1998 e outros)

As características litoquímicas apresentadas pelos monzo-sienogranitos e quartzo monzonitos/quartzo sienitos do GP, monzo-sienogranitos do GRN e pelos leucogranodioritos do GAS são semelhantes e típicas das rochas graníticas da tipologia A-PA amplamente descritas e abordadas por (Loiselle & Wones 1979, Creaser 1991, Clemens *et al.* 1986, Anderson 1981, Turner *et al.* 1992, Sylvester 1989, Anderson & Bender 1989, Whalen *et al.* 1987, Dall'Agnol *et al.* 1990 e 1994, Hogan *et al.* 1992, Ramo & Haapla 1995, Haapla & Ramo 1992 e 1999, Rogers & Greenberg 1993, Lendenberger & Collins 1996, Patino Douce 1997, Whalen *et al.* 1996, Pearce *et al.* 1984, Collins *et al.* 1982, Eby 1990, Eby 1992, King *et al.* 1995, Nédélec *et al.* 1995, Windley 1993 e outros).

Os monzogabros em geral ($\text{SiO}_2 = 48\text{-}55\%$) do GP e o GRN apresentam (Figuras 5.7, 5.8, 5.10 e 5.11) semelhantes características litoquímicas definidas, principalmente, pelo alto conteúdo em Na_2O (3 a 4 %), K_2O (1-2 %), Ba, Rb, Sr, Ga, Zr e Y e, enriquecimento em ETRL ($\text{La}_N = 100$ a 150) e ETRP ($\text{Yb}_N = 10\text{-}20$). Os monzogabros do GP são, em relação aos monzogabros do GRN, mais enriquecidos em Al_2O_3 e mais empobrecidos em Na_2O , ETRL e ETRP.

Estas características químicas dos monzogabros são semelhantes e típicas dos basaltos CFB intracontinentais ou basaltos WPB intraplaca conforme indicações (Figura 5.9 J) de Sun & McDonough (1989) e Pearce & Norry (1979).

As rochas graníticas híbridas máficas e félsicas (SiO_2 55-70%) do GP e principalmente do GRN apresentam características químicas herdadas por mistura entre os dois componentes máficos (monzogabros) e félsicos (monzo-sienogranitos). Estas características litoquímicas são indicadas pelo alto conteúdo em TiO_2 , Na_2O , CaO, K_2O , Ba, Ga, Nb, Zr, Hf, Y, Sc, V, ETRL, ETRP, baixo a médio Rb, médio Sr e baixo Al_2O_3 (Figuras 5.7, 5.8 e 5.10). O perfil de ETR (Figura 5.11 B) é caracterizado pelo enriquecimento em ETRP ($\text{Yb}_N = 20\text{-}40$) e forte enriquecimento e fracionamento de ETRL ($\text{La}_N = 100\text{-}300$) com a presença de fracas anomalias negativas de Eu que aumentam fortemente em direção aos monzo-sienogranitos, componentes félsicos da mistura. Todas estas características químicas herdadas dos seus genitores máficos e félsicos, imprimem nestas rochas graníticas híbridas máficas e félsicas, assinaturas químicas típicas de rochas graníticas da tipologia A, tais como, alto Ga, Nb, Hf, Zr, Y, ETRL e ETRP e baixo Al_2O_3 e Sr.

As correlações em óxidos, traços e ETR (Figuras 5.7, 5.8 e 5.10) entre os componentes máficos (monzogabros) e félsicos (monzo-sienogranitos) e as rochas graníticas híbridas máficas e félsicas, não sugerem um processo de cristalização fracionada,

partindo dos monzogabros e produzindo os monzo-sienogranitos mas sim, a invasão dos monzo-sienogranitos em cristalização pelos monzogabros produzindo as rochas híbridas. Desta forma, sugere-se que os monzogabros não são magmas parentais que produziram, via cristalização fracionada, os monzo-sienogranitos do GP e do GRN e os quartzo monzonitos/quartzo sienitos do GP. Caso contrário, as rochas graníticas produzidas no intervalo de SiO_2 entre 55 e 70 %, seriam rochas graníticas convencionais e não híbridas.

O conteúdo em elementos traços tais como, Rb, Y e Nb (Figura 5.12) indicam claramente que os monzo-sienogranitos do GP e o GRN, os quartzo monzonitos/quartzo sienitos do GP e as rochas graníticas híbridas máficas e félsicas do GP e do GRN são granitos intraplaca e da tipologia A e as rochas graníticas sem e com epídoto magmático da SGPM são de arcos magmáticos e da tipologia I. Os monzogranitos do GT e os monzogranitos em geral da SGPM assumem, neste diagrama (Figura 5.12), uma posição intermediária, entre as rochas graníticas sem e com epídoto magmático da SGPM e as rochas graníticas em geral do GP e GRN. Sugere-se que estes monzogranitos são sin a tardi-tectônicos (sin a tardi-colisionais) calcio-alcálinos de alto K, que registram a contínua resposta magmática da região entre a orogênia (SGPM) e a anorogênia (GP e GRN). Entre estes ambientes geotectônicos extremos, há a continuidade das respostas magmáticas formando e alojando os monzogranitos do GT em região preservada (?) da deformação (sul da ZCPT) neste período e, os monzogranitos da SGPM, alojados em região ainda sob esforços compressivos e deformação final (norte da ZCPT).

Os leucogranodioritos do GAS no diagrama da Figura 5.12 apresentam indefinição com falsas tendências de algumas amostras para os granitos tipo S, devido principalmente ao empobrecimento em Y, porém conforme as observações anteriores, trata-se de um granito tipo A, da mesma tipologia dos monzo-sienogranitos do GP e do GRN.

Figura 5.7 – Ver legenda página 70

Figura 5.7 – Ver legenda página 70

Figura 5.7 - Diagramas de variação SiO_2 X óxidos (TiO_2 , MnO , Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O e K_2O : Limites de Rickwood *et.al.* 1989, calcio-alcálinos de médio e alto K e shoshonítico) e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ para as rochas dos Granitos GP, GAS, GRN, GT e a SGPM. Valores dos óxidos em porcentagens.

Figura 5.8 – Ver legenda página 73

Figura 5.8 – Ver legenda página 73

Figura 5.8 – Ver legenda página 73

Figura 5.8 - Diagramas de variação SiO₂ X elementos traços (Rb, Sr, Ba, Ga, Ta, Nb, Hf, Zr, Th, U, Y, Sc, V, Cr e Ni) para as rochas dos Granitos GP, GAS, GRN, GT e a SGPM. Valores dos elementos traços em ppm.

Figura 5.9 – Ver legenda página 75

Figura 5.9 – Ver legenda página 75

Figura 5.9 - Diagramas ($K_2O + Na_2O-Fe_2O_3-MgO$, fonte: Irvine & Baragar 1971), $K_2O + Na_2O-Fe_2O_3-CaO$, $(Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O \times Al_2O_3 / Na_2O + K_2O)$, fonte: Maniar & Piccoli, 1989) e diagramas de variação $SiO_2 \times Rb/Sr$, $Rb \times Sr$, $Sr \times Ba$, $Sr-Rb-Ba$, $CaO \times Sr$, $SiO_2 \times Sr/Y$ e $Zr \times Zr/Y$ (Fonte Pearce & Norry, 1979) para as rochas dos Granitos GP, GAS, GRN, GT e a SGPM.

Figura 5.10 – Ver legenda página 77

Figura 5.10 – Ver legenda página 77

Figura 5.10 - Diagramas de variação SiO_2 X elementos terras raras leves (ETRL) e elementos terras raras pesados (ETRP) para as rochas dos Granitos GP, GAS, GRN, GT e a SGPM. Valores dos ETRL e ETRP em ppm.

Figura 5.11 – Ver legenda página 78

Figura 5.11 – Diagramas de elementos terras raras para as rochas dos Granitos GP, GRN, GAS e GT. Normalização ao condrito (Nakamura 1974). A) Monzogabros dos Granitos GP e GRN. B) Rochas Graníticas Híbridas Máficas e Félsicas (GP+GRN). C) Monzo-sienogranitos do GP e GRN. D) Quartzo Monzonitos - Quartzo Sienitos do GP. E) Leucogranodioritos do GAS. F) Monzogranitos do GT (SiO_2 72-73%). G) Monzogranitos da SGPM (SiO_2 72-73%).

Figura 5.12 - Diagramas Rb X Y+Nb e Nb X Y (Fonte : Pearce *et al.* 1984 e Harris *et al.* 1988) discriminantes dos principais ambientes geotectônicos produtores de rochas graníticas, aplicado para as rochas graníticas dos Granitos GP, GAS, GRN, GT e a SGPM.

Granitos de fusões supracrustais = granitos sin-colisionais, tipo S (Chappel e White 1974) incluindo os tardi e pós colisionais (tipo S) e os de ambientes extensionais formados por fusões supracrustais ou por alta assimilação e/ou contaminação crustal.

WPG = Granitos Intraplaca, típicos granitos tipo A (Chappel e White 1974) ou PA (peralcalinos), pós-tectônicos/pós-orogênicos e anorogênicos.

VAG = Granitos calcio alcalinos de baixo, médio e alto K de arcos magmáticos de margens continentais ativas, tipo I (Chappel e White 1974) incluindo os tardi a pós tectônicos/pós orogênicos associados e influenciados pela mesma fonte (componente mantélica e crustal) em zonas de subducção.

ORG = hipotéticos Granitos formados em cadeias Médio-Oceânicas, plagiogranitos, tipo M (Chappel e White 1974).

5.4 – Geocronologia

Nesta seção, são apresentados os resultados das análises geocronológicas e isotópica de U-Pb em zircões, K-Ar em biotita e anfibólio, nos principais litotipos do Granito Palermo (GP), Granito Rio Negro (GRN), Granito Agudos (GAS) e Granito Tarumã (GT).

A metodologia U-Pb em zircões foi aplicada em anfibólio-biotita monzo-sienogranito do GP, biotita ± anfibólio monzo-sienogranito do GRN e biotita-monzogabro do GRN, sendo os resultados apresentados nas Tabelas 5.1, 5.2 e 5.3. Ainda não foram concluídas as análises isotópicas U-Pb em zircões de quartzo-monzonito-quartzo-sienito, fracamente, peralcalino do GP, monzogabro do GP e biotita-monzo-sienogranito de granulação fina a média da porção central do GP.

A metodologia K-Ar foi aplicada em biotita e anfibólio dos monzo-sienogranitos do GP e do GRN, em biotita dos monzogranitos do GT e em biotita dos monzogabros do GP e GRN. Somente os resultados K-Ar concluídos são apresentados na Tabela 5.4.

A metodologia Sm-Nd em rocha total, a análise das razões Sr^{87}/Sr^{86} e O^{18} (zircão) são aplicada nos principais litotipos do GP, GRN, GAS e GT, sendo os resultados apresentados e discutidos no Capítulo 9.0, referente à Geologia Isotópica.

Os resultados isotópicos U-Pb (Tabelas 5.1 e 5.2) em zircões dos monzo-sienogranitos do GP e GRN revelaram, em diagramas concórdia U-Pb (Figuras 5.13 e 5.14), idades do intercepto superior de 593 ± 12 (± 13) Ma para os anfibólio-biotita monzo-sienogranitos do GP e $593,1 \pm 6,3$ Ma para os biotita-monzo-sienogranitos do GRN. Estas idades U-Pb em zircões ao redor de 593 Ma correspondem à formação/cristalização dos monzo-sienogranitos do GP e do GRN em geral.

Tabela 5.1 – Análises isotópicas U-Pb em zircões de anfibólio-biotita monzo-sienogranito do GP

Amostra e Frações	Pb^{207}/U^{235}	Erro	Pb^{206}/U^{238}	Erro	Rho	Pb^{207}/Pb^{206}	Erro	Pb^{206}/Pb^{204}	U (ppm)	Pb (ppm)	Peso (µg)	Idade (Ma) Pb^{207}/U^{235}	Idade (Ma) Pb^{207}/U^{235}	Idade (Ma) Pb^{206}/U^{238}
SPU777 / OM 691(M-4)	0.747651	1.06	0.0897471	0.805	0.76095	0.0604195	0.688	1022.053	87.537	9.2843	96	618	567	554
SPU 1046 / OM 691 M(-4) 2	0.601221	1.25	0.0743954	1.05	0.84655	0.058612	0.664	267.3695	187.43	18.069	85	553	478	462
SPU775 / OM 691(M-3)	0.561414	1.27	0.0687881	1.25	0.985851	0.0591928	0.213	842.0122	1567.8	127.16	109	574	452	429
SPU 1048 / OM 691 M(-2)	0.565258	0.678	0.069093	0.637	0.940356	0.0593349	0.231	643.8286	637.56	53.525	74	579	455	431
MJ 132*-OM 691 (M5)	0.37365	0.909	0.04622	0.904	0.9956			618.0607	1503.4	84.876	140	553		
MJ 132*-OM 691 (M3)	0.41563	0.912	0.05133	0.905	0.9936			740.686	1142	69.281	265	557		
MJ 132*-OM 691 (M2)	0.4748	0.91	0.05825	0.904	0.9947			838.223	1094.6	74.397	225	572		
MJ 132*-OM 691 (M1)	0.52572	0.909	0.06441	0.904	0.9946			979.8553	629.63	50.403	165	574		
MJ 132**-OM 691 (M3) 2	0.391763	0.764	0.0480651	0.717	0.939638	0.0591142	0.261	1109.455	901.55	48.954	132	571	336	303
MJ 132**-OM 691 (M5) 2	0.329851	0.895	0.040699	0.848	0.947802	0.0587805	0.286	875.2582	1201.6	56.419	102	559	290	257

* Dados retirados de Siga Jr. 1995. ** dados inéditos da mesma amostra.

Tabela 5.2 - Análises isotópicas U-Pb em zircões de biotita-monzo-sienogranito do GRN

Amostra e Frações	Pb^{207}/U^{235}	Erro	Pb^{206}/U^{238}	Erro	Rho	Pb^{207}/Pb^{206}	Erro	Pb^{206}/Pb^{204}	U (ppm)	Pb (ppm)	Peso (µg)	Idade (Ma) Pb^{207}/U^{235}	Idade (Ma) Pb^{207}/U^{235}	Idade (Ma) Pb^{206}/U^{238}
SPU772/ OM 589 (M-5)	0.712505	1.04	0.0867072	0.953	0.915212	0.0595979	0.421	592.605	193.06	19.115	71	589	546	536
SPU771 / OM 589 (M-4)	0.673747	1.74	0.0813531	1.63	0.941629	0.060065	0.584	608.6139	400.59	37.94	88	606	523	504
SPU770 / OM 589 (M-3)	0.70414	1.55	0.0864663	1.17	0.76653	0.0590623	0.997	463.3657	261.32	26.729	81	569	541	534
SPU773 / OM 589 (M 4)	0.547132	1.23	0.0665943	1.09	0.88744	0.0595873	0.567	306.5765	214.54	18.308	177	589	443	416

Figura 5.13- Diagrama Concórdia U-Pb para os zircões dos anfíbólio-biotita monzo-sienogranito do GP.

Figura 5.14- Diagrama Concórdia U-Pb para os zircões dos biotita monzo-sienogranitos do GRN.

As idades K-Ar em biotita (Tabela 5.3), das mesmas rochas datadas pela metodologia U-Pb, sugerem um resfriamento inicial em cerca de 581 ± 12 Ma para os anfibólio-biotita monzo-sienogranitos do GP (± 10 Ma após a cristalização) e tardio, ao redor de 572 ± 13 Ma, dos biotita-monzo-sienogranitos do GRN (± 20 Ma após a cristalização). A idade K-Ar de 574 ± 17 Ma em biotita dos monzogranitos do GT sugere que o resfriamento destas rochas ocorreu anterior (?) ou simultaneamente aos monzo-sienogranitos do GRN (572 ± 13 Ma). A invasão e incorporação das rochas gabróicas, graníticas híbridas máficas e félsicas e monzo-sienogranitos do GRN resultou, provavelmente, em rejuvenescimento das idades K-Ar em biotita do GT à valores similares aos monzo-sienogranitos do GRN.

Tabela 5.3 - Análises isotópicas e idades K-Ar (biotita) do litotipos do GP, GRN e GT.

Amostra	Rocha/Unidade	Mineral	K (%)	Ar ⁴⁰ Rad10 ⁻⁶	%Ar ⁴⁰ atm	Idade (M.a)
OM 691	Monzo-Sienogranito/GP	Biotita	6.4339	171.36	2.68	581 ± 13
OM 589	Monzo-Sienogranito/GRN	Biotita	6.8020	177.82	5.15	572 ± 13
OM 473	Biotita-Monzogabro/GRN	Biotita	6.9894	189.24	3.15	589 ± 16
OM 504	Monzogranito/GT	Biotita	5.6646	148.74	4.20	574 ± 17

A comparação entre as idades U-Pb em zircões e titanitas (618 - 596 Ma) e K-Ar em biotitas (607-595 Ma) dos componentes graníticos da SGPM e as idades U-Pb em zircões (~ 593 Ma) dos monzo-sienogranitos do GP e GRN indica a formação/cristalização destes últimos logo após a formação, deformação, resfriamento e estabilização tectônica da SGPM.

Ao contrário dos zircões dos monzo-sienogranitos do GP e do GRN, os cristais de zircão dos monzogabros do GP e GRN, observados em lâmina e lupa são, normalmente, prismáticos, incompletos e, principalmente, corroídos e anédricos, com diversas formas indefinidas, diversos tamanhos e ricos em inclusões minerais. Cristais anédricos, prismáticos, bipiramidais são raros. Estas formas cristalinas são típicas de cristalização tardia com resfriamento muito rápido. Quando da seleção destes cristais para a datação U-Pb escolhemos os cristais mais euhédricos possíveis com a menor quantidade de inclusões.

Os resultados isotópicos U-Pb (Tabela 5.4) obtidos em zircões de um biotita-monzogabro do GRN indicaram, em diagrama concórdia (Figura 5.15), idade do intercepto superior de 584 + 7,2/ -7,1 Ma. A inclusão da fração (M – 4) neste cálculo resulta num valor de 580 ± 17 (± 18) Ma. Estas idades são inferiores à idade K-Ar em biotita de 589 ± 16 Ma (Tabela 5.3), obtida na mesma rocha, com diferenças da ordem de 5 a 10 Ma. Mesmo com a grande diferença existente entre a alta temperatura de difusão do Pb em zircão e a baixa temperatura de difusão do Ar em biotita, a superposição de idades U-Pb em zircão e K-Ar em biotita e até anfibólio é relativamente comum em rochas ígneas, cujas histórias envolvem cristalização tardia e resfriamento rápido dos zircões. Considera-se, portanto, que a idade U-Pb em zircão ao redor de 585 Ma corresponda à formação/cristalização e resfriamento dos monzogabros do GP, após a mistura com os monzo-sienogranitos do GP e do GRN e a formação das rochas graníticas híbridas máficas e félsicas.

Tabela 5.4 - Análises isotópicas U-Pb em zircões de biotita-monzogabro do GRN

Amostra e Frações	Pb^{207}/U^{235}	Erro	Pb^{208}/U^{238}	Erro	Rho	Pb^{207}/Pb^{206}	Erro	Pb^{206}/Pb^{204}	U (ppm)	Pb (ppm)	Peso (µg)	Idade (Ma) $Pb^{207}U^{206}$	Idade (Ma) Pb^{207}/U^{235}	Idade (Ma) Pb^{206}/U^{238}
SPU787/OM 473 (M-2)	0.75084	1.22	0.0914995	1.13	0.92346	0.0595151	0.468	699.6663	170.35	23.97	101	586	569	564
SPU 766/OM 473 (M-5)	0.756711	0.967	0.0923854	0.843	0.88621	0.0594053	0.448	815.6808	413.1	56.546	99	582	572	570
SPU 1052/OM 473 (M-4)	0.674326	1.2	0.083102	1.1	0.922315	0.0588514	0.465	465.359	171.98	21.443	104	562	523	515
SPU1051/OM 473 (M-3)	0.623492	1.16	0.0760977	1.07	0.926446	0.0594234	0.438	839.0743	188.03	20.806	81.46	583	492	473

Figura 5.15 - Diagrama Concórdia U-Pb para os zircões dos monzogabros do GRN.

As idades U-Pb em zircão e K-Ar em biotita dos monzogabros do GRN, monzogranitos do GT e monzo-sienogranitos do GP e GRN indicam que a formação/cristalização e resfriamento dos primeiros ocorreu ao redor de 585 Ma, aproximadamente 10 Ma após a formação/cristalização dos monzo-sienogranitos do GP e do GRN (~ 593 Ma). A sequência de resfriamento para estas rochas é: monzogabros do GRN (~ 585 Ma), anfibólio-biotita monzo-sienogranitos do GP (581 ± 13 Ma), monzogranitos do GT (574 ± 17 Ma) e monzo-sienogranitos do GRN (572 ± 13 Ma).

Nesta investigação geocronológica a metodologia Rb-Sr (rocha total) não foi aplicada aos litotipos graníticos do GP, GRN, GAS e GT, sendo preterida a favor de U-Pb em zircões devido ao alto poder de resolução deste último. Além disto dados anteriores (ver Kaul 1997) demonstraram incertezas na obtenção de valores Rb-Sr confiáveis que indicassem, claramente, a idade de formação destas rochas. Estas incertezas devem-se principalmente à aplicação desta metodologia em rochas graníticas de alto Rb e baixo ou muito Sr, como é o caso dos leucogranodioritos do GAS, dos monzo-sienogranitos do GP e GRN e da ampla maioria das rochas da Suite Granítica Serra do Mar. Com exceção dos leucogranodioritos do GAS (Rb = 160 a 200 ppm e Sr 150 a 300 ppm) e os monzogranitos do GT (Rb = 160 a 200 ppm e Sr = 200 a 400 ppm), a maioria dos monzo-sienogranitos do GP e o GRN (SiO₂ entre 70 e 80 %) apresentam conteúdo de Rb entre 200 e 300 ppm (raramente > 300 ppm) e Sr ≤ 100 ppm. Além disso, a aplicação da metodologia Rb-Sr em rocha total, necessita de mapeamento detalhado dos principais componentes graníticos cogenéticos destas unidades.

A idade isocrônica Rb-Sr (rocha total) de 570 ± 22 Ma ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(i)} = 0,7073$) apresentada por Siga Jr. (1995) é interpretada como representativa do período de formação do Maciço Granítico Agudos do Sul. Esta isócrona é constituída por rochas da SGPM (baixo Rb e alto Sr) e por rochas do GAS (com alto Rb e baixo Sr). Considerando-se apenas as análises referentes ao GAS, obteve-se por recálculo, uma isócrona de afloramento com idade de 570 ± 42 Ma e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(i)}$ de 0,7074 (Figura 5.16) similar à obtida pelo referido autor. O recálculo para os valores obtidos em rochas graníticas do GP e do GAS por Siga Jr. (1995) e Kaul (1997), com ou sem as rochas com altas razões $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (> 40), forneceu duas isócronas (Figura 5.17) com idades de 561 ± 10 e 561 ± 13 Ma e razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(i)}$ de 0,70766 e 0,70767, respectivamente. As rochas do GAS apresentam, entre todas as rochas graníticas consideradas as mais baixas razões $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (entre 2 e 5) e não forçam a definição da razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(i)}$ que, em todas as isócronas recalculadas, está sempre entre 0,70740 e 0,70767.

Estas idades Rb-Sr entre 570 e 560 Ma são próximas das idades K-Ar em biotita dos monzo-sienogranitos do GRN, devendo representar a idade do resfriamento dos componentes graníticos destas unidades. Qualquer distúrbio envolvendo rejuvenescimento isotópico no sistema Rb-Sr deve ocorrer entre a cristalização e o resfriamento destas rochas.

Figura 5.16– Diagrama isocrônico $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ X $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (rocha total) para as rochas graníticas do GAS. Dados retirados de (Siga Jr. 1995) e recalculados.

Figura 5.17 – Diagrama isocrônico $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ X $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (rocha total) para as rochas graníticas do GP, GAS e GRN. Numero das análises Rb-Sr = 17. Dados retirados de (Siga Jr. 1995 e Kaul 1997) e recalculados.

6.0 - Suite Granítica Piên – Mandirituba (SGPM)

6.1 - Introdução

A SGPM é um terreno granítico deformado constituído por três grupos de rochas graníticas não cogenéticas entre si e dentro de cada grupo as rochas são cogenéticas. Estes três grupos são (Figura 6.1): rochas graníticas sem epídoto magmático (quartzo monzodioritos, quartzo monzodioritos/granodioritos e granodioritos, protomiloníticos a miloníticos), rochas graníticas com epídoto magmático (quartzo monzodioritos, quartzo monzodioritos/granodioritos, granodioritos e leucogranodioritos protomiloníticos a miloníticos) e, monzogranitos (protomiloníticos a miloníticos e sem epídoto magmático). Ocorrem ainda anfibolitos, denominados de anfibolito Espigão das Antas, associados com as rochas graníticas sem epídoto magmático. As rochas graníticas com epídoto magmático ocorrem na porção sudeste e central da SGPM e as rochas graníticas sem epídoto magmático e os monzogranitos ocorrem preferencialmente na porção noroeste da SGPM.

Este terreno granítico aflora desde a região de Piên-PR até os arredores da região de Mandirituba-PR, numa faixa N40-60E com largura máxima de 30 Km. Os contatos tectônicos da SGPM com o CGMA, ao norte, e com o TGAG, ao sul, são definidos respectivamente pelas zonas de cisalhamento Mandirituba-Piraquara e Piên-Tijucas (ZCPT). Ao longo da ZCPT, que representa o contato tectônico da SGPM com o TGAG, ocorre a SMUP.

Os dados petrográficos, químicos, geocronológicos e isotópicos indicam claramente a existência dentro da SGPM de três grupos principais de rochas graníticas sendo que as rochas com e sem epídoto magmático apresentam semelhantes composições graníticas (Figura 6.1). Por motivos estruturais (distintas rochas graníticas deformadas na mesma direção) e para facilitar apresentação e a compreensão dos resultados, estas rochas, mesmo sendo bem discriminados no mapa, foram agrupados segundo a mesma denominação (SGPM), devendo no futuro ser, obrigatoriamente, separadas nos três grupos mencionados.

Os componentes graníticos da SGPM em geral apresentam frequentemente megacristais de K-feldspato, plagioclásio, além de proporções variadas de anfibólio e biotita, com ou não epídoto magmático, dependendo do grupo de rochas. As rochas graníticas sem epídoto magmático apresentam geralmente maior volume de máficos (biotita e anfibólio). Os principais minerais acessórios presentes nas rochas em geral são, titanita, apatita, allanita, zircão e opacos (magnetita). Estes minerais acessórios são mais frequentes e evidentes nas

rochas graníticas (quartzo monzodioritos a granodioritos) sem epídoto magmático e nos monzogranitos. As rochas da SGPM exibem coloração cinzenta e/ou rósea e granulação média a grossa, raramente muito grossa, variando de acordo com o local de ocorrência dentro desta unidade geológica, entre não a pouco deformadas (protomiloníticas) a miloníticas e até ultramiloníticas (nomenclatura de rochas miloníticas de Sibson 1977). A foliação é em geral bem desenvolvida, com direção modal predominante N50E/69NW, caracterizada pelo estiramento e orientação de K-feldspatos, plagioclásio e quartzo, além de estiramento e orientação de biotita, anfibólio e epídoto magmático. Esta foliação é bem mais desenvolvida nas rochas graníticas sem epídoto magmático e nos monzogranitos. Independentemente do litotipo componente da SGPM, as rochas graníticas com e sem epídoto magmático, monzogranitos e os anfibolitos apresentam geralmente foliações paralelas.

As rochas graníticas com epídoto magmático apresentam uma “zonalidade normal”, destruída principalmente pela forte deformação imposta à SGPM. Esta zonalidade é definida pelo predomínio dos quartzo monzodioritos/granodioritos e granodioritos nas margens e leucogranodioritos na região central.

Não foram encontradas, em nenhum local dos afloramentos, quaisquer tipos de rochas graníticas híbridas com texturas indicativas de misturas de magmas, tais como identificadas no GRN e o GP.

Dentro dos quartzo monzodioritos com epídoto magmático ocorrem, raramente, rochas máficas com textura cumulática (autólitos, “cumulate mafic enclaves” ou “disrupted cumulate” na definição de Didier & Barbarin 1991). Estas são constituídas por cristais euhédricos de anfibólio (prismas de 1 cm de comprimento por 0,5 de largura) $\pm$ plagioclásio $\pm$ biotita e $\pm$ epídoto, com granulação semelhante ou pouco superior à da hornblenda e biotita dos hóspedes quartzo-monzodioríticos. Estas rochas representam fases cumuláticas de minerais do início da seqüência da cristalização dos quartzo monzodioritos com epídoto magmático, como a hornblenda e o plagioclásio.

Veios com concentração de megacristais de K-feldspato ocorrem associados aos quartzo monzodioritos/granodioritos com epídoto magmático.

Enclaves tipo “xenolith” (na definição de Didier & Barbarin 1991) ocorrem por vezes, nas rochas graníticas com epídoto magmático, tais como lentes de serpentinitos, xistos magnesianos e gnaisses anfibolíticos. Ocorrem ainda diques riolíticos com textura microporfirítica a afanítica alojados na direção N30W dentro dos componentes graníticos da SGPM. Estes diques félsicos apresentam assinatura química similar à dos monzo-sienogranitos do GP e do GRN.

Figura 6.1 - Diagrama P-Q (Debon & Lefort 1983) indicando a composição dos principais componentes graníticos da SGPM.

1- Granitos, 2- Monzogranitos, 3- Granodioritos, 4- Tonalitos, 5- Quartzó-Sienitos, 6- Quartzó Monzonitos, 7- Quartzó Monzodioritos, 8- Quartzó Dioritos, 9- Sienitos, 10- Monzonitos, 11- Monzodioritos/Monzogabros, 12- Dioritos/Gabros. O diagrama sugere que as rochas graníticas sem epidoto magmático são mais potássicas do que as rochas graníticas com epidoto magmático.

6.2 - Os Principais Componentes Graníticos

A SGPM é constituída por três grupos graníticos principais: rochas graníticas sem epidoto magmático (quartzó monzodioritos, quartzó monzodioritos/granodioritos e granodioritos ricos em biotita e anfibólio e sem epidoto magmático) com anfibolitos (dioritos/quartzó-dioritos) associados, monzogranitos com anfibólio±biotita e, rochas graníticas com epidoto magmático (quartzó monzodioritos, quartzó monzodioritos/granodioritos e leucogranodioritos com biotita, anfibólio e epidoto magmático). As rochas da SGPM em geral são raramente não ou pouco deformadas e geralmente deformadas, protomiloníticas a miloníticas e até ultramiloníticas.

A seguir são descritas as principais características petrográficas dos componentes graníticos da SGPM.

6.2.1 - Anfibolito Espigão das Antas (Dioritos/Quartzó-Dioritos):

Estes anfibolitos ocorrem na porção norte da SGPM, entre as rochas graníticas sem epidoto magmático e os quartzó monzodioritos/granodioritos e granodioritos com epidoto magmático da porção mediana da SGPM, apresentando contato tectônico com estas rochas adjacentes.

São rochas de coloração verde a verde escuro, granulação fina média, constituídas essencialmente por anfibólio, com raros megacristais de K-feldspato róseo, fortemente

deformados (forma sigmoidal) e orientados segundo a foliação (Foto 6.1). A foliação é caracterizada essencialmente pela forte deformação e orientação de anfibólio. Ocorrem ainda pequenas quantidades de biotita e quartzo. Os principais minerais acessórios são zircão, apatita e titanita.

Características como a presença de raros e deformados megacristais de K-feldspato, ocorrência de biotita, zircão, apatita e titanita e maior concentração de anfibólio (minerais que fazem parte da constituição mineralógica dos quartzos monzodioritos sem epidoto magmático) sugerem que estes anfibolitos representem fases minerais cumuláticas fortemente deformadas, na mesma intensidade e direção dos quartzos monzodioritos.

6.2.2 – Quartzos Monzodioritos, Quartzos Monzodioritos/Granodioritos e Granodioritos sem epidoto magmático

Estas rochas afloram principalmente na porção norte da SGPM, ao oeste do GP e, subordinadamente, na porção sul, sempre em contato tectônico com os demais componentes da SGPM. Na porção norte ocorrem intercaladas tectonicamente com os monzogranitos miloníticos, a norte e noroeste, e com os anfibolitos (espigão das Antas), a sul. Na porção sul, ocorrem a oeste das rochas com epidoto magmático apresentando contato tectônico com estas e com os monzogranitos a oeste.

Os quartzos monzodioritos, quartzos monzodioritos/granodioritos e granodioritos sem epidoto magmático (Fotos 6.2, 6.3 e 6.4) são de granulação média a grossa e coloração cinza claro a cinza escuro. Apresentam sempre megacristais de K-feldspato (cor rosa), que atingem até 1-1.5 cm. O plagioclásio é oligoclásio cálcico a andesina, possui cor branca e raramente ocorre como megacristais, alcançando normalmente 0.5-0.7 cm. Uma característica típica destas rochas é a freqüente presença de cristais de plagioclásio zonados. Ocorrem ainda quartzo e alta concentração de máficos, biotita e anfibólio sem epidoto magmático, num volume entre 20 e 30 %. Entre os máficos predomina ora o anfibólio ora a biotita, ocorrendo rochas com anfibólio±biotita e raramente biotita±anfibólio. A foliação, caracterizada pela forte orientação de feldspatos, biotita e anfibólio, é bem marcada na maioria das rochas da porção norte e em determinados domínios da porção sul, principalmente ao longo da ZCPT.

As principais diferenças entre estas rochas graníticas e aquelas com epidoto magmático são a pronunciada milonitização, a ausência de epidoto magmático, a maior presença de allanita, titanita e zircão e geralmente o maior conteúdo em biotita e anfibólio.

6.2.3 – Monzogranitos

Os biotita±anfibólio e raramente anfibólio-biotita monzogranitos (Fotos 6.5, 6.6 e 6.7) ocorrem na porção norte e sul da SGPM em contato tectônico principalmente com as rochas sem epídoto magmático da porção norte e sul da SGPM. São rochas de granulação variada fina a grossa, coloração cinza a rosa, protomiloníticas a miloníticas e ultramiloníticas. Podem conter ou não megacristais de K-feldspato (de até 1 cm) além de plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio. Não foi identificado epídoto magmático. Os principais minerais acessórios são allanita, zircão, titanita e apatita. Da mesma forma que as rochas graníticas sem epídoto magmático, observa-se nestes monzogranitos, a freqüente presença de allanita, zircão e titanita.

A concentração de minerais máficos, como biotita e ocasionalmente anfibólio, é alta (10 a 25%) estando quase sempre orientados e, ocasionalmente, formando concentrados fortemente deformados e orientados e alinhados segundo a foliação. Esta foliação, caracterizada pela orientação e pelo estiramento de feldspatos, biotita e anfibólio, é paralela à foliação observada nas rochas graníticas sem epídoto adjacentes e também nos demais componentes graníticos da SGPM.

6.2.4 – Quartzo Monzodioritos com epídoto magmático

Os biotita-anfibólio e anfibólio-biotita quartzo monzodioritos protomiloníticos a miloníticos com epídoto magmático afloram somente na porção sul da SGPM, apresentando, a leste, contato tectônico com os quartzo monzodioritos/granodioritos e leucogranodioritos com epídoto magmático cogenéticos e com as rochas da SMUP. Na porção sul, apresentam, à oeste, contato tectônico com as rochas graníticas sem epídoto magmático e os monzogranitos da SGPM.

São rochas de granulação média a grossa, coloração cinza claro, protomiloníticas a miloníticas (Foto 6.8). Constituem-se por plagioclásio (cor branca, raramente como megacristais, geralmente até 0.5-0.7 cm), quartzo, biotita, anfibólio e epídoto magmático. Podem ou não conter megacristais de K-feldspato (até 1-1.5 cm, cor rosa). Entre os máficos, predomina geralmente o anfibólio sobre a biotita ocorrendo ainda rochas com biotita ≥ anfibólio. O volume de epídoto magmático pode alcançar até 3%. Os principais minerais acessórios são zircão, titanita, apatita, allanita e opacos (magnetita). A foliação é caracterizada em geral pela orientação e estiramento de feldspatos, quartzo, biotita, anfibólio e epídoto.

6.2.5 – Quartzo Monzodioritos/Granodioritos e Granodioritos com epídoto magmático

Afloram na porção norte e sul da SGPM. Na porção sul, ocorrem ao longo da ZCPT, em contato tectônico com os quartzo monzodioritos e leucogranodioritos cogenéticos e as rochas do TGAG e da SMUP. Na porção norte, ocorrem ao norte dos cogenéticos leucogranodioritos, em contato tectônico com o anfibolito Espigão das Antas e rochas graníticas sem epídoto magmático. Apresentam relação intrusiva com o GRN e o GP.

São rochas de granulação média a grossa, coloração cinza claro a rosa, protomiloníticas a miloníticas. Contêm freqüentemente megacristais (até 1 cm) de K-feldspato (cor rosa), quartzo, plagioclásio (oligoclásio), anfibólio, biotita e epídoto magmático (Fotos 6.9 – 6.12). O volume dos máficos varia entre 10 e 20 %, predominando ora anfibólio, ora biotita ou ambos em proporções iguais. O epídoto magmático é presença constante em, podendo alcançar até 3% do volume total, principalmente quando predomina a biotita na rocha. Em todas as rochas com epídoto magmático, quando maior a quantidade da biotita, maior é a quantidade e a presença do epídoto. Os principais minerais acessórios são zircão, allanita, apatita, titanita e opacos (magnetita).

A foliação, dependendo do local, é incipiente a forte, sendo caracterizada pela orientação de biotita, anfibólio, epídoto e pelo estiramento e orientação de quartzo e feldspatos.

6.2.6 – Leucogranodioritos com epídoto magmático

São os termos graníticos mais fracionados e finais das rochas graníticas com epídoto magmático. Afloram principalmente na porção central, entre o GRN e o GP e, na porção sul, onde intercalam-se tectonicamente, próximo a ZCPT, com os quartzo monzodioritos/granodioritos e granodioritos com epídoto magmático cogenéticos. Na porção central, são circundados ao norte e ao sul pelos quartzo monzodioritos/granodioritos e granodioritos cogenéticos, caracterizado, neste trecho, a “zonalidade normal” observada neste grupo de rochas graníticas.

Estes leucogranodioritos (Foto 6.13) apresentam granulação média a grossa, coloração rosa a cinza claro, sendo geralmente protomiloníticos a miloníticos. São constituídos por K-feldspato (megacristais de até 1.5 cm e cristais menores dispersos na matriz), plagioclásio, quartzo (até 1.5 cm, típico dos leucogranodioritos), biotita, anfibólio e epídoto magmático. Os principais minerais acessórios são zircão, apatita, allanita, titanita e magnetita. A flúorita é ausente nestas e nas demais rochas graníticas da SGPM. O volume dos máficos (anfibólio, biotita e epídoto) é baixo (entre 3 e 5 %) podendo alcançar por vezes 7%. Predomina ora biotita ± anfibólio (afloramentos a W e SW) e ora anfibólio ≥ biotita

(afloramentos a NE e porção central). O epídoto magmático, mesmo sendo mais corroído e anédrico e em menor volume, é presença constante nestas rochas.

A foliação, dependendo do local, é ausente ou incipiente a moderada sendo bem marcante na região típica de afloramento destas rochas (Serra Piador-Cabral) e em locais ao longo da ZCPT. Na Serra Piador-Cabral ocorrem leucogranodioritos com alta quantidade de megacristais de quartzo (até 1.5 cm), K-feldspato e plagioclásio, praticamente sem máficos e forte foliação milonítica.

6.3 - Características Petrográficas Microscópicas dos Componentes Graníticos

Os principais minerais constituintes dos litotipos em geral da SGPM são, K-feldspato (geralmente microclina/ pertítica a micropertítica), plagioclásio (oligoclásio sódico a oligoclásio cálcico), quartzo, biotita, hornblenda com ou sem epídoto magmático. Os principais minerais acessórios são, zircão, titanita, allanita, apatita e opacos (magnetita).

Mineralogicamente, os quartzo monzodioritos, quartzo monzodioritos/granodioritos e granodioritos sem epídoto magmático e os monzogranitos destacam-se, em relação aos quartzo monzodioritos, quartzo monzodioritos/granodioritos, granodioritos e leucogranodioritos com epídoto magmático, pelo maior conteúdo em biotita, anfibólio e minerais acessórios, tais como zircão, allanita e titanita.

O K-feldspato (cor rosa) ocorre principalmente como megacristais subédricos a anédricos (deformados) e euhédricos (quando pouco deformados, mesmo em matriz deformada). Os cristais de plagioclásio (cor branca) são geralmente euhédricos a subédricos com granulação geralmente inferior à do K-feldspato (< 1 cm de comprimento). Ocorrem raramente como megacristais e geralmente como cristais menores dispersos na matriz. Os cristais de plagioclásio das rochas graníticas sem epídoto magmático distinguem-se em relação as rochas graníticas com epídoto magmático por apresentarem freqüentes zoneamentos (normal ou oscilatório) em todas as rochas constituintes deste grupo. O plagioclásio nas rochas graníticas sem epídoto magmático, apresenta composição da componente anortita de An^{23-28} (oligoclásio cálcico) e, nas rochas graníticas com epídoto magmático apresenta componente An^{16-20} (oligoclásio sódico).

Os feldspatos (K-feldspato e plagioclásio) nas rochas em geral da SGPM, encontram-se geralmente alongados e orientados segundo a foliação presente na maioria das rochas, apresentando ou não formas sigmoidais ou arredondadas (Fotos 6.14 - 6.16). Esta deformação dos feldspatos em muitas rochas, é marcada pela rotação e estiramento dos cristais, intenso fraturamento intracristalino, formação de finos subgrãos anédricos nas margens dos cristais e desenvolvimento de sombras de pressão, que alojam cristais de

quartzo, biotita e/ou anfibólio e/ou epidoto magmático. Ocorrem ainda, em várias rochas, megacristais euhédricos de K-feldspato, somente rotacionados, em matrizes extremamente deformadas, com texturas miloníticas. A formação de finos subgrãos ao longo das microfraturas intracristalinas ou contornando as bordas dos megacristais de feldspatos são produtos de recrystalizações dinâmicas que causam até o arredondamento das bordas destes cristais. A deformação intracristalina nos feldspatos é materializada por meio de trituração e ruptura dos cristais, encurvamento ou destruição das lamelas da geminação, formação de microfraturas intracristalinas com ou sem deslocamentos, bandas de deformação e forte extinção ondulante dos cristais. Ocorrem ainda, nestes feldspatos, inclusões de biotita, hornblenda, epidoto, quartzo e minerais acessórios como apatita e zircão.

Nas rochas graníticas protomiloníticas da SGPM, o quartzo é anédrico e geralmente intersticial aos feldspatos e máficos enquanto que nas rochas graníticas miloníticas, este mineral apresenta forte recrystalização e estiramento, estando orientado segundo a foliação (feição mais típica do quartzo na maioria dos granitos da SGPM). Os cristais de quartzo nas rochas miloníticas ocorrem sob a forma de sigmoides ou intercalados heterogeneamente com biotita e anfibólio (com ou sem epidoto), como níveis finos descontínuos anastomosados e orientados segundo a direção da foliação (Fotos 6.14-6.17).

A biotita é presença constante em todas as rochas graníticas com e sem epidoto magmático e nos monzogranitos. Este mineral ocorre como cristais subédricos a anédricos ou como sigmoides orientados, isolados ou associados a anfibólio. Também ocorre com anfibólio em simplectitos magmáticos deformados (sigmoides) ou não, com ou sem epidoto magmáticos e em níveis finos descontínuos e anastomosados, que envolvem cristais de feldspatos e quartzo (Fotos 6.18 – 6.22). A biotita exibe, em várias rochas, forte deformação e recrystalização de cristais euhédricos, preferencialmente nas bordas.

Nas rochas pouco deformadas e protomiloníticas com epidoto e mesmo nas rochas miloníticas, observa-se a cristalização desordenada de biotita (associada ou não a epidoto), ao longo das margens ou dentro de cristais de anfibólio, com os quais mostra contatos difusos com o anfibólio e irregulares e nítidos com o epidoto. Estas feições texturais são remanescentes do estágio magmático e resultam de reações peritéticas que cristalizam biotita (rochas graníticas sem epidoto magmático) e biotita e epidoto (rochas graníticas com epidoto magmático) por substituição do anfibólio. Admite-se desta forma que as feições texturais da passagem do anfibólio para biotita e anfibólio para biotita e epidoto são de origem magmática, sendo posteriormente deformadas. Apenas a biotita foi recrystalizada e a biotita, anfibólio e epidoto deformados pelos processos tectônicos que afetaram a SGPM. A recrystalização da biotita e forte recrystalização e estiramento de feldspatos e quartzo em

muitas rochas, são sugestivos do metamorfismo (?) de baixo grau das rochas graníticas da SGPM.

O anfibólio ocorre como cristais euhédricos prismáticos (até 0.5 cm de comprimento e 0.2 cm de largura) ou subédricos a anédricos e está geralmente associado à biotita (rochas graníticas sem epídoto) e biotita e epídoto (rochas graníticas com epídoto), em arranjos simplectíticos, sigmoides ou em níveis descontínuos e anastomosados. Nas rochas miloníticas, o anfibólio apresenta-se intensamente deformado, sendo freqüente o aparecimento de sigmoides (com biotita ou, biotita e epídoto) orientados conforme a foliação (Fotos 6.17 - 6.22).

Uma reavaliação da forma de ocorrência e das relações texturais do epídoto com os demais minerais constituintes (principalmente a biotita e o anfibólio revelaram, a origem magmática deste mineral e a existência realmente de dois grupos de rochas graníticas com e sem epídoto magmático. Os indícios petrográficos que indicam a origem magmática do epídoto nestas rochas são:

- Preservação de epídoto mantendo allanita em rochas pouco e fortemente deformadas, formando com a allanita forte zonação (feição magmática) somente nos litotipos graníticos com epídoto magmático (Fotos 6.19 e 6.23). A ausência desta textura, entretanto não exclui a origem magmática deste mineral. Os quartzos monzodioritos e granodioritos sem epídoto magmático, mesmo apresentando maior conteúdo em allanita em relação aos litotipos com epídoto magmático, não exibem esta feição.
- Nas rochas graníticas com epídoto, a presença de epídoto como cristais geralmente euhédricos a subédricos nos quartzos monzodioritos, quartzos monzodioritos/granodioritos e granodioritos, formando simplectitos com contatos difusos com o anfibólio e nítidos e irregulares com biotita (Fotos 6.25 e 6.26), enquanto nos leucogranodioritos aparece como cristais anédricos e corroídos. A falta do hábito euhedral, nas rochas graníticas deformadas, não exclui também a origem magmática deste mineral. Manteamento do epídoto por biotita e destes dois minerais por anfibólio, apresentando contatos nítidos e irregulares com a biotita e difusos com o anfibólio são sugestivos da simultânea cristalização da biotita e do epídoto por reações magmáticas do tipo plagioclásio + anfibólio + líquido = biotita + epídoto (Schmidt & Thompson 1996). Nas rochas onde a biotita predomina sobre o anfibólio o volume de epídoto é maior, sugerindo, com base nas feições texturais, sincronidade da cristalização da biotita e do epídoto por substituição do anfibólio durante o estágio magmático. As rochas graníticas miloníticas com epídoto apresentam preservação parcial da textura original do epídoto com a biotita e o anfibólio, ocorrendo sigmoides ou simplectitos deformados contendo biotita, epídoto e anfibólio (Fotos 6.19, 6.20 e 6.22 - 6.24).

- Em rochas da SGPM onde não ocorre saussuritização do plagioclásio e cloritização da biotita, o epídoto ocorre como cristais euhédricos a subédricos e anédricos, exibindo as relações texturais já descritas. Por isso, descarta-se a formação deste mineral por possíveis reações metamórficas envolvendo plagioclásio e anfibólio.
- Ausência de epídoto magmático e presença marcante de allanita nos quartzos monzodioritos a granodioritos sem epídoto magmático da porção norte e sul e nos monzogranitos da SGPM. Se a formação do epídoto estivesse relacionada à deformação e metamorfismo, sua presença seria bem mais expressiva em volume e nunca estaria ausente nestas rochas.

Discussões sobre a gênese do epídoto magmático e sua ocorrência em rochas graníticas cálcio-alcálinas, além de descrições das relações texturais com os demais minerais constituintes, implicações petrogenéticas com indicação da temperatura e, principalmente, pressão da cristalização, encontram-se em Naney (1983), Zen & Hammastrom (1984 e 1986), Moench (1986), Tulloch (1986), Zen (1988), Schmidt & Thompson (1996), Brandon et al. (1996), Sial et al. (1999) e outros. Estes trabalhos sugerem que o epídoto de origem magmática forma-se em temperaturas mínimas da ordem de 600-700 °C e pressões variáveis, entre 5 e 8 Kbar. Os referidos autores não descartam a possibilidade de cristalização, como cristais corroídos e anédricos, de epídoto magmático em rochas graníticas formadas neste intervalo de pressão e alojadas rapidamente em níveis crustais superiores (caso dos leucogranodioritos com epídoto magmático ? da SGPM).

Os minerais acessórios zircão, apatita, titanita, allanita e magnetita ocorrem como cristais principalmente euhédricos, geralmente associados ou inclusos em anfibólio e biotita e, subordinadamente, feldspatos. Sigmóides de cristais de titanita são freqüentemente observados nos quartzos monzodioritos a granodioritos sem epídoto magmático. A presença dos minerais acessórios zircão, titanita e allanita é bem mais freqüente nos quartzos monzodioritos a granodioritos sem epídoto magmático do que em seus correspondentes com epídoto magmático.

A seqüência do início da cristalização dos minerais constituintes das rochas da SGPM em geral foi extraída das relações texturais entre os minerais constituintes, principalmente a partir das rochas pouco deformadas. Esta seqüência é : plagioclásio → hornblenda (titanita, allanita, zircão) → biotita + epídoto → K-feldspatos → quartzo. Os minerais máficos (biotita, hornblenda e epídoto) e os minerais acessórios (zircão, allanita e titanita) nas rochas da SGPM fazem parte da seqüência inicial da cristalização, ao contrário das rochas graníticas do GP, GAS e GRN, onde os máficos (biotita e/ou anfibólio) e os minerais acessórios (zircão, allanita e titanita) fazem parte da seqüência final de cristalização.

Foto 6.1: Aspecto macroscópico do anfibolito (Dioritos-Quartzo Dioritos) Espigão das Antas. SGPM, amostra OM SA.

Foto 6.3: Aspecto macroscópico dos Quartz Monzodioritos/Granodioritos sem epidoto magmático. SGPM, amostra OM 409.

Foto 6.5: Aspecto macroscópico geral dos Biotita±Anfibólio Monzogranitos. SGPM, amostra OM1089.

Foto 6.7: Aspecto macroscópico geral dos Biotita±Anfibólio Monzogranitos. SGPM, amostra OM 1033.

Foto 6.2: Aspecto macroscópico dos Quartz Monzodioritos sem epidoto magmático. SGPM, amostra OM 1106.

Foto 6.4: Aspecto macroscópico dos Granodioritos sem epidoto magmático. SGPM, amostra OM 1108.

Foto 6.6: Aspecto macroscópico geral dos Biotita±Anfibólio Monzogranitos. SGPM, amostra OM 1094-19.

Foto 6.8: Aspecto macroscópico geral dos Quartz Monzodioritos com epidoto magmático. SGPM, amostra OM 180.

Foto 6.9: Aspecto macroscópico geral dos Quartzos Monzodioritos/Granodioritos com epidoto magmático. SGPM, amostra OM 629

Foto 6.11: Aspecto macroscópico geral dos Quartzos Monzodioritos/Granodioritos com epidoto magmático. SGPM, amostra OM 820.

Foto 6.13: Aspecto macroscópico geral dos Leucogranodioritos com epidoto magmático. SGPM, amostra OM 942.

Foto 6.15: Aspecto geral da textura milonítica dos Granodioritos sem epidoto magmático caracterizada pelo forte estiramento e orientação dos cristais de quartzo e anfibólio e arredondamento dos cristais de feldspato. SGPM, amostra OM 406 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 6.10: Aspecto macroscópico geral dos Quartzos Monzodioritos/Granodioritos deformados com epidoto magmático. SGPM, amostra OM 980.

Foto 6.12: Aspecto macroscópico geral dos Granodioritos com epidoto magmático. SGPM, amostra OM 705.

Foto 6.14: Plagioclásio zonado, rotacionado, arredondado com sombras de pressão preenchidas por quartzo e biotita. Granodioritos sem epidoto magmático. SGPM, amostra OM 406 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis X)

Foto 6.16: Aspecto geral da textura protomilonítica nos Granodioritos sem epidoto magmático. Notar plagioclásio zonado e deformado. SGPM, amostra OM 1108 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 6.17: Forte estiramento e orientação dos cristais de quartzo e anfibólio (sigmóides) em Granodioritos. SGPM, amostra OM 406 (Lado maior da foto 2,8 mm. Nicóis X).

Foto 6.18: Sigmóides de biotita e anfibólio e symplectitos de biotita e anfibólio em Granodioritos sem epidoto magmático. SGPM, amostra OM 406 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis //)

Foto 6.19 :Relação textural do epidoto com biotita orientados em Quartz Monzodioritos com epidoto magmático. Observar allanita manteada por epidoto. SGPM, amostra OM 180 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis //).

Foto 6.20: Sigmóide de symplectito de anfibólio, biotita e epidoto em Quartz Monzodioritos/Granodioritos com epidoto magmático deformados. SGPM, amostra OM 980 (Lado maior da foto 2,8 mm. Nicóis //).

Foto 6.21: Forte deformação e orientação da biotita, epidoto e anfibólio em Quartz Monzodioritos/Granodioritos. SGPM, amostra OM 980 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis //)

Foto 6.22: Forte deformação e orientação de biotita, anfibólio, epidoto e allanita em Quartz Monzodioritos/Granodioritos. SGPM, amostra OM 981 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis //).

Foto 6.23: Allanita manteada por epidoto e biotita (com inclusão de epidoto), orientados em Quartzo Monzodioritos/Granodioritos. SGPM, amostra OM 335 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis //).

Foto 6.24: Relação textural do epidoto com biotita, anfibólio e titanita em Quartzo Monzodiorito/Granodioritos. SGPM, amostra OM 629 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis //).

Foto 6.25: Relação textural do epidoto com biotita e anfibólio em Quartzo Monzodioritos. SGPM, amostra OM 183 (Lado maior da foto 2,8 mm. Nicóis //).

Foto 6.26 : Epidoto euhédrico manteado por biotita e anfibólio com restos de anfibólio no epidoto em Quartzo Monzodioritos. SGPM, amostra OM 183 (Lado maior da foto 0,7 mm. Nicóis //).

6.4 - Análise estrutural

A principal estrutura observada na maioria dos componentes graníticos da SGPM é uma foliação Sn protomilonítica a milonítica, com aspecto freqüentemente anastomosado e definida pela orientação preferencial de feldspatos, quartzo, biotita, anfibólio, titanita e epidoto magmático (quando presente). As foliações miloníticas concentram-se preferencialmente na direção N50E/69NW (Figura 6.2), com variações no mergulho para SE mais freqüentes na porção norte. Mergulhos NW mais suaves do que os máximos também foram observados. As variações principalmente na direção destas foliações são consequência do padrão anastomosado e da componente compressiva NW-SE (cavalgamento) do regime transpressional principal que gerou estas foliações.

Figura 6.2 - Diagrama de freqüência dos pólos da foliação tectônica Sn na SGPM. No. das Foliações 122. Sn Max. = N50E/69NW.

O paralelismo das foliações Sn da SMUP (corpos ultramáficos norte e sul) e da porção SW do TGAG com as foliações da SGPM sugerem a mesma tectônica deformadora. O desenvolvimento das foliações na SGPM estaria associado a um processo de cavalgamento/empurrão (componente compressiva de sistema transpressional regional) em regime dúctil a dúctil-rúptil de N-NW para S-SE, deformando e colocando as rochas da SGPM sobre as rochas da SMUP e estas sobre as do TGAG. As inflexões nas foliações da porção SW do TGAG, ao longo da ZCPT, transitando gradativamente para direções e mergulhos paralelos às foliações da SGPM sugerem a atuação da tectônica transpressional. Durante esta tectônica deformadora, o corpo meridional da SMUP (Campina dos Maias) foi colocado como uma "Klippe" sobre as rochas do TGAG, conforme indicam as foliações e lineações deste corpo ultramáfico, que serão apresentadas adiante.

6.5 - Litogeoquímica

Nesta seção, são apresentados, analisados e discutidos os resultados das análises químicas das rochas da SGPM (Figuras 6.3 à 6.8). Para a visualização das diferenças em relação as rochas da SGPM, os resultados das análises químicas das rochas graníticas dos Granitos GP, GAS, GRN e GT (exceto os monzogabros e as rochas graníticas híbridas do GP e GRN) são apresentados juntamente nestes diagramas. Os quartzo monzodioritos a granodioritos sem epídoto magmático apresentam valores de SiO_2 entre 60 e 70%. Os quartzo monzodioritos, granodioritos e leucogranodioritos com epídoto magmático apresentam valores de SiO_2 entre 60 e 75% e compõem uma suite granítica mais expandida do que a dos sem epídoto magmático. Os monzogranitos apresentam conteúdo em SiO_2 entre 66 e 73%.

Os diagramas de correlação SiO_2 X óxidos, traços e ETR (Figuras, 6.3, 6.4 e 6.6) mostram notáveis diferenças, para SiO_2 entre 60 e 70 %, entre as rochas graníticas com e sem epídoto magmático e destas em relação aos monzogranitos. As rochas sem epídoto magmático, neste mesmo intervalo de SiO_2 , são mais enriquecidas em TiO_2 , P_2O_5 , Fe_2O_3 , MgO , K_2O , Ba (?), Nb, (?), Hf, Zr, Th, Y, Sc, V, Cr, Ni, ETRL e ETRP, em relação as rochas com epídoto magmático. Estas rochas, por sua vez, são mais enriquecidas, em relação as rochas graníticas sem epídoto magmático, principalmente em Al_2O_3 e Na_2O , em relação as com epídoto magmático. Similares valores, para as rochas graníticas com e sem epídoto magmático são principalmente apresentados em CaO, Fe_2O_3 , Sr, Rb e Ga.

Os monzogranitos da SGPM, para SiO_2 entre 66 e 73 % apresentam (intra suite) valores distintos em relação as rochas graníticas com e sem epídoto magmático sendo mais enriquecidos em TiO_2 , P_2O_3 , K_2O , Rb, Ba (?), Ga (?), Nb, Hf, Zr, Th, Y, Rb/Sr, ETRL, Eu e ETRP e, mais empobrecidos em MnO, Na_2O e Sr (Figuras 6.3 e 6.5). Os monzogranitos (SiO_2 66 a 73%) apresentam correlação positiva com a SiO_2 em K_2O , Rb, Rb/Sr, Ga, Nb, Y, Th e ETRP e correlação negativa nos demais óxidos e traços a exemplo de Ba, Sr, Hf, Zr, Sc, V, ETRL (La e Sm) e Eu. Esta conduta e conteúdo destes elementos nos monzogranitos da SGPM são bem distintos das rochas graníticas com e sem epídoto magmático. Os monzogranitos com $\text{SiO}_2 > 70\%$ apresentam conteúdos, na grande maioria dos óxidos, traços e ETR, similares aos monzogranitos do GT, independentemente da deformação ou não destes monzogranitos e do local do alojamento.

As correlações negativas observadas na maioria dos diagramas de SiO_2 x óxidos (exceto K_2O e Na_2O), traços e terras raras, para os quartzo monzodioritos a granodioritos sem epídoto magmático, quartzo monzodioritos, granodioritos e leucogranodioritos com epídoto magmático e os monzogranitos, são compatíveis com processos de cristalização

fracionada para a formação de cada um deste grupo de rochas que compõem a SGPM. Isto é, a medida que a diferenciação e a cristalização fracionada avança, ocorre a progressiva diminuição na maioria dos óxidos (exceto K_2O e Na_2O , aumento), traços (exceto Rb, Sr? Ba? Ga?) e ETR nas rochas graníticas produzidas durante este processo.

O anfibolito Espigão das Antas ($SiO_2 = 52\%$) apresenta assinaturas químicas caracterizadas por altos valores de CaO , Fe_2O_3 , MgO , Ba, Sc, Cr e Ni e baixos valores de TiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 , Na_2O (1%), K_2O (1%), Rb (25 ppm), Sr (200 ppm), Rb/Sr (0.1), Zr (60 ppm) e ETRL (Figuras 6.3, 6.4, 6.5 e 6.6). Estas características são compatíveis com rochas anfibolíticas cumuláticas, possivelmente das rochas graníticas sem epídoto magmático.

As rochas graníticas com e sem epídoto magmático são cálcio-alcalinos de alto K_2O (2.5 a 4%) e os monzogranitos são cálcio alcalinos de mais alto K_2O (4.5 a 5%) e mais baixo Na_2O (3.5 a 4%) conforme mostrado nas figuras 6.3 J e 6.5 A. Os quartzo monzodioritos a granodioritos sem epídoto magmático apresentam maior conteúdo em K_2O e menor em Na_2O do que os quartzo monzodioritos e granodioritos com epídoto magmático e os monzogranitos maior conteúdo em K_2O e menor em Na_2O , em relação as rochas graníticas com e sem epídoto magmático (Figuras 6.3 I, J, K e L). Enquanto o Na_2O permanece constante com aumento do SiO_2 nos monzogranitos, nas rochas graníticas com e sem epídoto magmático ocorre progressivo aumento do Na_2O com aumento do SiO_2 (Figura 6.3 I).

As rochas graníticas sem epídoto magmático (quartzo monzodioritos a granodioritos) são predominantemente meta-aluminosos à fracamente peraluminosos com valor de ACNK entre 1.0 a 1.1 (Figura 6.5 B). As rochas graníticas com epídoto magmático (quartzo monzodioritos, granodioritos e leucogranodioritos) são metaluminosas. Os quartzo-monzodioritos são meta-aluminosos, com a progressiva diminuição da razão ANK e aumento da razão ACNK com aumento do SiO_2 . Os monzogranitos são meta-aluminosos a fracamente peraluminosos com valor de ACNK entre 1 e 1.1 (Figura 6.5 B).

As rochas graníticas com e sem epídoto magmático apresentam em comum baixo Rb, alto Sr, baixa razão Rb/Sr e alto Ba enquanto que os monzogranitos apresentam mais alto Rb, mais baixo Sr, mais alta razão Rb/Sr e alto Ba (Figura 6.4 A, B e C, Figura 6.5 C, D, E, F e G)

Os perfis do comportamento e do conteúdo dos elementos terras raras (ETR) na SGPM (Figura 6.7 A-F), normalizados ao condrito (Nakamura 1977), mostram padrões distintos em ETRL e ETRP entre os três grupos de rochas graníticas que compõem a SGPM. As rochas graníticas sem epídoto magmático são, para similar conteúdo de SiO_2 , mais enriquecidas em ETRL e ETRP do que as rochas com epídoto magmático,

principalmente comparando quartzo monzodioritos e granodioritos de cada grupo. Independentemente do conteúdo em ETRL e ETRP, a progressiva diminuição em ETRL e ETRP com aumento do SiO_2 é característico tanto das rochas graníticas sem epidoto magmático quanto das rochas com epidoto magmático (Figura 6.7 B-E e Figura 6.6 A-I). Os monzogranitos, para SiO_2 entre 66 e 73% apresentam, em relação as rochas graníticas com e sem epidoto magmático, maior enriquecimento e fracionamento em ETRL e ETRP com a progressiva diminuição dos ETRL e aumento de ETRP com aumento do SiO_2 e, aparecimento de anomalias negativas de Eu (Figura 6.7 G e F e Figura 6.6 A -I). O padrão em ETR apresentado pelos monzogranitos com $\text{SiO}_2 > 70\%$ da SGPM é semelhante ao apresentado pelos monzogranitos do GT.

Os leucogranodioritos ($\text{SiO}_2 > 70\%$), termos graníticos mais fracionados e finais das rochas graníticas com epidoto magmático apresentam muito baixa quantidade de acessórios (allanita, zircão e titanita) que são, os responsáveis pelo forte empobrecimento em ETRL e ETRP (Figura 6.7 E) em relação as demais rochas cogenéticas deste grupo. Nas rochas da SGPM, principalmente as com e sem epidoto magmático, a concentração de ETRL e ETRP decresce com aumento da SiO_2 (Figura 6.6 A-I), ou seja a medida que a diferenciação e cristalização fracionada prossegue com fracionamento de fases minerais acessórias que hospedam ETR. A fase mineral acessória que hospeda ETRL, observada freqüentemente nas rochas da SGPM é allanita (e titanita ?) sendo bem mais freqüente nas rochas graníticas sem epidoto magmático e nos monzogranitos justificando os padrões mais enriquecidos apresentados por estas rochas.

Os monzogranitos do GT apresentam perfis de ETR com comportamentos e conteúdos semelhantes aos monzogranitos da SGPM com $\text{SiO}_2 > 70\%$. Da mesma forma que nos monzogranitos do GT, a correlação negativa do Sr, Eu e CaO com SiO_2 (Figura 6.4 B, Figura 6.6 F e Figura 6.3 F), a progressiva diminuição do CaO, Sr, Ba e Na_2O (?) (Figura 6.3 I, 6.5 E e G) e o aparecimento de anomalias negativas de Eu (Figura 6.7 G) nos monzogranitos da SGPM sugerem, fracionamento de feldspatos e retenção progressiva de plagioclásio mais cálcico no restito, ao contrário do que ocorre nas rochas graníticas com e sem epidoto magmático da SGPM. Desta forma sugere-se, a passagem do plagioclásio da condição da remoção (rochas com e sem epidoto magmático) para a condição da retenção (monzogranitos da SGPM e do GT e tipicamente os monzo-sienogranitos do GP e GRN).

No diagrama de elementos traços Rb, Y e Nb (Figuras 6.8 A e B) discriminante dos principais ambientes geotectônicos produtores e hospedes de rochas graníticas, as rochas graníticas com e sem epidoto magmático da SGPM apresentam francas afinidades com

rochas graníticas produzidas em ambientes de arcos magmáticos, construídos em margens continentais ativas (Pearce *et al.* . 1984, Harris *et al.* . 1986, Harris *et al.* . 1988, Debon *et al.* 1986 e outros). Os monzogranitos apresentam valores mais elevados em Y, Yb e Rb em relação as rochas com e sem epídoto magmático sugerindo, da mesma forma que para os monzogranitos do GT, tratar-se de rochas graníticas cálcio-alcálinas de mais alto K, Rb, Y e Nb, transicionais entre os típicos granitos I (rochas com e sem epídoto magmático) e granitos A (monzo-sienogranitos do GP e GRN). Os monzogranitos da SGPM e do GT não apresentam as características mineralógicas e as assinaturas químicas típicas dos granitos A desta região, tais como, os monzo-sienogranitos do GP e GRN e os leucogranodioritos do GAS. Os monzogranitos da SGPM e do GT são considerados com rochas graníticas sin a tardi tectônicas ou sin a tardi orogênicas e registram a continua resposta magmática granítica, durante a mudança do cenário geotectônico da região, entre os típicos granitos I (rochas graníticas com e sem epídoto magmático) e típicos A (monzo-sienogranitos do GP e GRN e leucogranitos do GAS).

Figura 6.3 – Ver legenda página 110

Figura 6.3 – Ver legenda página 110

Figura 6.3 - Diagramas de variação SiO_2 X óxidos (TiO_2 , MnO , P_2O_5 , CaO , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O e K_2O :limites de Rickwood et al. 1989), $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$, K_2O X Na_2O e SiO_2 X $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$, para as rochas da SGPM e dos Granitos GT, GP, GAS e GRN. Valores dos óxidos em (% rocha total).

Figura 6.4 – Ver legenda página 113

Figura 6.4 – Ver legenda página 113

Figura 6.4 - Diagramas de variação SiO_2 X elementos traços (Rb, Sr, Ba, Ga, Ta, Nb, Hf, Zr, Th, U, Y, Sc, V, Cr e Ni) para as rochas da SGPM e dos Granitos GT GP, GAS e GRN. Valores dos elementos traços em ppm.

Figura 6.5 – Ver legenda página 114

Figura 6.5 – Diagramas ($K_2O + Na_2O - Fe_2O_3 - MgO$, fonte: Irvine & Baragar 1971), $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O / Al_2O_3 / Na_2O + K_2O$, fonte: Maniar & Piccoli 1989), $SiO_2 \times Rb/Sr$, $Rb \times Sr$, $Sr \times Ba$, $Sr-Ba-Rb$, $CaO \times Sr$ e $SiO_2 \times Sr/Y$ para as rochas da SGPM e dos Granitos GT, GP, GAS e GRN.

Figura 6.6 – Ver legenda página 116

Figura 6.6 - Diagramas de variação SiO_2 X elementos de terras raras leves (ETRL) e elementos terras raras pesadas (ETRP) para as rochas da SGPM e dos Granitos GT, GP, GAS e GRN. Valores de ETRL e ETRP em ppm.

Figura 6.7 – Ver legenda página 117

Figura 6.7 – Diagramas elementos terras raras para os principais litotipos graníticos da SGPM. Normalização ao condrito (Nakamura 1974). A: Anfibolito Espigão das Antas (SiO₂=51-52%). B: Quartzomonzodioritos com e sem epídoto magmático (SiO₂=60-65%). Preenchimento com linhas horizontais de cor vermelha são as rochas com epídoto magmático e preenchimento com linhas verticais de cor rosa são as rochas sem epídoto magmático. C: Quartzomonzodioritos/granodioritos com e sem epídoto magmático (SiO₂=65-70%). D: Leucogranodioritos com epídoto magmático (SiO₂=70-75%). E: Monzogranitos (SiO₂=66-69%). F: Monzogranitos (SiO₂=72-73%).

Figura 6.8 - Diagramas Rb X Y+Nb e Nb X Y (Fonte : Pearce *et al.* 1984 e Harris *et al.* 1988) discriminantes dos principais ambientes geotectônicos produtores de rochas graníticas, aplicado para as rochas graníticas da SGPM e dos Granitos GT, GP, GRN e GAS.

Granitos de fusões supracrustais = granitos sin-colisionais, tipo S (Chappel e White 1974) incluindo os tardi e pós colisionais (tipo S) e os de ambientes extensionais formados por fusões supracrustais ou por alta assimilação e/ou contaminação crustal.

WPG = Granitos Intraplaca, típicos granitos tipo A (Chappel e White 1974) ou PA (peralcalinos), pós-tectônicos/pós-orogênicos e anorogênicos.

VAG = Granitos calcio alcalinos de baixo, médio e alto K de arcos magmáticos de margens continentais ativas, tipo I (Chappel e White 1974) incluindo os tardi a pós tectônicos/pós orogênicos associados e influenciados pela mesma fonte (componente mantélica e crustal) em zonas de subducção.

ORG = hipotéticos Granitos formados em cadeias Médio-Oceânicas, plagiogranitos, tipo M (Chappel e White 1974).

6.6 - Geocronologia

Nesta seção são apresentados, analisados e discutidos os principais resultados geocronológicos obtidos nos minerais e rochas dos principais componentes graníticos da SGPM. Os métodos geocronológicos aplicados da SGPM incluem, U-Pb em zircão e titanita, Rb-Sr em rocha total e K-Ar em anfibólio e biotita.

As metodologias isotópicas Sm-Nd em rocha total, a análise das razões Sr^{87}/Sr atuais e O^{18} (zircão) são aplicados nos principais litotipos da SGPM, com os resultados apresentados e discutidos no Capítulo 9.0, referente à Geologia Isotópica.

A metodologia U-Pb em zircão e titanita foi aplicada aos principais componentes graníticos da SGPM, tais como, os quartzo monzodioritos com epídoto magmático (amostra OM 180), quartzo monzodioritos sem epídoto magmático (amostra OM 1106) quartzo monzodioritos/granodioritos sem epídoto magmático (amostra OM 409) e quartzo monzodioritos/granodioritos (OM 629) e, os leucogranodioritos (OM 933) com epídoto magmático. O objetivo da aplicação desta metodologia foi obter idades mais confiáveis e precisas nestas rochas, representativas da formação/cristalização dos principais componentes graníticos (com ou sem epídoto magmático) da SGPM. Estes resultados estão apresentados na Tabela 6.1.

Os resultados U-Pb obtidos em zircões dos quartzo monzodioritos miloníticos sem epídoto magmático da porção norte da SGPM apresentaram, em diagrama concórdia U-Pb (Figura 6.9), idade do intercepto superior de $618 \pm 14/15$ Ma. Os resultados U-Pb em titanita para os quartzo monzodioritos/granodioritos sem epídoto magmático indicaram idade próxima de 610 Ma. Quando considerados em conjunto, os resultados da titanita e das três frações de zircões fornecem idades de intercepto superior de $618 \pm 9.6/11$ Ma (Figura 6.9).

As temperaturas de difusão (T_c) do Pb em titanita situam-se entre 550 e ≥ 600 °C, atingindo até valores superiores do que 710 °C (Mezger *et al.* 1990, Mezger 1991, Tucker *et al.* 1997, Cherniack 1993 e Zhang & Scharer 1996), enquanto para o zircão estas temperaturas variam de 650 a >900 °C (Mezger 1991, Lee *et al.* 1997). Nas rochas estudadas, a similaridade ou mesmo superposição entre os valores obtidos para ambos os minerais indicam que estas representam a idade da formação/cristalização dos quartzo monzodioritos sem epídoto magmático da SGPM, que está ao redor de 618 Ma. O diagrama concórdia (Figura 6.9) destas rochas mostra que os resultados analíticos U-Pb em titanita são mais concordantes do que os resultados da fração (M -3) de zircão, mais concordante. O sistema U-Pb em titanita nesta rocha é bem menos sensível para a abertura do seu cronômetro do que o sistema U-Pb em zircão, que mostra sinais de perda de Pb radiogênico.

Tabela 6.1 - Análises isotópicas U-Pb em zircões e titanitas dos litotipos graníticos da SGPM

Litotipo e Frações	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Erro	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Erro	Rho	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁸	Erro	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	U (ppm)	Pb (ppm)	Peso (µg)	Idade (Ma) Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁸	Idade (Ma) Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Idade (Ma) Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸
Quartzo-monzodioritos sem epidoto magmático														
SPU786 / OM 1106 (M-6)	0.769826	2.34	0.0927903	2.32	0.9902	0.0601713	0.327	4321.351	453.71	45.46	135	610	580	572
SPU784 / OM 1106 (M-4)	0.790097	1.1	0.0949177	1.08	0.9848	0.0603715	0.191	1946.464	245.87	25.71	195	617	591	584
SPU783 / OM 1106 (M-3)	0.820773	1.22	0.0983095	1.19	0.98035	0.0605517	0.240	2896.334	295.76	31.71	195	623	608	604
Quartzo-monzodioritos-granodioritos sem epidoto magmático														
MJ 649* = OM 409 (M2)	0.82265	1.15	0.09832	0.984	0.8806			541.1	177.76	20.66	54.3	628		
MJ 649* = OM 409* (M-1)	0.81486	1.01	0.09774	0.938	0.939723			2762	294.56	31.36	56.8	620		
MJ 649* = OM 409* (M-2.1)	0.83409	1.05	0.1007	0.988	0.951502			1297	236.86	26.51	120			
MJ 649* = OM 409* (NM -2)	0.82243	1.07	0.0994	1.01	0.948437			2551	159.83	17.26	108	604		
MJ 649* = OM 409* (M-2.2)	0.81292	1.01	0.09804	0.938	0.939723			3257.3	182.89	19.58	134	609		
OM 409 (Titanita)	0.827812	0.681	0.0990028	0.57	0.84654	0.0606433	0.363	241.221	94.669	14.723	557	626	612	608
Quartzo-monzodioritos com epidoto magmático														
SPU768 / OM 180 (M-6)	0.943063	1.24	0.105067	0.87	0.74644	0.065099	0.825	1013.816	304.47	35.608	115	777	674	644
SPU767 / OM 180 (M-5)	0.930104	0.826	0.105240	0.74	0.907881	0.0640986	0.347	664.5186	150.45	18.104	111	745	668	645
SPU782 / OM 180 (M-3)	0.84954	0.967	0.100237	0.904	0.93651	0.0614689	0.339	475.798	158.39	18.86	82	656	624	616
SPU769 / OM 180 (M-4)	0.813481	1.02	0.0979723	0.937	0.9226	0.0602202	0.392	1134.979	386.79	42.326	54	611	604	602
SPU 1050 / OM 180 (M-6) 2	0.859409	1.07	0.099678	1.01	0.948481	0.0625316	0.338	1084.322	101.36	10.932	119.26	692	630	612
SPU 1049 / OM 180 (M-5) 2	0.790618	1.67	0.0955905	1.62	0.976132	0.059986	0.362	429.7639	89.247	9.593	79.18	603	591	588
Quartzo-monzodioritos-granodioritos com epidoto magmático														
SPU 1180 / OM 629 (M-6)	0.787827	0.997	0.0899684	0.958	0.96266	0.0635096	0.27	723.816	274.66	26.38	86.13	725	590	555
SPU781 / OM 629 (M-5)	0.728564	1.25	0.0827825	1.23	0.9798	0.0638305	0.25	2709.319	730.62	62.44	125	736	556	513
SPU780 / OM 629 (M-4)	0.709942	1.16	0.0808381	1.12	0.9652	0.063695	0.304	2492.871	800.88	66.98	80	731	545	501
SPU778 / OM 629 (M-2)	0.749608	1.43	0.0844003	1.35	0.94521	0.0644153	0.468	312.626	559.23	57.58	74	755	568	522
SPU 839 / OM 629 (Titanita)	0.80204	1.87	0.0968152	1.19	0.6402	0.0600829	1.43	269.7773	75.451	12.184	865	606	598	596
Leucogranodioritos com epidoto magmático														
SPU 1101 OM 933 (M-3)	0.774295	1.23	0.0906026	1.04	0.84988	0.0619818	0.65	363.289	156.53	16.024	91.11	673	582	559
SPU1102 OM 933 (M-2)	0.758891	2.53	0.0879936	1.64	0.64831	0.06255	1.93	606.2598	309.37	29.859	81.86	693	573	543
SPU1100 OM 933 (M-1)	0.743991	0.973	0.0846199	0.822	0.84811	0.0637667	0.515	725.823	1251.0	114.43	70.66	734	565	523

Dados retirados de Siga Jr. 1995 e Basei 2000

Figura 6.9 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões e titanita dos quartzo monzodioritos sem epidoto magmático da porção norte da SGPM.

Os resultados de zircão e titanita destes quartzo monzodioritos não apresentam, no diagrama concórdia, indicações de herança de componentes isotópicos U-Pb dos protólitos. Os zircões ou núcleos de zircões herdados (potenciais carregadores do Pb radiogênico her dado) da rocha fonte devem ter sido completamente destruídos durante os processos de formação e, provavelmente, deformação destas rochas.

Os resultados U-Pb em zircão dos quartzo monzodioritos/granodioritos miloníticos, sem epidoto magmático foram obtidos por Siga Jr. (1995) e recalculados por Basei (2000), com a adição de novos resultados em zircões desta rocha. Os resultados U-Pb em titanita são inéditos. Zircões abradados e não abradados da mesma fração de zircão não apresentaram diferenças nas razões U-Pb obtidas. Os resultados U-Pb em zircão e titanita são apresentados no diagrama concórdia (Figura 6.10) e indicaram idades do intercepto superior de 613 ± 13/14 Ma (sem titanita) e 616 (614) ± 11/12 Ma (com titanita) interpretadas

como a idade da formação/cristalização destas rochas. Frações de zircões concordantes (Figura 6.10) com idades de ± 615 Ma, 608.6 ± 4.8 Ma e 604.5 ± 4.6 Ma, também foram obtidas. Esta última idade ao redor de 605 Ma é também encontrada nos quartzo monzodioritos com epídoto magmático. A análise conjunta dos resultados U-Pb em zircão e titanita dos quartzo monzodioritos e quartzo monzodioritos/granodioritos sem epídoto magmático (cogenéticos) indicaram, em diagrama concórdia (Figura 6.11), idades do intercepto superior de $616 \pm 6/6.7$ Ma (sem titanita) e 615 ± 6.3 Ma (com titanita). Quando excluirmos os zircões concordantes dos quartzo monzodioritos/granodioritos obtemos idades de intercepto superior de 620 (618) $\pm 6/8$.

Figura 6.10 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões e titanita dos quartzo monzodioritos/granodioritos sem epídoto magmático da SGPM. As análises analíticos U-Pb em zircão desta rocha (Siga Jr. 1995) são recalculados com a adição de novas análises por (Basei 2000). Os resultados U-Pb em titanita são inéditos.

Figura 6.11 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões e titanita dos quartzos monzodioritos e quartzos monzodioritos/granodioritos sem epidoto magmático da porção norte e sul da SGPM.

As idades do intercepto superior, com ou sem titanita, para os quartzos monzodioritos/granodioritos sem epidoto magmático são relativamente mais jovens do que as obtidas para os quartzos monzodioritos sem epidoto magmático, levando-se em consideração de que os dois tipos apresentam valores próximos de erros nas idades da ordem de 10 Ma. Não há indicação de herança (Figuras 6.9 e 6.10) em nenhuma das rochas com epidoto magmático.

Os resultados obtidos para os quartzos monzodioritos e quartzos monzodioritos/granodioritos indicam o intervalo de 620-615 Ma para a formação/cristalização dos quartzos monzodioritos sem epidoto magmático e 615-610 Ma para a formação/cristalização dos seus cogenéticos quartzos monzodioritos-granodioritos.

Os resultados U-Pb obtidos em zircões nos quartzos monzodioritos protomiloníticos a miloníticos com epidoto magmático da SGPM (Figura 6.12) indicam sinais de herança em seus zircões, com idade do intercepto superior de 1650 ± 650 Ma ou 1650 ± 650 Ma e idade do intercepto inferior de 597 ± 28 Ma ou 594 ± 21 Ma. As duas frações de zircões concordantes que definem o intercepto inferior apresentam idades de 604.7 ± 4.7 Ma e $597-596$ Ma. A idade do intercepto inferior é próxima da idade K-Ar em biotita (595 ± 12 Ma, Tabela 6.2) da mesma rocha e da concordante idade U-Pb em titanita de 596.2 ± 6.7 Ma (Figura 6.13). A fração de zircão concordante, que define o intercepto inferior nesta rocha, tem idade ao redor de 605 ± 5 Ma, sendo representativa da idade da formação/cristalização

destes quartzo monzodioritos com epídoto magmático. Esta idade concordante foi obtida somente em uma única fração dos quartzo monzodioritos/granodioritos sem epídoto.

Ao contrário dos quartzo monzodioritos sem epídoto magmático, os resultados U-Pb em zircão dos quartzo monzodioritos com epídoto magmático sugerem herança de componentes isotópicos de Pb radiogênico de seus protólitos. Os indícios desta herança estão presentes na maioria das frações de zircão desta última, sugerindo a incapacidade de eliminar a memória dos componentes isotópicos paleoproterozóicos (?). O Pb radiogênico herdado foi preservado em núcleos (?) de zircões, com a cristalização de novos grãos durante sua formação, ao redor de 605 ± 5 Ma. Estes quartzo monzodioritos, componentes graníticos iniciais das rochas da SGPM com epídoto magmático, são rochas propícias a registrar herança e idade da formação/cristalização destas rochas.

Figura 6.12 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões dos quartzo monzodioritos com epídoto magmático da SGPM.

Tabela 6.2 - Análises isotópicas e idades K-Ar (biotita e anfibólio) dos principais litotipos graníticos da SGPM.

No. Amostra	Litotipo	Mineral	K (%)	Ar ⁴⁰ Rad. 10 ⁻⁶ ccSTP/G	%Ar ⁴⁰ atm	Idade M.a
OM 182-105	Quartzo –monzodiorito/epídoto	Anfibólio	1.2362	37.42	15.27	648±17
OM 414	Quartzo-monzodiorito	Anfibólio	1.3824	41.64	6.65	645±13
OM 409-649	Quartzo –monzodiorito	Anfibólio	0.9206	27.67	4.03	644±17
OM 335	Quartzo –monzodiorito a granodiorito/epídoto	Biotita	6.2630	175.58	1.93	607±13
OM 04	Quartzo –monzodiorito a granodiorito/epídoto	Biotita	6.8934	192.76	1.50	606±11
OM 416	Monzogranitos	Biotita	6.6655	183.5	3.12	598±14
OM 182	Quartzo –monzodiorito/epídoto	Biotita	6.5191	178.52	2.40	595±12
OM 1106	Quartzo –monzodiorito/epídoto	Anfibólio	0.9263	24.90	16.46	586±15

São utilizados, nestas análises K-Ar, concentrados de minerais de biotita e anfibólio entre 100 mesh (0.150 mm) e 150 mesh (0.106 mm) e raramente concentrados entre 60 mesh (0.250 mm) e 100 mesh.

Figura 6.13 - Diagrama concórdia U-Pb para titanita dos quartzo monzodioritos/granodioritos protomiloníticos com epidoto magmático da SGPM.

O resultado em uma fração de titanita dos quartzo monzodioritos/granodioritos protomiloníticos com epidoto magmático (Figura 6.13) indicou, em diagrama concórdia U-Pb, idade concordante de 596.2 ± 6.7 Ma, interpretada como a idade da cristalização deste mineral. Este resultado está dentro do intervalo de resfriamento dos quartzo monzodioritos

com epídoto magmático e dos litotipos da SGPM em geral, cogenéticos. Resultados U-Pb em 4 frações de zircões desta mesma rocha e em 3 frações de zircões dos leucogranodioritos com epídoto magmático foram testados em conjunto com os dados U-Pb em titanita e zircões concordantes dos quartzos monzodioritos cogenéticos. Os diagramas concórdia (Figuras 6.14 e 6.15) mostram, considerando-se ou não os últimos, idades do intercepto superior de 602 ± 14 Ma, 604 ± 16 Ma e 602 ± 10 Ma, respectivamente, interpretadas como o período da formação/cristalização dos quartzos monzodioritos/granodioritos e leucogranodioritos com epídoto magmático da SGPM.

Figura 6.14 - Diagrama concórdia U-Pb para titanita e zircões dos quartzos monzodioritos/granodioritos e zircões dos leucogranodioritos com epídoto magmático da SGPM.

Figura 6.15 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões dos leucogranodioritos e titanita dos quartzo monzodioritos/granodioritos com epidoto magmático da SGPM.

Nota-se que a idade discordante U-Pb em titanita (620-610 Ma) dos quartzo monzodioritos/granodioritos sem epidoto magmático é inferior à idade concordante U-Pb em titanita (596.2 ± 6.7 Ma) dos quartzo monzodioritos/granodioritos com epidoto magmático. Estas diferentes idades indicam a formação/cristalização inicial das rochas graníticas sem epidoto magmático e a formação tardia das rochas graníticas com epidoto magmático da SGPM.

Os resultados U-Pb (Figura 6.12) em zircões dos quartzo monzodioritos com epidoto magmático apresentam indicações de heranças, enquanto os resultados dos quartzo monzodioritos/granodioritos (Figuras 6.14 e 6.15) sugerem superposição de histórias de heranças e perda tardia de Pb radiogênico. Este fato torna, os últimos, imprecisos (idades $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ entre 800 e 630 Ma) para o cálculo e para a definição exata da idade da

formação/cristalização destas rochas. Uma alternativa para calcular as idades U-Pb em zircão foi acrescentar ou não os resultados U-Pb em titanita destas mesmas rochas, conforme apresentado nas (Figuras 6.14 e 6.15).

Os resultados U-Pb em zircões e titanita de todas as rochas graníticas com epídoto magmático da SGPM (Figura 6.16) sugerem que as idades entre 605 (idades dos zircões concordantes nos quartzos monzodioritos e do intercepto superior dos quartzos monzodioritos/granodioritos e leucogranodioritos) e 595 Ma (idades U-Pb em titanita e K-Ar em biotitas) representem o período da formação/cristalização, deformação e o resfriamento destas rochas.

Figura 6.16 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões e titanita dos quartzos monzodioritos, quartzos monzodioritos/granodioritos e leucogranodioritos com epídoto magmático da SGPM.

Os resultados U-Pb em zircões e titanita de todas as rochas graníticas com ou sem epídoto magmático da SGPM (Figura 6.17) indicam maior concordância e idades superiores nas rochas graníticas sem epídoto magmático em relação às rochas com epídoto magmático. As rochas graníticas com epídoto magmático apresentam indicações de heranças (quartzo monzodioritos) ou superposição de heranças com perda de Pb radiogênico (quartzo monzodioritos/granodioritos e leucogranodioritos), maior discordância e idades inferiores, registradas principalmente em zircões concordantes dos quartzos monzodioritos e em titanita dos quartzos monzodioritos/granodioritos.

Figura 6.17 - Diagrama concórdia U-Pb para os zircões e titanitas de todos os componentes graníticos, com e sem epídoto magmático, da SGPM.

Os resultados isotópicos Rb-Sr em rocha total (Harara 1996) dos quartzo monzodioritos granodioritos e leucogranodioritos com epídoto magmático da porção sul e central da SGPM revelaram uma idade isocrônica de 605 ± 24 Ma (Figura 6.18), com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0.70462. Esta idade representa a formação destas rochas.

Figura 6.18 - Diagrama Isocrônico $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ X $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (rocha total) para os quartzo monzodioritos, granodioritos e leucogranodioritos com epídoto magmático da SGPM. (Fonte: Harara 1996).

Os resultados geocronológicos K-Ar em biotita e anfibólio concluídos até o momento para os quartzos monzodioritos e quartzos monzodioritos/granodioritos com ou sem epidoto magmático e para os monzogranitos miloníticos da SGPM são apresentados na Tabela 6.2. Os dados em biotitas para os quartzos monzodioritos e granodioritos miloníticos sem epidoto magmático próximos da ZCPT e em contato tectônico com os gnaisses do TGAG estão entre 607-606 Ma, enquanto os quartzos monzodioritos protomiloníticos e miloníticos com epidoto magmático e dos monzogranitos forneceram valores entre 598 e 595 Ma.

Desta forma, as idades K-Ar em biotita dos litotipos graníticos da SGPM apresentam um intervalo de idades entre 607 e 595 Ma, que representa o período de seu resfriamento e estabilidade tectônica. Observa-se uma tendência de decréscimo (?) das idades K-Ar de S-SE para N-NW, independente do tipo e da idade da formação/cristalização (U-Pb em zircão e titanita) do componente considerado. Isto sugere que o cavalgamento de N-NW para S-SE (componente compressivo do sistema transpressional principal) ocorreu com os granitóides ainda aquecidos, sendo inicialmente resfriados os componentes graníticos da porção sul da SGPM. Coincidentemente ou não, as idades K-Ar mais antigas em biotita, ao redor de 607-606 Ma, são obtidas nos quartzos monzodioritos/granodioritos com epidoto magmático e sobrepõem às idades U-Pb em zircão e titanita obtidas nas mesmas rochas, sugerindo um curto período de tempo entre sua formação, deformação e resfriamento. Isto significa que, durante a deformação das rochas graníticas sem epidoto, entre 607 e 595 Ma, as rochas graníticas com epidoto magmático, foram neste intervalo de tempo, formadas e deformadas em um processo de cristalização e resfriamento rápido. Isto pode explicar a preservação e a presença do epidoto magmático neste grupo de rochas graníticas da SGPM.

As idades K-Ar em biotita indicam, claramente, que a deformação e a estabilidade tectônica de seus componentes graníticos ocorreu antes do início do magmatismo, máfico e félsico, Palermo e Rio Negro (idades U-Pb em zircões entre 593 e 585 Ma).

Os resultados K-Ar em anfibólio (Tabela 6.2) para os quartzos monzodioritos e quartzos monzodioritos/granodioritos com e sem epidoto magmático mais antigos (entre 648 e 644 Ma) ou mais jovens (585 Ma) do que os de U-Pb em zircões e titanitas. As idades K-Ar em anfibólio são similares, independente do grau de deformação, local da ocorrência na SGPM, granulometria dos cristais datados e da presença ou não do epidoto magmático na rocha.

A temperatura de difusão/retenção (T_c) do Pb em titanita e em outros minerais, conforme o sistema isotópico, depende do tamanho, forma e composição do cristal, dos fluidos presentes e da deformação e taxa de resfriamento regional. Esta temperatura, no caso da titanita, é da ordem de 500-550 °C, podendo alcançar até 650°C (Mezger et al.

1990, Mezger 1991 e Tucker et al. 1987), 600-630 °C (Cherniack 1993) e até 710-800 °C (Zhang and Scharer 1996). A temperatura de difusão do Ar em anfíbólio é aproximadamente de 450 ± 50 °C (Harrison 1981). Assumindo-se que as temperaturas de difusão da titanita e anfíbólio sejam próximas é difícil explicar as persistentes idades K-Ar em anfíbólio mais antigas ou mais jovens do que as idades U-Pb em titanita, tanto nas rochas da SGPM, como dentro da mesma rocha. Por serem rochas ígneas, mesmo deformadas, estas deveriam apresentar idades K-Ar em anfíbólio compatíveis com a história geológica das rochas detentoras. A incorporação ou perda de pequena ou substancial quantidade de Ar^{40} pode resultar em idades K-Ar em anfíbólio mais antigas (OM 182, OM 414 e OM 409) ou mais jovens (OM 1106) do que as idades U-Pb em zircão e titanita. O anfíbólio presente em rochas graníticas deformadas, como é o caso da SGPM, pode incorporar ou perder Ar^{40} radiogênico e fornecer idades K-Ar mais antigas ou mais jovens do que as idades U-Pb em zircão e titanita nas mesmas rochas.

Se comparadas às idades K-Ar em biotita e U-Pb em zircão e titanita, as idades K-Ar em anfíbólio obtidas na SGPM são questionáveis e não tem significado geológico dentro da história geocronológica da unidade. A melhor solução para este problema é o uso do método $\text{Ar}^{40}\text{-Ar}^{39}$, a fim de se obter um perfil térmico-isotópico mais preciso deste mineral, detectar possíveis ganhos ou perdas de Ar^{40} radiogênico e fazer as correções necessárias.

Com base em todos os resultados das análises geocronológicas U-Pb em zircões e titanitas e K-Ar em biotitas concluímos que, as rochas graníticas (quartzo monzodioritos e granodioritos) sem epídoto magmático se formaram entre 620 e 610 Ma enquanto que as rochas graníticas (quartzo monzodioritos à leucogranodioritos) com epídoto magmático foram formadas e ao mesmo tempo deformadas, entre 605 e 595 Ma. A deformação das rochas graníticas sem epídoto magmático e dos monzogranitos ocorreu conjuntamente com as rochas graníticas sem epídoto magmático neste mesmo período, entre 605 e 595 Ma.

7.0 - Suite Máfica-Ultramáfica Piên (SMUP)

7.1 - Introdução

A SMUP é a mais expressiva e importante suite de rochas ultramáficas expostas nesta região, sendo constituída por dois corpos principais descontínuos, sinuosos e lentiformes com aproximadamente 11 Km de extensão e alojados ao longo da ZCPT, entre a SGPM, a norte e o TGAG, a sul. O corpo setentrional é denominado *Campina dos Crispins* (CC) e o corpo meridional, *Campina dos Maias* (CM). O corpo CC está orientado na direção N45-50E e suas encaixantes são as rochas da SGPM, ao norte, e do TGAG, ao sul, apresentando comprimento de 6,5 km e largura máxima de 1 km. O corpo CM, com direção E-W, comprimento aproximado de 4,5 km e largura máxima de 2,5 km ocorre como uma "Klippe" sobre o TGAG.

Os contatos com a SGPM e o TGAG são essencialmente tectônicos, envolvendo falhas de cavalgamento e transcorrentes. As rochas, nas bordas e principalmente nas porções internas, encontram-se fortemente deformadas, dobradas e rompidas, com um aspecto fortemente cataclástico-milonítico e foliações paralelas às da SGPM e porção SW do TGAG.

As rochas predominantes na SMUP são peridotitos (dunitos e harzburgitos serpentinizados e serpentinitos) com intercalações de camadas e níveis centimétricos a milimétricos de piroxenitos (olivina-piroxenitos, ortopiroxenitos e, raramente, olivina-websteritos, websteritos e plagioclásio-ortopiroxenitos) e intrusões de piroxenitos e raros gabros (bandados e isótopos). Raros enclaves de mica-serpentina xistos foram encontrados no corpo setentrional CC. Xistos magnesianos com serpentina, talco, magnetita, tremolita, carbonato e clorita ocorrem nas bordas (principalmente ao longo da borda sul do corpo meridional CM) e são produtos tectono-metamórficos dos dunitos, harzburgitos e olivina-piroxenitos. Os raros gabros estão expostos no corpo meridional CM, onde os dados estruturais sugerem seu alojamento como diques nos peridotitos.

O mapeamento geológico revelou que a SMUP não é correlata às lentes de rochas ultramáficas inclusas no TGAG (a sudeste e nordeste de Tijucas do Sul-PR e nos arredores de Voçoroca-PR). Estas rochas, mapeadas por Ribas (1993), com extensão areal questionável e correlacionadas geneticamente, por este autor, à SMUP, nada mais são do que as freqüentes lentes de rochas ultramáficas presentes ao longo de toda a extensão do TGAG (Minioli 1972, Siga Jr. 1995, Harara 1996 e Fornari 1998). Por isso, o termo Piên-Tijucas, conforme sugerido por Ribas (1993), não é utilizado neste trabalho e a SMUP permanece com importância e significado geológico único.

O alojamento dos ofiolitos em continentes envolve colisão de zonas de subducção com margens continentais ativas ou arcos de ilha. Estas representam litosferas oceânicas formadas em grandes bacias oceânicas de margens continentais passivas ou pequenas bacias oceânicas formadas próximo a zonas de subducção, como bacias de retro-arco e de pré-arco. De acordo com a definição original de ofiolito (Penrose 1972), a SMUP representaria uma seqüência ofiolítica incompleta, na qual somente a seção mantélica ultramáfica basal é exposta, estando ausente a seção crustal (rochas vulcânicas e sedimentos associados).

A predominância ou ausência da seção mantélica e/ou crustal e a variação da espessura destas seções são características comuns a muitos ofiolitos paleoproterozóicos, neoproterozóicos e fanerozóicos (Pearce *et al.* 1984, Helmstaedt & Scott 1992, Moores 1986 e outros) sendo atribuídas a fatores petrogenéticos ou tectônicos. A quantidade de ofiolitos com falta de um ou mais unidades (seção crustal e/ou mantélica) é bem maior do que os que apresentam a seqüência ofiolítica completa. A presença ou ausência da seção crustal ou mantélica, a natureza, o tipo, a espessura e o estilo tectônico são funções do cenário geotectônico onde a seqüência ofiolítica está alojada e não do próprio ofiolito. Enquanto a diversidade do ofiolito depende do tipo de ambiente oceânico onde se forma, o estilo do alojamento e a chance de sobrevivência do ofiolito parecem ser controlados amplamente pelo tamanho dos fragmentos continentais envolvidos na acreção que, por sua vez, determinam o tipo e a intensidade da sutura. Durante a obducção, uma espessa lasca da crosta oceânica (ou a seção crustal de um ofiolito) pode descolar-se da sua porção mantélica subductada, fazendo com que esta esteja ausente na seqüência ofiolítica (Helmstaedt & Scott 1992, Moores 1986).

Pearce *et al.* (1984), Pearce (1991), Elthon (1991), Parkinson & Pearce (1998) e outros sugerem dois principais ambientes geotectônicos para a formação e o alojamento de rochas ofiolíticas (seqüências mantélicas e/ou crustais): ofiolitos SSZ- de ambientes compressionais formados em bacias oceânicas próximas e relacionadas a zonas de subducção, como pré e retro-arco e ofiolitos MORB- de ambientes extensionais formados em bacias oceânicas, como as cadeias médio-oceânicas. No geral, os peridotitos dos ofiolitos SSZ são harzburgitos e, mais raramente lherzolitos, com forte empobrecimento em elementos moderadamente a altamente incompatíveis. Os peridotitos dos ofiolitos MORB são geralmente lherzolitos e, secundariamente harzburgitos, com moderado empobrecimento em elementos moderadamente a altamente incompatíveis. Os peridotitos residuais MORB ou SSZ são geralmente resíduos abandonados após a extração dos magmas basálticos MORB ou IAT que afloram ao longo de cadeias médio-oceânicas e de pequenas bacias oceânicas como pré e retro-arco. Os peridotitos residuais constituintes da

seção mantélica de ofiolitos são considerados como remanescentes do embasamento ultramáfico de antigas bacias oceânicas.

Basei *et al.* (1992) sugeriram que a SMUP represente, nesta região, o registro de um assoalho oceânico obductado durante o Neoproterozóico, em razão do fechamento do oceano e da colisão entre o TGAG e a SGPM (incluindo o CGMA). Em um perfil gravimétrico na direção NW entre o CGMA e o TGAG passando pela SGPM e a SMUP, Mantovani *et al.* (1989) detectaram, na região entre Piên-PR e Agudos do Sul-PR, uma anomalia positiva com valor em torno de 10 mgal, interpretada como a resposta ao alojamento tectônico da SMUP. Os autores sugeriram, com base nos dados geológicos disponíveis, um contato inclinado e quente, representando uma descontinuidade crustal profunda entre a SGPM e o TGAG.

7.2 - Petrografia

São descritos aqui os aspectos petrográficos macro e microscópicos das rochas da SMUP. O estudo petrográfico baseou-se na descrição de inúmeras amostras e lâminas petrográficas, afim de verificar os principais minerais constituintes e as estruturas e texturas presentes. As rochas ultramáficas predominantes (Figura 7.1) são peridotitos (dunitos e harzburgitos serpentinizados e serpentinitos) com intercalações de camadas ou níveis de piroxenitos (olivina-ortopiroxenitos, ortopiroxenitos e raramente olivina-websteritos, websteritos e plagioclásio-piroxenitos) e intrusões de piroxenitos em forma de diques alojados nos dunitos e harzburgitos. As raras rochas máficas são gabros bandados e isotropos e xistos magnesianos. Raros enclaves de mica-serpentina xistos foram encontrados no corpo setentrional CC.

Figura 7.1 - Diagrama triangular Olivina-Ortopiroxênio-Clinopiroxênio (Streckeisen 1976, nomenclatura do IUGS) para as rochas ultramáficas da SMUP. Espinélio, plagioclásio e anfibólio em volume < 5%. Peridotitos > 40% de olivina e piroxenitos < 40 % de olivina. Os volumes dos minerais são determinados por estimativa visual. Ol=olivina + serpentina, Opx = Opx + bastita.

Rochas basálticas em forma de diques ou derrames com rochas sedimentares associadas, que compõem a seção crustal dos ofiolitos, são ausentes. As lentes de cromititos, geralmente embutidas e associadas à seção mantélica, também inexistem.

7.2.1- Peridotitos

São as rochas predominantes nos dois corpos principais CC e CM. Os dunitos e harzburgitos serpentinizados apresentam coloração verde a cinza escuro, granulação fina e são constituídos por olivina (forsterita), serpentina, ortopiroxênio (enstatita), espinélio (hercenita-paleonasto, Girardi 1974), magnetita, opacos (cromita ?) e, em menor proporção, clinopiroxênio (diopsídio). Carbonato, tremolita, talco e clorita são produtos da alteração secundária pós serpentinação. Granada e anfibólio são ausentes. O processo de serpentinação é mais intenso nas porções mais deformadas e ricas em olivina, propiciando o aparecimento de níveis de olivina-serpentina intercalados com níveis de olivina-serpentina-ortopiroxênio (Fotos 7.4, 7.5 e 7.6). Este processo é responsável pela transformação de olivina e, subordinadamente, ortopiroxênio, em serpentina e bastita (Fotos 7.4-7.6), respectivamente, pela formação de magnetita e pela mudança de cor do espinélio de verde para marrom (Fotos 7.7 e 7.8).

Os cristais de olivina (geralmente < 1 mm), sempre com extinção ondulante, são subédricos a anédricos inequigranulares, alongados segundo a foliação em um arranjo granular com piroxênio, espinélio e opacos (Fotos 7.1, 7.2 e 7.3), caracterizando uma textura protogranular a profiroclástica (classificação de Mercier & Nicolas 1975). Os cristais maiores (1 a 1.5 mm) estão fortemente deformados e triturados, formando subgrãos com núcleos de olivina envolvidos por serpentina. A substituição da olivina por serpentina ocorre preferencialmente ao longo das fraturas internas paralelas à foliação e ao redor dos subgrãos, a partir das bordas em direção ao centro, sendo os núcleos de olivina orientados segundo a foliação (Fotos 7.4 e 7.5). Os cristais de magnetita definem a foliação e, em várias rochas, preenchem os interstícios entre os pseudomórfos de olivina e piroxênio (Fotos 7.7 e 7.8), ocorrendo ainda em fraturas e microfraturas preenchidas por serpentina.

Os cristais de piroxênio são euhédricos a anédricos, geralmente com granulação maior do que os da olivina. Apresentam contatos nítidos e irregulares com a olivina ou podem estar intensamente fraturados, deformados e/ou serpentinizados (Fotos 7.1-7.3). Feições como extinção ondulante, lamelas de deformação, alteração e fraturas internas múltiplas preenchidas por serpentina são comuns. Em algumas rochas, o ortopiroxênio encontra-se totalmente serpentinado (bastita, segundo Dungan 1974), sendo este mineral menos susceptível à serpentinação do que a olivina (Fotos 7.4 e 7.6). Por isso o processo de serpentinação é bem mais intenso ao redor da olivina do que do ortopiroxênio.

O espinélio (cor verde e marrom) ocorre como cristais subédricos a anédricos e, raramente, euhédricos, geralmente preenchendo os interstícios entre olivina e/ou piroxênio.

O talco (com ou sem tremolita e/ou carbonato) quando presente, ocorre como cristais euhédricos a anédricos, substituindo parcialmente ortopiroxênio ou disseminado em serpentinitos, substituindo cristais de serpentina, ao longo ou não de microfraturas.

Os serpentinitos constituem a maioria das rochas peridotíticas da SMUP e apresentam granulação fina a muito fina e coloração verde a cinza escuro, sendo constituídos por serpentina, magnetita, espinélio (predomina cor marrom) e minerais opacos. Análises pelos métodos de difração de raios X, análise térmica diferencial e de dissolução seletiva (Girardi 1976) revelaram que os tipos mais comuns do grupo da serpentina são a lizardita e crisotilo, ocorrendo ainda a antigorita.

Os serpentinitos deformados apresentam textura milonítica caracterizada pela orientação de cristais aciculares e placóides de serpentina e magnetita orientados segundo a foliação (Fotos 7.7-7.9). Estas rochas apresentam ainda textura pseudomórfica "mesh" (Moody 1976 e Prichard 1979), formada por pseudomorfos de olivina totalmente serpentinizada (Foto 7.10) e típica de serpentinitos pouco ou não deformados. A formação desta textura ocorre pela substituição progressiva da olivina por serpentina e magnetita ao longo das fraturas internas e nas margens dos cristais de olivina.

São freqüentes nos peridotitos sistemas de fraturas em rede e fraturas paralelas à foliação, ambas preenchidas por serpentina.

Os peridotitos apresentam uma foliação S_n anastomosada, facilmente observada na maioria das rochas e caracterizada pela orientação de cristais de serpentina e magnetita e pelo alinhamento de cristais de olivina e piroxênio (Fotos 7.1, 7.2, 7.7, 7.8, 7.16-7.18). A alternância de níveis contendo ortopiroxênio $\pm$ olivina com níveis contendo olivina/serpentina $\pm$ ortopiroxênio, orientados e alinhados conforme a foliação, definem, nas rochas, um bandamento composicional ígneo (?) observado macro e microscopicamente, com textura porfiroclástica.

7.2.2 – Piroxenitos

Na SMUP ocorrem principalmente ortopiroxenitos e olivina-ortopiroxenitos serpentinizados e, mais raramente, olivina-websteritos, websteritos, espinélio-ortopiroxenito cumuláticos e plagioclásio-piroxenitos. Estas rochas ocorrem como camadas e níveis milimétricos a centimétricos, intercaladas com os peridotitos ou em forma de diques cumuláticos tardios deformados e dobrados, alojados nos peridotitos.

Os piroxenitos apresentam granulação fina a muito fina e por vezes média grossa, coloração cinza a cinza escuro e são constituídos por ortopiroxênio (enstatita), olivina (forsterita), serpentina, espinélio, clinopiroxênio (diopsídio) e minerais opacos. Ocorrem ainda anfibólio (cor marrom) e plagioclásio. Talco, tremolita, carbonato e clorita são minerais de alteração pós serpentinização.

Os cristais de piroxênio são subédricos a anédricos, geralmente maiores (até 2.5 mm) do que os da olivina e apresentam intensa deformação, com freqüente fraturamento intracristalino preenchido por serpentina ou bastita (Foto 7.11). Observa-se, em algumas rochas localizadas nas margens da SMUP, a substituição parcial do piroxênio por carbonato, tremolita, serpentina e talco ao redor e ao longo dos interstícios entre os cristais. A olivina ocorre como cristais anédricos granulares, intensamente fraturados e orientados, com formação de subgrãos e substituição parcial a total por serpentina. O espinélio ocorre como cristais euhédricos a anédricos, preenchendo os interstícios entre o piroxênio (Foto 7.12), podendo alcançar até 10 % de volume nos piroxenitos cumuláticos.

Os piroxenitos, sem exceção, contêm espinélio em quantidades variáveis, fato que os diferenciam dos piroxenitos que ocorrem em forma de lentes no TGAG desta região.

Os piroxenitos não deformados exibem geralmente uma textura granular (em mosaico) caracterizada pela poligonização entre cristais euhédricos a subédricos de piroxênio. Quando deformados, apresentam textura granular (tabular) ou porfiroclástica (classificação de Mercier & Nicolas 1975) caracterizada pelo intenso fraturamento e orientação de ortopiroxênio e olivina (Foto 7.11).

Estruturas em forma de "colunas" constituídas por piroxenitos cumuláticos são observados na porção sul do corpo CM. Estas colunas, de 7 cm de comprimento e 3-4 cm de largura são perpendiculares à foliação e contornadas por peridotitos serpentinizados e foliados. Apresentam textura granular ou equigranular (em mosaico) caracterizada pela poligonização entre cristais de piroxênio com os interstícios preenchidos por espinélio (Foto 7.12). Representam provavelmente estruturas magmáticas primárias modificadas por processos tectono-metamórficos neoproterozóicos e relacionados à serpentinização.

Os peridotitos e piroxenitos da SMUP apresentam diferentes tipos de texturas que variam entre porfiroclástica e granular (em mosaico ou tabular). A mais freqüente é a porfiroclástica, presente nos peridotitos, caracterizada por forte alongamento e deformação de olivina e piroxênio, que definem a foliação. A textura granular ou equigranular, em mosaico (granoblástica) ou tabular (granoblástica alongada) é mais típica dos piroxenitos e gabros.

7.2.3- Gabros

Os gabros (olivina-gabros ou olivina-gabronoritos) são raros na SMUP e estão alojados principalmente nos peridotitos e piroxenitos do corpo meridional CM. São constituídos por ortopiroxênio (enstatita), clinopiroxênio (diopsídio), plagioclásio (labradorita), anfibólio (cor marrom) e, em menor volume, espinélio, olivina, serpentina e minerais opacos. Apresentam estrutura maciça ou bandada e textura granular em mosaico (granoblástica) ou tabular (granoblástica alongada), caracterizada pelo arranjo poligonal e/ou alongamento de cristais de plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, olivina e anfibólio (Fotos 7.13 e 7.14). A relação textural entre os minerais indica cristalização tardia do espinélio, que ocorre preenchendo os interstícios entre piroxênio e olivina.

Em gabros com anfibólio, este mineral é formado pela substituição parcial (hidratação) do clinopiroxênio, ao redor do qual está concentrado (Fotos 7.13 e 7.15).

7.2.4- Xistos magnesianos:

Ocorrem principalmente ao longo da borda meridional do corpo CM, a sul, e nas bordas do corpo CC, a norte. São rochas de granulação fina a muito fina, constituídas por talco, serpentina, tremolita, clorita, carbonato e minerais opacos. Apresentam textura nemato-lepidoblástica caracterizada pela orientação de talco, serpentina, tremolita e clorita.

Os xistos magnesianos são produtos do metamorfismo e deformação dos peridotitos e piroxenitos, serpentinizados ou não, em zonas de contato tectônico da SMUP com as rochas encaixantes do TGAG e da SGPM.

Foto 7.1: Serpentinização parcial de Harzburgitos. Maior serpentinização nos níveis ricos com olivina e menor nos níveis ricos com ortopiroxênio (opx). Textura porfiroclástica serpentinizada. SMUP, Corpo CC, amostra OM 191 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 7.2: Textura porfiroclástica à granular (tabular) serpentinizada caracterizada pela orientação dos cristais de olivina e ortopiroxênio (opx). SMUP, Corpo CC, amostra OM 188 Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 7.3: Detalhe do processo de serpentinização em Harzburgitos. Textura porfiroclástica serpentinizada. SMUP, Corpo CC, amostra OM 188 (Lado maior da foto 2,8 mm. Nicóis X).

Foto 7.4: Detalhe de cristais de olivina serpentinizados e ortopiroxênio não serpentinizados. SMUP, Corpo CC, amostra OM 191 (Lado maior da foto 0,7 mm. Nicóis X).

Foto 7.5: Detalhe de cristal de olivina parcialmente serpentinizado. Observar núcleos orientados de olivina e bordas de serpentina. SMUP, Corpo CC, amostra OM 148 (Lado maior da foto 1,39 mm. Nicóis X).

Foto 7.6: Detalhe de cristal de ortopiroxênio parcialmente serpentinizado (Bastita) em serpentinitos. SMUP, corpo CM, amostra OM 38 (Lado maior da foto 0,7 mm. Nicóis X).

Foto 7.7: Foliação em Serpentinitos (orientação da serpentina e magnetita). SMUP, Corpo CM, amostra OM 60 (Lado maior da foto 0,7 mm. Nicóis X)

Foto 7.8 : Detalhe da orientação da magnetita em serpentinitos. SMUP, Corpo CM, amostra OM 38 (Lado maior da foto 1,39 mm. Nicóis //).

Foto 7.9: Foliação em Serpentinitos. Orientação de cristais de serpentina conforme a foliação. Observar a textura *mesh* parcialmente preservada em Serpentinitos. SMUP, Corpo CM, amostra OM 38 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 7.10: Textura pseudomórfica (*mesh*) em Serpentinitos. SMUP, Corpo CM, amostra OM 60 (Lado maior da foto 0,7 mm. Nicóis X).

Foto 7.11: Aspecto geral da textura porfiroclástica em Olivina-Piroxenitos. SMUP, Corpo CC, amostra OM 148 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 7.12 : Textura granular (em mosaico) em Ortopyroxenitos com espinélio intersticial. SMUP, Corpo CM, amostra OM 345 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis //).

Foto 7.13: Textura granular (tabular) em Gabros com olivina, ortopyroxênio, clinopyroxênio, espinélio e anfibólio. SMUP, Corpo CM, amostra OM 40 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis //).

Foto 7.14: Textura granular (mosaico) à granular (tabular) em Gabros. SMUP, Corpo CM, amostra OM 39 (Lado maior da foto 5,5 mm. Nicóis X).

Foto 7.15: Detalhe de formação do anfibólio ao redor de clinopyroxênio em Gabros. SMUP, Corpo CM, amostra OM 40 (Lado maior da foto 0,7 mm. Nicóis //).

7.3 - Análise estrutural

A intensa deformação e serpentinização são feições marcantes da SMUP. As rochas exibem em geral, uma foliação principal S_n anastomosada bem desenvolvida (Fotos 7.16-7.18), caracterizada pela orientação de olivina, serpentina, piroxênio e magnetita.

No corpo setentrional CC, as foliações S_n concentram-se em torno de N64E/50-70NW (Figura 7.2) com variações para direções NW e mergulhos para SW principalmente na extremidade nordeste deste corpo. Estas são consequência do anastomosamento das foliações neste corpo. O diagrama (Figura 7.2) sugere dobramento cilíndrico assimétrico, cujo eixo construído está inclinado para W a SW.

Figura 7.2 - Diagrama de frequência dos pólos da principal foliação S_n no corpo CC. No. de foliações : 125, S_n máximo.: N64E/50-70NW, Isocurvas: 2, 4, 6 e 8 %.

As lineações minerais (definidas pelo alinhamento de serpentina e magnetita) no corpo CC e medidas nos planos da foliação S_n concentram-se entre 20°-50° / S43-89W e 10°-50° / N40W-N70W (Figura 7.3). As lineações NW, mais dispersas, são ortogonais às foliações NE e as lineações SW, menor dispersas, são ortogonais às foliações NW. Este arranjo sugere que as primeiras estejam relacionadas com o cavalgamento de NW para SE, que envolveu a SGPM e a porção SW do TGAG, enquanto as últimas seriam o resultado da rotação e modificação principalmente na extremidade nordeste deste corpo.

Figura 7.3 - Diagrama das principais lineações minerais no corpo CC. No. de lineações: 51.

No corpo meridional CM, as foliações S_n apresentam baixos mergulhos com concentrações em torno de N66E/ 20NW (Figura 7.4) e freqüentes ondulações e dispersões entre N40E/40NW e N54W/29NE. São observadas mesodobras intrafoliais (Foto 7.19) simétricas a assimétricas com eixos N80E subhorizontais. As lineações minerais variam entre 10°-30°/N20-60W (Figura 7.5) o que, aliado aos baixos mergulhos da foliação S_n e os dobramentos mencionados, sugere a colocação deste corpo como uma *klippe* sobre os gnaisses do TGAG.

Figura 7.4 - Diagrama de freqüência dos pólos da principal foliação S_n no corpo CM. No. de foliações: 120, S_n Máximo: N66E/20NW, Isocurvas: 2, 4, 6, 8, 9 e 10 %.

Figura 7.5 – Diagrama das principais lineações minerais no corpo CM. No. de foliações: 33.

Os contatos observados, em campo, entre o corpo meridional CM e os gnaisses subjacentes do TGAG, são marcados por superfícies onduladas e de baixo ângulo, nas quais o corpo CM repousa sobre rochas do TGAG.

A observação conjunta das foliações e lineações dos dois corpos da SMUP, das rochas da SGPM e as da porção SW do TGAG sugerem o trapeamento do corpo setentrional CC da SMUP entre a SGPM e o TGAG e colocação do corpo CM como uma “*klippe*” sobre o TGAG.

Foto 7.16: Foliação Sn anastomosada desenvolvida em peridotitos serpentinizados. Afloramento OM 191. Corpo setentrional CC.

Foto 7.18: Detalhe do aspecto macroscópico da foliação Sn em peridotitos serpentinizados. Afloramento OM181. Corpo setentrional CC.

Foto 7.17: Detalhe do aspecto macroscópico da foliação Sn em peridotitos serpentinizados. Afloramento OM 149. Corpo setentrional CC.

Foto 7.19: Detalhe de dobras intrafoliais em serpentinitos. Afloramento OM 38. Corpo meridional CM.

7.4 –Serpentinização

As observações petrográficas e as análises litoquímicas indicam claramente que a serpentinização se desenvolveu por infiltração de fluidos ricos em água em dunitos, harzburgitos e olivina-piroxenitos da SMUP e, subordinadamente, em piroxenitos. As reações de serpentinização envolveram a substituição da olivina e, secundariamente, piroxênio, por serpentina.

Estudos sobre a estabilidade dos minerais do grupo da serpentina (lizardita, crisotilo e antigorita) indicam amplos intervalos de pressão (2 a 10 kbar) e temperatura (400 a 650 °C) para os processos de serpentinização de rochas peridotíticas (Moody 1976, Evans 1977). Em trabalhos experimentais recentes, pressões de até 50 kbar e temperaturas mais altas (650 °C) são atribuídas para a estabilidade principalmente da antigorita (Wunder & Schreyer 1997 e Ulmer & Trommsdorff 1995) Entre as possíveis reações de serpentinização nas rochas estudadas, destacam-se:

- olivina (forsterita) + H₂O = serpentina + brucita.
- olivina + ortopiroxênio (enstatita) + H₂O = serpentina. Reação em temperaturas ao redor de 650 °C e pressões entre 15 e 40 kbar) . Serpentinização em alta pressão.
- olivina + talco + H₂O = serpentina + brucita. Temperaturas entre 500 e 650°C e pressões até 15 kbar. Serpentinização em baixa pressão.
- olivina → serpentina + magnetita + H₂O
- olivina + talco + H₂O = serpentina (temperaturas entre 500-650 °C e pressões até 15 Kbar)
- Serpentina + H₂O + CO₂ = talco
- Serpentina + quartzo = talco + CO₂. Formação de talco por incorporação de sílica a partir de rochas encaixantes.

As reações de formação do talco por adição de sílica ocorrem em condições de pressão e temperatura inferiores às da serpentinização. A concentração de rochas contendo talco, tremolita e carbonato, nas margens da SMUP, sugere a infiltração de fluidos com SiO₂ e CaO em zonas de falhas/fraturas. A substituição de serpentina por talco nos xistos magnesianos sugere uma origem a partir dos serpentinitos, em zonas de falhas. Fluidos derivados das rochas do TGAG subjacente podem contribuir com CO₂ e CaO, já que o retrometamorfismo em fácies anfibolito que afetou a porção SW do TGAG é sincrônico à serpentinização.

A deformação e a serpentinização das rochas da SMUP ocorreram em condições metamórficas de baixo a médio grau que variam desde a fácies xisto verde (zona da biotita) até o início da fácies anfibolito. Este metamorfismo, compatível com o retrometamorfismo das rochas do trecho SW do TGAG subjacente, ocorreu durante o alojamento tectônico da SMUP no Neoproterozóico.

As observações petrográficas das assembléias minerais sugerem a ocorrência de duas fases de metamorfismo na SMUP. A primeira fase foi a responsável pela serpentinização parcial a total dos dunitos, harzburgitos e olivina-piroxenitos e a segunda pela formação dos xistos magnesianos nas bordas desta unidade.

Os dados estruturais e geocronológicos sugerem que a serpentinização e a deformação das rochas SMUP são sincrônicos à deformação da SGPM e ao retrometamorfismo nas rochas da porção norte do trecho SW do TGAG, e ocorreriam durante o Neoproterozóico.

Estudos de geotermobarometria efetuados em piroxênios das rochas da SMUP, indicaram temperaturas da ordem de 750-800°C e pressões de 5 a 7 Kbar (Girardi 1974). Estas condições são indicativas, segundo este autor, do metamorfismo granulítico, sincrônico ao sofrido pelas rochas do TGAG e que ocorreu durante o Paleoproterozóico. Estes intervalos de pressão e temperatura estão fora do campo da estabilidade da serpentina (Peacock *et al.* 1994 e Wunder e Schreyer 1997) e dentro do campo de baixas pressões do facies granulito, podendo indicar ainda o ambiente da segregação dos protólitos ultramáficos mantélicos de alta temperatura. A presença de texturas granoblásticas alongadas, típica de paragêneses minerais sob deformação em alta temperatura e sem minerais hidratados, não significa obrigatoriamente a passagem destas rochas por um metamorfismo do facies granulito.

7.5 - Litogeoquímica

Nesta seção apresentamos somente um resumo dos principais dados litoquímicos da SMUP.

Os peridotitos (dunitos e harzburgitos serpentinizados e serpentinitos, SiO₂ 37 a 41%, Al₂O₃/MgO até 0.05, MgO= 39-41% base não anidra) apresentam as seguintes características químicas: TiO₂ ($\leq$ 0.01%), Fe₂O₃ (5.5 a 7%), CaO (0.01 a 0.05%), Na₂O (< 0.05%), MnO (0.06 a 0.1%), Al₂O₃ (0.05 a 2%), Ni (1300-1900 ppm), LOI (10 a 16%), Cr (2000-2900 ppm), Sc(3-10 ppm), Co (80-110 ppm), V (20-40 ppm), Ta (<0.05 ppm), Ga (<1 ppm), Nb (<0.5 ppm), Y (<1 ppm) e Sr (0-5 ppm). Os peridotitos apresentam-se empobrecidos em ETRP ($Yb_N = 0.1$ a 0.5) com valores similares aos peridotitos residuais e são mais enriquecidos em ETRL ($La_N = 0.6$ a 6) em relação aos peridotitos residuais. As

relações MgO ou $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ x LOI x ETRL sugerem sensíveis mobilidades destes elementos durante a serpentinização. Em rochas peridotíticas, vários processos geológicos são atribuídos ao enriquecimento em ETRL (Prinzhofer & Alegre 1985, Frey *et al.* 1984, Menzies *et al.* 1993, Sun & McDonogh 1989, Bodinier *et al.* 1988). O conteúdo em ETRL nos peridotitos não são típicos dos peridotitos residuais ($\text{ETRL} \sim 0.5$ a composição condritica) porém não exclui o caráter residual destes peridotitos definido não só pelo padrão e conteúdo em ETRL mas também pela assinatura em outros elementos como, TiO_2 , CaO , Sc , MnO , V e Co .

Os olivina-piroxenitos e piroxenitos ($\text{SiO}_2 = 42$ a 48% , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO} = 0.1-0.3$ e $\text{MgO} = 30-36\%$, base não anidra) apresentam as seguintes características químicas: TiO_2 (0.05 a 0.1%), Fe_2O_3 (8 a 9%), CaO (1 a 4%), Na_2O (0.05 a 0.2%), MnO (0.1 a 0.4%), Al_2O_3 (3 a 8%), Ni ($1000-1700$ ppm), LOI (1 a 6%), Cr ($2500-3500$ ppm), Sc ($12-5$), Co ($90-120$ ppm), V ($50-100$ ppm), Ta (<0.05 ppm), Ga (2 a 5 ppm), Nb (<0.5 ppm), Y (1 a 5 ppm) e Sr ($0-10$ ppm). Os piroxenitos apresentam-se mais enriquecidos em ETRP ($\text{Yb}_N = 1-3$) em relação aos peridotitos, mas apresentam valores em ETRL ($\text{La}_N = 0.6-6$) relativamente similares a estes. Enquanto há uma marcante diferença em ETRP entre os peridotitos e piroxenitos, os valores em ETRL , para diferentes valores de MgO ou $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$, são similares.

Os gabros toleíticos ($\text{SiO}_2 = 48-50\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO} = 0.5-0.6$ e $\text{MgO} = 20\%$), apresentam as seguintes características químicas: TiO_2 ($0.3-0.4\%$), Fe_2O_3 (10 a 12%), CaO (7.5 a 8.5%), Na_2O ($0.6-0.8\%$), MnO (0.8%), Al_2O_3 (10 a 11%), Ni (700 a 800 ppm), LOI (1 a 6%), Cr ($2100-2500$ ppm), Sc (35 ppm), Co ($90-100$ ppm), V ($55-70$ ppm), Ta (0.07 ppm), Ga (9 ppm), Nb (<0.5 ppm), Y ($8-12$ ppm) e Sr ($10-20$ ppm).

Os valores de Nb são semelhantes para os peridotitos, piroxenitos e gabros. As relações $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ou MgO X Rb ($0.15-2$), Ba ($0-30$) e K_2O ($0.01-0.04$) sugerem, com exceção dos gabros ($\text{Ba} = 4$ e $\text{Rb} = 2-4$), mobilidade e a entrada destes elementos nos peridotitos e piroxenitos da SMUP, a partir provavelmente das rochas encaixantes da SGPM e do TGAG.

Os peridotitos e, subordinadamente, os piroxenitos, são variavelmente serpentinizados, conforme indicado pelos valores de perda ao fogo (LOI) entre 10 e 16% , nestas rochas.

Os peridotitos, quando normalizados aos valores dos principais óxidos do manto primitivo ou primordial (Hofmann 1988, Sun e McDonough 1989), apresentam-se empobrecidos em CaO , Al_2O_3 e TiO_2 . Por outro lado, as concentrações de MgO (base não anidra) são similares aos peridotitos harzburgíticos mantélicos em geral.

O baixo conteúdo em TiO_2 , Y, e Sr e o padrão e o conteúdo em elementos como Cr, Ni, Sc, V, Co, Cu, e Zn nos peridotitos, quando normalizados aos valores do manto (Hofmann 1988, Sun & McDonough 1989), revelam fortes analogias e semelhanças com peridotitos residuais formados em ambientes ofiolíticos tipo SSZ tais como, Ronda (Frey *et al.* 1985), Liguria (Rampone *et al.* 1996), Leka (Furnes *et al.* 1992), Horoman (Frey *et al.* 1991), Bay of Islands (Elthon 1991), Nan Uttaradit-Tailândia (Orberger *et al.* 1995) e outros (Pearce *et al.* 1984, Pearce 1991, Parkinson & Pearce 1998).

Os peridotitos (dunitos, harzburgitos serpentinizados e serpentinitos) da SMUP mostram forte empobrecimento em TiO_2 (geralmente = 0.01%) característico das seções mantélicas peridotíticas de ambientes do tipo SSZ, relacionados a margens continentais ativas (Figura 7.6). Considerando a imobilidade do Ti durante os processos de serpentinação e outros eventos metamórficos (Pearce & Norry 1979, Parkinson & Pearce 1998), este elemento pode ser utilizado como indicador do possível local da origem dos peridotitos.

Figura 7.6 - Diagrama Cr (ppm) X TiO_2 (%) para os peridotitos (dunitos e harzburgitos serpentinizados e serpentinitos) da SMUP. SSZ = peridotitos residuais de margens continentais ativas. MORB = peridotitos de margens continentais passivas em pequenas ou grandes bacias oceânicas tipo "Mid-Ocean spreading" (Fonte: Pearce *et al.* 1984).

As evidências do caráter residual das rochas peridotíticas serpentinizadas são a composição harzburgítica e o empobrecimento em elementos como TiO_2 , Y, CaO, Al_2O_3 , Co, V, Sc, ETRP e ETRL (?).

As principais características de ofiolitos SSZ e MORB Fanerozóicos que ocorrem em diversos locais do mundo são mostrados na Tabela 7.1 (Fonte: Pearce *et al.* 1984). Mesmo

com a ausência da seção crustal, a SMUP mostra semelhanças com os do tipo SSZ. Nos ofiolitos onde não ocorrem rochas vulcânicas e sedimentos associados, a ausência dos componentes crustais é explicada pelo curto período de tempo entre a formação, alojamento e a deformação destas rochas, ou seja, entre a extensão crustal responsável pelo alojamento dos "*Sheet diques*", rochas basálticas e os sedimentos associados e a compressão deformadora. Em cenários geotectônicos onde as zonas de subducção tem longa duração e onde há desenvolvimento de pequenas bacias oceânicas associadas, as seqüências ofiolíticas geralmente apresentam-se completas, com seções mantélicas e crustais, a exemplo do ofiolito SSZ de Semail no Sultanato de Oman.

Tabela 7.1 - Características geológicas dos complexos máficos-ultramáficos Fanerozóicos (Fonte: Pearce *et al.* 1984)

Complexo Máfico-Ultramáfico/Localização	1 Assinatura Geoquímica Seq. Inferior	2 Assinatura Geoquímica Seq. Superior	3 Sequência de Cristalização	4 Litotipo mantélico	5 Presença de corpos de cromita	6 Espessura de Lavas (Km)	7 Espessura crustal total (Km)	8 Tipo da cobertura Sedimentar/Vulcano-sedimentar	9 Idade da Formação	10 Idade da Alojamento	11 Tipo Ofiolítico Inferido
Betts Cove (USA)	IAT	MORB	A C	-	-	1.0	> 5	VS	OI	-	SSZ
Thetford Mines (Canada)	IAT	IAT	AB	-	C	0.6	2-3	VS	OI	-	SSZ
Bear Bassit (Síria)	IAT	IAT	AB	H	C	0.2	2-3	P	KM	KM	SSZ
Troodos (Chipre)	IAT	IAT	ABC	H	C	1.0	3-4	P	KM	KM	SSZ
Hatay (Turquia)	IAT	IAT	BC	H	C	0.5	3-4	P	KM	KM	SSZ
Vourinos (Grecia)	IAT	IAT	BC	H	C	0.5	3-4	P	JI	JI-M	SSZ
Papua (Nova Guiné)	IAT	IAT	BC	H	-	-	> 4.5	VS?	KS-TI	TI	SSZ
Semail (Oman)	IAT	IAT	ABCD	H	C	1.5	6-7	P	KM	KM	SSZ
Karmoy (Noruega)	IAT	IAT	C	-	-	1.1	5-6	S	OI?	-	SSZ
Point Sal (USA)	IAT	IAT	C	H	-	1.0	2.5	PS	KM	-	SSZ
Zambales (Filipinas)	IAT	IAT	C	H	C	-	-	P	TI ?	TS	SSZ
Sermiento (Chile)	MORB	CAB*	-	-	-	2.0	> 4	VS	J	-	MORB/SSZ
Smartville (USA)	MORB	CAB*	D	-	-	1.5	> 4	VS	J	-	MORB/SSZ
Bay of Islands (USA)	IAT	IAT	D	HL	(C)	0.3	3-4	S	OI	OM	SSZ
Pindos (Grécia)	MORB	IAT	D	HL	(C)	0.4	2-3	P	JI	JI-M	MORB
Liguria (Itália)	MORB	MORB	D	L	no	0.5	3	P	J	TI	MORB
Inzecca (Corsica)	MORB	MORB	D	L	no	1.0	2-3	P	J	TI	MORB
Xigaze (Tibet)	MORB	MORB	D	L	no	-	>3	P	KS	-	MORB
Othris (Grécia)	MORB	MORB	D	L	(C)	0.1	>1	P	JI	-	MORB
Macquarie Island (Tasman Sea)	MORB	MORB	D	H?	-	1.5	5	P	TS	-	MORB

LEGENDA

1. IAT = Tolietos de Arco de Ilha; MORB = Basaltos de ambientes meso oceânicos; CAB* = Basaltos Cálcio-Alcalinos * não é parte da sequência ofiolítica, M = leves afinidades com MORB, I = leves afinidades com IAT.
2. A = ol opx cpx plag; B = ol cpx opx plag; C = ol cpx plag; D = ol plag cpx.
3. H = predominantemente harzburgito; HL = harzburgito + lherzolito; L = predominantemente lherzolito.
4. C = Ocorrência significativa; (C) ocorrência insignificante.
7. P = Sedimentos pelágicos; S = Sedimentos terrígenos; VS = Sedimentos vulcanoclásticos ± lava.
- 8 e 9. O = Ordoviciano; J = Jurássico; K = Cretácio; T = Terciário; I = Inferior; M = Médio e S = Superior
10. SSZ = ofiolitos relacionados com zonas de subducção; MORB = ofiolitos relacionados com margens continentais passivas.

7.6 - Geocronologia

As análises Sm-Nd em rocha total dos principais litotipos da SMUP, não foram concluídas até o momento. Por este motivo, serão apresentados apenas resultados preliminares e dados extraídos de Siga Jr. (1995).

As análises U-Pb em zircões dos gabros foram efetuadas pela metodologia U-Pb SHRIMP, que consiste-se em análises pontuais das razões isotópicas de U e Pb dos zircões representativos desta rocha. A opção pelo SHRIMP deve-se à pequena quantidade de zircões extraídos destes gabros (Zr = 30 a 60 ppm).

A metodologia K-Ar foi aplicada em plagioclásio de plagioclásio-espinélio-ortopiroxenito.

Oito análises U-Pb (SHRIMP) foram efetuadas em 5 cristais de zircões extraídos de gabros toleíticos (Tabela 7.2, Figura 7.7) e os resultados são apresentados na Figura 7.7. As duas análises U-Pb em zircões esféricos, raramente encontrados neste gabo, indicaram em um mesmo cristal, idades paleoproterozóicas de 2191 ± 44 Ma (núcleo) e 2128 ± 33 Ma (borda). As demais 6 análises foram efetuadas em zircões prismáticos, mais freqüentes nesta rocha, com zoneamentos oscilatórios tipicamente ígneos e sem sobrecrecimentos.

Os dois cristais de zircões prismáticos e com zoneamento oscilatório ígneo desta rocha (pontos 3.1 e 5.1, Tabela 7.2, Figura 7.7) indicaram idades neoproterozóicas de 632 ± 18 Ma (borda) e 631 ± 17 Ma (parte mediana do cristal, entre borda e núcleo).

As demais análises (pontos 1.1, 3.2, 4.1 e 4.2, Figura 7.7, Tabela 7.2) demonstraram variável perda de Pb radiogênico e ganho de Pb comum (Tabela 7.2), devido principalmente à metamictização destes zircões, indicando idades sem significado geológico entre 577 e 531 Ma.

A idade concordante de 631 ± 17 Ma é interpretada como a melhor e mais confiável idade de formação destes gabros.

Os raros zircões esféricos paleoproterozóicos, típicos das rochas granulíticas máficas e félsicas do TGAG adjacente, foram incorporados durante o alojamento dos gabros da SMUP. Nestas rochas granulíticas, obtivemos, pela metodologia U-Pb convencional, conforme apresentado adiante, idades entre 2100 e 2050 Ma, em zircões esféricos e elipsoidais, compatíveis com as idades encontradas nos zircões esféricos destes gabros.

Tabela 7.2 - Análises U-Pb (SHRIMP) em zircões do Gabro da SMUP.

Local da análise no zircão.	U	Th	Th/U	Pb ²⁰⁸ Comum %	U ²³⁸ /Pb ²⁰⁸	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁸	Idade Ma Erro = 1s
1.1	302	174	0.58	1.06±0.17	10.650 ± 0.307	0.0678±0.0014	573 ±16
2.1	192	270	1.41	0.65±0.07	2.277±0.088	0.1371±0.0034	2191±44
2.2	199	121	0.61	0.21±0.05	2.740±0.085	0.1323±0.0025	2128±33
3.1	163	80	0.49	0.50±0.08	9.665±0.285	0.0632±0.0006	632±18
3.2	260	87	0.34	0.37±0.07	10.644±0.324	0.0622±0.0006	577±17
4.1	172	94	0.55	0.79±0.08	11.250±0.312	0.0656±0.0006	545±15
4.2	179	118	0.66	0.85±0.08	11.555±0.378	0.0660±0.0007	531±17
5.1	219	145	0.66	0.25±0.10	9.700±0.270	0.0612±0.0008	631±17

Observação: Efetuamos uma cuidadosa coleta de amostras (40-50 kg) desta rocha, com a textura original e sem fraturas. Os processos de britagem, moagem, peneiramento e separação dos minerais pesados na mesa vibratória e no separador magnético (Frantz) foi feita com a completa limpeza dos equipamentos utilizados, evitando qualquer tipo de contaminação da amostra. Os líquidos densos foram também filtrados. Estes cuidados foram tomados em razão destas rochas apresentarem baixo conteúdo de Zr = 30 a 60 ppm, sujeitando-a facilmente aos possíveis problemas de contaminação durante todo o procedimento de concentração dos zircões. Os mesmos procedimentos foram adotados para as demais rochas, mas esta em especial mereceu maior cuidados.

Figura 7.7 – Diagrama $U^{238}/Pb^{206} \times Pb^{207}/Pb^{206}$ para os zircões do gabro da SMUP.

A análise K-Ar em plagioclásio de um espinélio-ortopiroxenito do corpo setentrional CC (Tabela 7.3) resultou em idade neoproterozóica de 600 ± 17 Ma, interpretada como representativa da idade da deformação da SMUP.

Tabela 7.3 - Análises isotópicas e idades K-Ar da SMUP.

No de Campo	Mineral	Rocha	K (%)	^{40}Ar Rad ccSTP/g*10 ⁶	^{40}Ar Atm (%)	Idade ± Erro (Ma)
OM 149B-518B	Plagioclásio	Pag-Esp- Ortopiroxenito	1.4934	42.10	2.43	610 ± 17

Em uma amostra de serpentinito, duas amostras de piroxenitos e uma amostra de gabro do corpo setentrional CC, Siga Jr. (1995) obteve uma idade isocrônica Sm-Nd em rocha total de 2248 ± 46 Ma e idades modelo (T_{DM}) entre 2.5 e 3.2 Ga (Figura 7.8). Segundo este autor, a idade isocrônica Sm-Nd data o metamorfismo granulítico (?) paleoproterozóico sofrido pelas rochas da SMUP, similar e sincrônico ao das rochas do TGAG adjacente, enquanto as idades modelo (T_{DM}) indicam a diferenciação destas rochas a partir do manto. Ressaltamos que as idades isocrônicas Sm-Nd (rocha total) para as rochas do TGAG e da SGPM, quando possíveis de calcular, são da ordem de 1.8 Ga e 2.2 a 2.0 Ga respectivamente. Os valores de $\epsilon\text{Nd}(T)$ nestas rochas, para idades neoproterozóicas e paleoproterozóicas, apresentam grande dispersão (Ex: $\epsilon\text{Nd}(T)$ para 600 Ma são -6, -16, -22 e -24).

As análises Sm-Nd (rocha total) ainda não finalizadas estão sendo aplicadas em peridotitos (dunitos, harzburgitos serpentinizados e serpentinitos), piroxenitos (olivina-piroxenitos e piroxenitos e, gabros desta unidade.

Figura 7.8 - Diagrama Isocrônico $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ X $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do corpo CC da SMUP. (Fonte: Siga Jr. 1995).

8.0 - Terreno Gnáissico Anfibolítico Granulítico do Paraná e Santa Catarina (TGAG)

8.1- Introdução

O Terreno Gnáissico Anfibolítico Granulítico do Paraná e Santa Catarina (TGAG) é constituído, nesta região, principalmente por ortognaisses granulíticos máficos a intermediário e félsicos e gnaisses biotíticos e anfibolíticos. Na área estudada, esta unidade ocorre como dois segmentos descontínuos, separados pelas rochas vulcanossedimentares da Bacia de Campo Alegre. Estes segmentos serão aqui denominados trechos NE e SW, respectivamente.

Os gnaisses granulíticos máficos a intermediários (ortopiroxênio $\pm$ clinopiroxênio $\pm$ anfibólio $\pm$ biotita noritos e quartzo-noritos) predominam sobre os félsicos (ortopiroxênio $\pm$ clinopiroxênio $\pm$ anfibólio $\pm$ biotita enderbitos). Ocorrem ainda charnoquitos máficos a intermediários e félsicos. Os gnaisses granulíticos apresentam bandamento fino a grosso, paralelo à foliação, ocorrendo ainda, porções “charnoquíticas” isótropas. Este bandamento é caracterizado pela alternância de níveis heterogêneos milimétricos a centimétricos félsicos (plagioclásio + quartzo $\pm$ K-feldspato) e máficos (ortopiroxênio $\pm$ clinopiroxênio $\pm$ anfibólio $\pm$ biotita). Os principais minerais acessórios são apatita, rutilo, zircão e magnetita. O zircão apresenta-se como cristais esféricos e/ou elipsoidais.

Os gnaisses granulíticos máficos e félsicos apresentam assembléias mineralógicas com plagioclásio (oligoclásio a labradorita), ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio e biotita, características do metamorfismo de alto grau (fácies granulito). Este metamorfismo ocorreu durante o Paleoproterozóico, entre 2,1 e 2,0 Ga, conforme indicam as idades U-Pb obtidas, tanto nos zircões esféricos, como nos elipsoidais. Exceções são os charnoquitos máficos ricos em biotita e anfibólio do trecho NE do TGAG, que apresentaram idades U-Pb da ordem de 2,2 Ga obtidas em zircões elipsoidais e aciculares. O resfriamento e a estabilização tectônica do TGAG ocorreram por volta de 1,8 Ga, conforme indicam as idades K-Ar em anfibólio e, principalmente, biotita.

Os gnaisses biotíticos e anfibolíticos (dioritos/monzodioritos/quartzo dioritos/tonalitos, raros granodioritos e monzogranitos), rochas sem evidências de granulitização ou passagem por metamorfismo de alto grau, afloram expressivamente no trecho NE e, subordinadamente, no SW intercalados nos gnaisses granulíticos máficos a intermediários e félsicos. Apresentam em geral assembléias mineralógicas contendo plagioclásio (oligoclásio a andesina), $\pm$ K-feldspato (microclínio), quartzo, anfibólio, biotita e epidoto, com ausência total de ortopiroxênio e clinopiroxênio ou presença somente de pseudomorfos destes dois minerais. Os minerais acessórios mais frequentes são zircão, apatita, titanita e

allanita. O zircão apresenta morfologia elipsoidal semelhante a encontrada nos gnaisses granulíticos máficos a intermediários e félsicos.

São freqüentes lentes de anfibolitos e rochas ultramáficas (piroxenitos e peridotitos serpentinizados) e, mais raramente, lentes de quartzitos.

Não foram encontrados no TGAG desta região, litotipos granulíticos de origem pelítica tais como, gnaisses e xistos com assembléias mineralógicas contendo corderita, granada, cianita e sillimanita e com minerais acessórios como, a monazita.

Reativações tectônicas neoproterozóicas estão registradas principalmente nos litotipos gnáissicos da porção norte do trecho SW. Evidências são sugeridas pela deformação e o paralelismo das estruturas tectônicas das rochas do TGAG e as da SGPM e da SMUP, o retrometamorfismo de baixo a médio grau imposto às paragêneses minerais de alto grau, a forte orientação e recristalização da biotita dos gnaisses anfibolíticos e biotíticos e as idades K-Ar obtidas em biotita e anfibólio.

Figura 8.1 - Diagrama P-Q (Modificado de Debon & Lefort 1983) indicando a composição dos principais litotipos do TGAG.

1- Granitos, 2- Piroxênio-Monzogranitos (Charnokitos), 3- Piroxênio-Granodioritos (Charno-enderbitos), 4- Piroxênio Tonalitos-Thronjimitos (Enderbitos), 5- Quartzo-Sienitos, 6-Quartzo-Monzonitos, 7- Piroxênio-Quartzo-Monzodioritos, 8- Quartzo-Dioritos/Piroxênio-Quartzo-Noritos, 9-Sienitos, 10- Monzonitos, 11- Monzodioritos/Monzogabros, 12- Dioritos/Gabros/Noritos.

Quadrado azul cheio : gnaisses granulíticos do TGAG da região investigada. Quadrado vermelho cheio: Gnaisses não granulíticos do TGAG. Círculo meio cheio vermelho: gnaisses granulíticos e anfibolíticos ricos em porfiroblastos de granada. Quadrado vazio vermelho: litotipos granulíticos da porção meridional do TGAG (dados retirados de Fornari 1998).

8.2 – Petrográfica e metamorfismo

A seguir serão apresentadas as principais características macro e microscópicas dos litotipos do TGAG. Os litotipos granulíticos são gnaisses granulíticos máficos a intermediários e félsicos e gnaisses granulíticos máficos ricos em granada. Os litotipos não granulíticos são aqui designados de gnaisses biotíticos e anfibolíticos (dioritos/monzodioritos, quartzo dioritos e tonalitos) com anfibólio $\pm$ biotita, biotita $\pm$ anfibólio, biotita-anfibólio e anfibólio-biotita

8.2.1- Gnaisses Granulíticos Félsicos (ortopiroxênio $\pm$ clinopiroxênio $\pm$ anfibólio $\pm$ biotita-enderbitos, P-Q modificado de Debon & Le Fort 1983)

Estas rochas ocorrem principalmente nas porções norte dos dois trechos SW e NE, e como lentes inclusas nos gnaisses granulíticos máficos a intermediários. São rochas de coloração cinza-verde, granulação média a grossa, com bandamento fino a grosso paralelo à foliação. Mais, raramente, ocorrem tipos isotropos. Apresentam texturas geralmente granoblásticas e granoblásticas deformadas.

Os principais minerais constituintes desses gnaisses são plagioclásio (oligoclásio a andesina), quartzo, ortopiroxênio (hiperstênio), clinopiroxênio (diopsídio), anfibólio (hornblenda, cor verde oliva), biotita (cor castanho-vermelho), K-feldspato (microclínio) e granada. Esta última ocorre somente nos tipos com granada. Os principais minerais acessórios são rutilo, apatita e zircão, que ocorrem geralmente associados ou inclusos nos minerais máficos. Os cristais de zircão apresentam duas principais morfologias: esféricos e elipsoidais.

O ortopiroxênio ocorre geralmente como cristais euhédricos a subédricos e anédricos, associados ou não a clinopiroxênio e constituindo com o plagioclásio, a textura granoblástica ou granoblástica deformada caracterizadas pelo alinhamento principalmente destes dois minerais. Os cristais de ortopiroxênio ocorrem ainda em simplectitos com restos de anfibólio, biotita e clinopiroxênio, concentrados em bandas máficas cujas relações texturais são sugestivas da formação do ortopiroxênio $\pm$ clinopiroxênio por substituição metamórfica de alto grau da biotita e do anfibólio.

Os cristais de quartzo (freqüentemente com extinção ondulante) e K-feldspato (microclínio), quando presentes, são anédricos e intersticiais a plagioclásio e ortopiroxênio. O quartzo pode ocorrer como inclusões em ortopiroxênio, associados a raros cristais de biotita e anfibólio, o que sugere que a formação do ortopiroxênio tenha se dado por consumo de biotita e, subordinadamente, de anfibólio.

Geralmente associadas e inclusas nestas rochas ocorrem lentes que diferem de suas encaixantes pela presença expressiva de granada, bandadas, finamente foliadas e até isotrópicas. As relações texturais entre a granada e o ortopiroxênio sugerem a formação da granada por substituição metamórfica em alto grau de ortopiroxênio.

As texturas e as paragêneses minerais presentes indicam que estas rochas foram submetidas a forte deformação em condições metamórficas de alto grau.

As assembléias mineralógicas indicativas do metamorfismo do alto grau (fácies granulito) encontradas nestes gnaisses, com ou sem granada, são : plagioclásio + quartzo + ortopiroxênio (hiperstênio) $\pm$ clinopiroxênio (diopsídio) $\pm$ hornblenda $\pm$ biotita $\pm$ granada $\pm$ K-feldspato (microclínio) + rutilo + zircão (elipsoidal e esférico) + magnetita e plagioclásio + quartzo + granada $\pm$ ortopiroxênio $\pm$ hornblenda $\pm$ biotita + rutilo + zircão.

A presença do ortopiroxênio $\pm$ anfibólio $\pm$ biotita sugere protólitos tonalíticos contendo plagioclásio, biotita, hornblenda e quartzo com ou sem K-feldspato (mineralogia essencial e predominante das rochas dos terrenos TTG paleoproterozóicos e arqueanos em geral, Martin 1993, 1994 e 1998) submetidos ao metamorfismo de alto grau. As possíveis reações de consumo de biotita e/ou hornblenda para a formação de ortopiroxênio e clinopiroxênio durante o metamorfismo de alto grau em rochas ígneas máficas a intermediárias e félsicas seriam (Harley 1989 e 1992): biotita + anfibólio + quartzo = ortopiroxênio (clinopiroxênio) + K-feldspato + plagioclásio + H₂O; biotita + quartzo = ortopiroxênio (clinopiroxênio) + K-feldspato + plagioclásio + H₂O ; anfibólio + quartzo = clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio + H₂O; ortopiroxênio + plagioclásio = granada + quartzo.

As duas primeiras reações são as mais prováveis, em razão do pequeno volume de anfibólio, biotita e clinopiroxênio e predominância de ortopiroxênio. Outras hipóteses podem ser sugeridas como, a maior ou menor presença de biotita e anfibólio no protólito submetido à granulitização, consumo total da biotita em relação ao anfibólio (diferenças de temperaturas do consumo da biotita e da hornblenda durante as reações metamórficas de alto grau) ou somente a formação do ortopiroxênio por consumo de biotita e, subordinadamente, de anfibólio.

Lentes de serpentinitos, gnaisses anfibolíticos, gnaisses granulíticos máficos e rochas quartzo-feldspáticas ocorrem intercaladas nos gnaisses granulíticos félsicos do trecho SW do TGAG.

Próximo e ao longo da ZCPT, além de mudança na direção da estruturação para direção NE paralela a da SGPM e da SMUP, os gnaisses félsicos apresentam estruturas miloníticas caracterizadas pelo forte estiramento e orientação de quartzo, plagioclásio, epidoto e tremolita-actinolita-cumingtonia. Estes últimos são formados por substituição

parcial a total do ortopiroxênio e clinopiroxênio, ao redor dos quais concentram-se, estando orientados segundo foliação. Epidoto metamórfico ocorre também preenchendo fraturas e microfraturas paralelas ou oblíquas à foliação.

8.2.2 - Gnaisses granulíticos máficos a intermediários (noritos e quartzo-noritos Q-P modificado de Debon & Lefort 1983) com lentes de gnaisses granulíticos máficos ricos em biotita e anfibólio

Estas rochas apresentam coloração cinza escuro-verde e bandamento gnáissico fino a grosso paralelo à foliação. Tipos isótipos ocorrem raramente, como os charnoquíticos máficos presentes nos dois trechos, SW e NE. O bandamento é caracterizado pela alternância de níveis félsicos constituídos por plagioclásio (andesina-labradorita) + quartzo $\pm$ FK e níveis máficos constituídos por ortopiroxênio (hiperstênio) + clinopiroxênio (diopsídio), $\pm$ anfibólio (hornblenda, cor verde oliva) $\pm$ biotita (cor castanha-avermelhada). Dentro deste bandamento os minerais constituintes apresentam textura granoblástica ou granoblástica orientada caracterizada pelo alongamento e orientação de cristais subédricos a anédricos de ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, biotita e plagioclásio. A textura grano-lepidoblástica é típica dos tipos ricos em biotita e anfibólio e caracteriza-se pela orientação de biotita e hornblenda e pelo alongamento e orientação de piroxênio, que forma simplectitos sugestivos de sua formação por substituição de biotita e anfibólio. O volume e a preservação do anfibólio e da biotita nestes rochas variam de acordo com a evolução, em função da temperatura, das reações metamórficas típicas da fácies granulito que originam o clinopiroxênio e ortopiroxênio e do volume destes minerais nos protólitos ígneos. Similarmente a seus correspondentes félsicos, as relações texturais sugerem reações de consumo parcial a total da biotita e de hornblenda para a formação de ortopiroxênio e clinopiroxênio.

Os principais minerais acessórios são rutilo, magnetita, apatita e zircão que ocorrem geralmente associados ou inclusos em ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio e biotita.

As paragéneses minerais indicativas do metamorfismo de alto grau observadas na maioria das rochas são plagioclásio + ortopiroxênio $\pm$ clinopiroxênio $\pm$ anfibólio $\pm$ biotita $\pm$ quartzo $\pm$ rutilo $\pm$ zircão $\pm$ magnetita.

Próximo à ZCPT e em zonas de falhas internas, além de apresentarem mudanças na estruturação, os gnaisses granulíticos máficos tornam-se gnaisses máficos anfibolíticos miloníticos com plagioclásio, anfibólio (hornblenda), tremolita-actinolita-cumingtonita e epidoto com textura grano-nematoblástica. Esta textura é produzida pela substituição parcial a total do ortopiroxênio e clinopiroxênio por anfibólios aciculares (tremolita-actinolita-cumingtonita) orientados segundo a foliação.

A mineralogia e as relações texturais entre os minerais sugerem reações retrometamórficas do tipo: ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio + H₂O = anfibólio + quartzo ou ortopiroxênio + clinopiroxênio + H₂O = cumingtonita-actinolita-tremolita

Intercalados nos gnaisses granulíticos máficos a intermediários ocorrem lentes de gnaisses granulíticos piroxeníticos, gnaisses granulíticos félsicos, anfibolitos, piroxenitos, peridotitos serpentinizados e veios quartzo-feldspáticos.

8.2.3 - Gnaisses granulíticos máficos e anfibolíticos ricos em megacristsais de granada (Noritos, P-Q de Debon & Lefort 1983)

Estas rochas ocorrem como corpos lenticulares ao longo da ZCPT, ao norte dos dois corpos setentrional e meridional da SMUP e na porção norte do trecho NE do TGAG. Apresentam coloração cinza escura, granulação fina a média e grossa e são constituídas principalmente por plagioclásio (andesina a labradorita), granada, ortopiroxênio (hiperstênio), clinopiroxênio (diopsídio), hornblenda (cor marrom) e raramente biotita (cor castanha-avermelhada). Os principais minerais acessórios são a apatita, magnetita e zircão. As duas principais morfologias de zircão são elipsoidais e esféricas. O bandamento é caracterizado pela alternância de níveis máficos ricos em anfibólio e piroxênio e níveis félsicos ricos em plagioclásio.

A textura é granoblástica, caracterizada pela orientação e contornos relativamente retos entre cristais subédricos a anédricos de hornblenda, piroxênio e plagioclásio. A granada ocorre como porfiroblastos anédricos (2 a 5 cm de diâmetro) ou como cristais menores concentrados preferencialmente em níveis que definem a foliação e/ou o bandamento. A granada concentrada nestas bandas máficas apresenta freqüentes inclusões de ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e plagioclásio. As relações texturais entre estes minerais máficos, principalmente ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio, com a granada sugerem a formação desta por substituição de piroxênios, em reações metamórficas em alta pressão do tipo: ortopiroxênio + plagioclásio = granada + quartzo ; ortopiroxênio + plagioclásio = granada + diopsídio + quartzo.

Este tipo de relação textural entre granada e piroxênio em rochas de alto grau sugere, segundo Harley (1989 e 1992), Bohlen (1991) e outros, trajetórias metamórficas de alta temperatura e alta pressão que resultam na estabilidade e cristalização da granada. Isto é, ao contrário das reações da quebra da granada, em trajetórias metamórficas de descompressão em alto grau tipo ITD (descompressão isothermal) que resultam na formação de texturas coroníticas caracterizadas pela presença de granada no centro mantuada por simplectitos de ortopiroxênio e plagioclásio nas margens.

Ao longo da ZCPT ocorrem, associados a estas rochas, gnaisses anfibolíticos granatíferos de coloração cinza escura, granulação fina a média, constituídos por plagioclásio, hornblenda, ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, epidoto e tremolita-actinolita-cumingtonita. Apresentam texturas porfiro-nematoblásticas onde os anfibólios aciculares ou fibrosos são formados pela substituição parcial ou total de piroxênios e a granada, à partir de opacos. Estas transformações metamórficas são atribuídas à tectônica Neoproterozóica concentrada ao longo da ZCPT.

8.2.4 – Gnaisses biotíticos e anfibolíticos (dioritos, monzodioritos, quartzo-dioritos e tonalitos, P-Q de Debon & Lefort 1983)

Estas rochas afloram principalmente ao longo da ZCPT, intercalados com os litotipos granulíticos e, em grande parte do trecho NE. São rochas de coloração verde-cinza, granulação média a grossa com foliação/bandamento fino a grosso caracterizado pela alternância de níveis félsicos de plagioclásio (oligoclásio a andesina), quartzo e K-feldspato e níveis máficos constituídos em geral de anfibólio (hornblenda) $\pm$ biotita e biotita $\pm$ anfibólio $\pm$ epidoto. O piroxênio é ausente, mas em rochas próximas à ZCPT, foram identificados pseudomorfos de piroxênio (?), constituídos por tremolita-actinolita-cumingtonita. Os principais minerais acessórios são apatita, zircão, titanita e allanita. Os cristais de zircão são em geral elipsoidal, similar a uma das morfologias encontradas nos gnaisses granulíticos máficos e félsicos.

A biotita ocorre como cristais lamelares ou sigmoidais geralmente associados a anfibólio em simplectitos deformados, com ou sem epidoto, e encontram-se recrystalizados e orientados segundo o bandamento/foliação. Os cristais de anfibólio são geralmente subédricos a anédricos ou sigmoidais, que ocorrem isolados ou associados em simplectitos e orientados segundo a foliação.

O quartzo apresenta forte estiramento e recrystalização, aparecendo sob a forma de sigmoides orientados, principalmente nos níveis félsicos. Os cristais de plagioclásio são subédricos a anédricos e ocorrem preferencialmente nos níveis félsicos, apresentando forte estiramento e deformação.

Ao longo e próximo à ZCPT, os dados U-Pb indicaram idades paleoproterozóicas em monzodioritos que afloram neste local. As análises K-Ar em biotita e anfibólio, indicaram idades neoproterozóicas sugestivas da reativação tectono-metamórfica destas rochas neste trecho.

8.3 – Análise Estrutural

A principal estrutura regional presente no TGAG é um bandamento e/ou foliação com direção regional predominante N60-70W/60NE (Figura 8.2) desenvolvidos, no caso dos litotipos granulíticos, durante a deformação e o metamorfismo granulítico durante o Paleoproterozóico. Este bandamento/foliação mostra, na porção sul do trecho SW, freqüentes inclinações para SW (Figura 8.2), sugerindo um dobramento com direção axial em torno de N50-60W e eixo aproximadamente subhorizontal. Observa-se, localmente, mesodobras intrafoliais com eixos subhorizontais N50-60W e lineações minerais (biotita e anfibólio) orientadas 20°-40° /N40-60W, paralela ao eixo da dobra constituída e relacionadas a este dobramento.

Figura 8.2 - Diagrama de freqüência dos pólos das foliações Sn da porção sul do trecho SW do TGAG. No. das Foliações = 106. Sn Máximo = N70W/57NE.

Próximo e ao longo da ZCPT, principalmente na porção norte do trecho SW, ocorre uma mudança na direção da foliação gnáissica, acompanhada por substituição parcial a total dos piroxênios por anfibólios (tremolita-actinolita-cumingtonita), aparecimento de epídoto, forte estiramento de quartzo (nos gnaisses granulíticos máficos e félsicos) e forte recristalização e estiramento da biotita e anfibólio nos gnaisses biotíticos e anfibolíticos. A estruturação neste local, com foliações E-W/48N a N60-80E/50-70 para NW e SE (Figura 8.3) e lineações minerais 40°-50°/S 50-70W, é paralela a oblíqua à estruturação da SMUP e da SGPM. Este paralelismo estrutural, somado ao retrometamorfismo de baixo a médio grau imposto ao TGAG e às idades K-Ar neoproterozóicas obtidas nos gnaisses biotíticos e anfibolíticos, sugerem o retrabalhamento tectono-metamórfico da porção norte do trecho SW. A posição das foliações e lineações neste trecho, a presença da "klippe" do corpo meridional da SMUP e o "decréscimo" das idades K-Ar neoproterozóicas obtidas sugerem

um cavalgamento oblíquo da SGPM sobre a SMUP e desta sobre o TGAG, associado com movimentação principal transpressional.

Figura 8.3 – Diagrama dos pólos das foliações S_n da porção norte do trecho SW do TGAG. No. das Foliações = 26. S_n Máximo. = N71E/73SE e N80E/62NW.

8.4 – Litogeoquímica

Nesta seção, será apresentado um resumo das características químicas dos principais litotipos do TGAG nesta região.

As características litoquímicas dos gnaisses granulíticos máficos a intermediários e félsicos e dos gnaisses biotíticos e anfibolíticos serão resumidas a seguir. O tratamento e a análise destes dados foram feitos com cuidado, observando o comportamento e o conteúdo dos elementos químicos dos litotipos granulíticos e não granulíticos. Além disso, devem ser levados em consideração o efeito do metamorfismo granulítico na alteração da assinatura química original e a possível cogeneticidade anterior ao metamorfismo de alto grau.

Em diagramas $K_2O+Na_2O-FeO-MgO$ e $SiO_2 \times K_2O$ e $SiO_2 \times Na_2O$, os gnaisses granulíticos máficos, intermediários e félsicos ($SiO_2 = 52$ a 74%) apresentam afinidades com a série cálcio-alcalina-throndjimítica de baixo K_2O e alto Na_2O . Os gnaisses biotíticos e anfibolíticos ($SiO_2 = 47$ a 70%) do TGAG apresentam afinidade com a série cálcio-alcalina-throndjimítica de baixo K_2O . A maioria dos gnaisses biotíticos e anfibolíticos, excetuando-se alguns gnaisses biotíticos e anfibolíticos (monzodioritos) que ocorrem ao longo da ZCPT, apresentam afinidades shoshoníticas. Nos gnaisses granulíticos, principalmente félsicos, correlação positiva do Na_2O com SiO_2 e negativa com K_2O , sugere o aumento do Na_2O e não do K_2O , distinguindo assim, a série cálcio-alcalina-throndjimítica de baixo K da clássica série cálcio-alcalina. A correlação $SiO_2 \times K_2O$ indica que os litotipos granulíticos (gnaisse granulíticos máficos a intermediários e félsicos) e os litotipos não granulíticos (gnaisse

biotíticos e anfíbolíticos) são cálcio-alcálinos de baixo K, com exceção dos gnaisses biotíticos e anfíbolíticos (monzodioritos), que apresentam afinidades shoshoníticas.

Tanto os tipos granulíticos como os não granulíticos são metaluminosos. Os gnaisses granulíticos máficos a intermediários e félsicos ANK entre 2,3 e 1,5 e ACNK entre 0,8 e 1,0, enquanto os gnaisses biotíticos e anfíbolíticos exibem ANK entre 2,3 e 1,5 e ACNK entre 0,8 e 1,0. Do mesmo modo, os dois tipos apresentam correlação negativa com sílica em diagramas SiO_2 X óxidos (TiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , MnO , MgO , CaO e P_2O_5). A correlação positiva é observada somente em SiO_2 x Na_2O , onde os gnaisses máficos a intermediários apresentam valores de Na_2O entre 3 e 4 % e os gnaisses félsicos entre 5 e 6 %. Os gnaisses biotíticos e anfíbolíticos apresentam valores de Na_2O entre 3 e 4 %.

Os gnaisses granulíticos máficos a intermediários e félsicos em geral são empobrecidos em Rb (a maioria tem < 20 ppm, algumas rochas com biotita e K-feldspato entre 30 e 40 ppm), K_2O (0,5 a 1,5 % para os gnaisses granulíticos máficos a intermediários e < 1,2 % para os félsicos) e muito empobrecidos em U e Th (< 0,1 ppm). Os tipos félsicos são os mais empobrecidos em K_2O , Rb, U e Th. Os gnaisses biotíticos e anfíbolíticos apresentam valores mais elevados em Rb (40 a 80 ppm), valores relativamente similares de K_2O , U e Th (exceto os gnaisses biotíticos e anfíbolíticos shoshoníticos).

O empobrecimento em Rb, K_2O , U e Th dos gnaisses granulíticos máficos e félsicos é típico também de muitos terrenos ortogranulíticos arqueanos e paleoproterozóicos. Este fato é atribuído a vários fatores como: a) remoção de líquidos graníticos que carregam estes elementos deixando um restito com mineralogia típica de granulitos e empobrecido em Rb, K, U e Th; b) fluidos liberados durante as reações de desidratação típicas de metamorfismo de alto grau, como consumo de biotita e anfíbio para a formação de ortopiroxênio e remoção do Rb presente nestes minerais; c) invasão de fluidos ricos em CO_2 que podem causar remoção e empobrecimento dos granulitos nestes elementos. Outra hipótese sugere que o baixo conteúdo em K, Rb, U e Th, pode refletir a composição dos protólitos ígneos destes granulitos (Rudnick e Presper 1990, Hubbard 1989, Tarney & Weaver 1987, entre outros). Fluidos ricos em F e Cl, combinados ou não com fluidos ricos em CO_2 resultantes da quebra da biotita e anfíbio durante as reações de fácies anfíbolito/granulito e granulito podem ser também responsáveis pela remoção do U e Th (Keppler & Wyllie 1990, Lamb et al 1986).

A razão Rb/Sr nos gnaisses biotíticos e anfíbolíticos está entre 0,05 e 0,1 e é maior do que a apresentada pelos gnaisses granulíticos máficos a intermediários e félsicos (Rb/Sr = 0,01 a 0,05)

Em correlações negativas da $\text{SiO}_2 \times \text{Ba}$ e $\text{SiO}_2 \times \text{Sr}$, os gnaisses granulíticos máficos a intermediários apresentam valores mais elevados de Ba e Sr (Ba = 1000 a 500 e Sr = 800 a 500 ppm), do que os gnaisses granulíticos félsicos (Ba = 500 a 200 ppm e Sr entre 500 e 100). Valores mais elevados de Ba e Sr são apresentados pelos gnaisses biotíticos e anfibolíticos shoshoníticos (Ba = 3000 a 3500 ppm e Sr = 1000 a 1300) e por um charnoquito máfico (OM 906) rico em biotita ($\text{SiO}_2 = 46\%$, Ba = 3400 ppm e Sr = 1500 ppm). Nos demais gnaisses biotíticos e anfibolíticos, os valores de Ba e Sr, para similares valores de sílica, estão dentro dos valores apresentados pelos gnaisses granulíticos máficos a intermediários e félsicos. A correlação $\text{SiO}_2 \times \text{Y}$ tende a ser negativa, tanto nos gnaisses granulíticos máficos a intermediários e félsicos como nos gnaisses biotíticos e anfibolíticos.

Uma grande dispersão no conteúdo dos elementos traços principalmente Ga (10 a 25 ppm), Nb (1 a 18 ppm) e Ta (0.1 a 2.5 ppm), sem correlação com SiO_2 é observada tanto nos gnaisses granulíticos máficos a intermediários e félsicos quanto nos gnaisses biotíticos e anfibolíticos. O mesmo ocorre com os conteúdos em Zr (250 a 20 ppm) e Hf (7 a < 1 ppm), que apresentam tendências caóticas de aumento e decréscimo ao longo do todo o intervalo da sílica. Um charnoquito máfico rico em biotita e anfibólio do trecho NE apresenta valores bem mais elevados de Zr (550 ppm) e Hf (12 ppm).

Em diagramas de $\text{SiO}_2 \times \text{ETRL}$ e $\text{SiO}_2 \times \text{ETRP}$ nota-se uma progressiva diminuição dos ETRL e ETRP desde os gnaisses granulíticos máficos a intermediários até os félsicos. O mesmo ocorre nos gnaisses biotíticos e anfibolíticos.

Os perfis de ETR nos granulitos máficos a intermediários, normalizados ao condrito, mostram um progressivo empobrecimento em ETRP ($\text{Yb}_N = 15$ a 2) e ETRL ($\text{La}_N = 200$ a 100) correlacionável negativamente com aumento da sílica e sem mostrar qualquer tipo de anomalia de Eu. Nos gnaisses granulíticos félsicos, observa-se, em relação aos gnaisses granulíticos máficos maior e mais pronunciado empobrecimento em ETRP ($\text{Yb}_N = 5$ a 0.3) e valores mais baixos em ETRL ($\text{La}_N = 90$ a 50), correlacionáveis negativamente com a sílica, com aparecimento ou não de uma fraca anomalia negativa de Eu. Estes perfis de ETR são similares aos apresentados pelos gnaisses granulíticos tipo Lewisian e pelos gnaisses TTG metamorfisados ou não (Tarney & Weaver 1987, Martin 1993, 1994 e 1998 e outros).

8.5 - Geocronologia

Nesta seção serão apresentados e discutidos os resultados geocronológicos e isotópicos nos principais litotipos granulíticos desta unidade.

A metodologia U-Pb foi aplicada em litotipos granulíticos representativos do TGAG desta região. Estas amostras são: um charnoquito máfico (norito-quartzo-norito), com ortopiroxênio $\pm$ clinopiroxênio e rico em biotita e anfibólio do trecho NE (amostra OM 904), um gnaiss granulítico máfico com ortopiroxênio $\pm$ clinopiroxênio e com traços ou restos de biotita e anfibólio do trecho SW (amostra OM 298) e, um gnaiss granulítico félsico com ortopiroxênio e traços de biotita e anfibólio do trecho SW (amostra OM 388).

A aplicação da metodologia U-Pb em zircões foi precedida de uma observação, em lupa, da morfologia dos zircões que ocorrem nestas rochas. Nos gnaisses granulíticos máficos e félsicos foram encontradas duas principais morfologias: esféricas e elipsoidais. Uma terceira morfologia (zircões aciculares com terminações arredondadas) foi encontrada somente no charnoquito máfico. Os resultados analíticos U-Pb são apresentados na Tabela 8.1.

A metodologia K-Ar em biotita e anfibólio foi aplicada nos gnaisses granulíticos principalmente máficos a intermediários do trecho SW e em gnaisses biotíticos e anfibolíticos que ocorrem ao longo da ZCPT.

A metodologia Sm-Nd em rocha total foi aplicada nos principais litotipos granulíticos e nos gnaisses biotíticos e anfibolíticos e em rocha total e minerais nos gnaisses granulíticos máficos ricos em granada.

Os resultados da geoquímica isotópica obtidos pelas metodologias Sm-Nd em rocha total, a análise das razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ e O^{18} (zircão) referentes aos principais litotipos da TGAG, são apresentados e discutidos no Capítulo 9.0, referente à Geologia Isotópica.

Os resultados U-Pb em zircões elipsoidais e aciculares com terminações arredondadas do charnoquito máfico ricos em biotita e anfibólio são apresentados na Tabela 8.1. Duas morfologias de zircões, elipsoidais e aciculares com terminações arredondadas, foram analisados nesta rocha. Os zircões esféricos (típicos de metamorfismo de alto grau), presença constante nos gnaisses granulíticos máficos e félsicos do TGAG, não foram encontrados neste charnoquito.

Tabela 8.1 - Análises isotópicas U-Pb em zircões dos litotipos ortogranulíticos do TGAG

Litotipo e Morfologia dos zircões	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Erro	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	Erro	Rho	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Erro	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	U (ppm)	Pb (ppm)	Peso (µg)	Idade (Ma) Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Idade (Ma) Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Idade (Ma) Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸
Charnoquito máfico (N-QN) rico em biotita e anfibólio. (OM 904)														
SPU 1040 OM 904 (M-6) elipsoidais	7.01642	1.94	0.372239	1.94	0.9980285	0.136707	0.122	576.6357	314.11	144.17	127.0	2186	2113	2040
SPU 1039 OM 904 (M-6) aciculares	7.44025	0.876	0.393223	0.86	0.983001	0.137229	0.161	1233.757	234.75	110.89	57.4	2192	2166	2138
SPU 1041 OM 904 (M-5) elipsoidais	7.20621	1.28	0.380427	1.26	0.985084	0.137384	0.22	1377.986	109.22	48.371	112	2194	2137	2078
SPU 1042 OM 904 (M-5) aciculares	7.17154	0.865	0.379024	0.854	0.985754	0.137229	0.145	807.666	67.27	30.706	83	2192	2133	2072
SPU 1044 OM 904 (M-4) elipsoidais	7.29274	0.639	0.384982	0.636	0.9956974	0.137388	0.0592	3410.931	208	91.631	112	2194	2148	2099
SPU 1043 OM 904 (M-4) aciculares	7.41978	0.551	0.391515	0.548	0.9944246	0.137449	0.0581	4284.703	245.6	111.07	75.58	2195	2163	2130
SPU1119 OM 904 (M-3) elipsoidais	7.17692	0.764	0.382767	0.75	0.982945	0.135989	0.14	616.8538	76.386	35.939	102.78	2177	2133	2089
Granulito félsico (Enderbitto) com traços de biotita e anfibólio. (OM 388)														
SPU791 OM388 (M-6) elipsoidais	6.57134	1.29	0.364175	1.28	0.9966	0.130871	0.105	10418.29	165.78	63.272	249	2110	2055	2002
SPU790 OM388 (M-6) esféricos	6.38602	0.711	0.365901	0.689	0.9698	0.12658	0.173	2599.014	94.79	36.63	74.6	2051	2030	2010
SPU1303 OM 388 (M-5) elipsoidais	6.76247	0.508	0.374046	0.505	0.9944492	0.131123	0.0534	9362.884	174.9	68.655	104.20	2113	2080	2048
SPU1302 OM 388 (M-6) elipsoidais	6.38063	1.09	0.355578	1.08	0.9965754	0.130145	0.0898	12442.68	270.39	100.85	96.40	2100	2030	1961
SPU1304 OM 388 (M-4) esféricos	6.04321	0.537	0.348668	0.531	0.988794	0.125706	0.0801	10265.44	104.12	38.107	106.0	2039	1982	1928
SPU1305 OM 388 (M-5) esféricos	6.27123	0.600	0.359341	0.594	0.9908962	0.126574	0.0807	2350.527	151.82	57.933	105.33	2051	2014	1979
SPU1300 OM 388 (M-4) elipsoidais	6.63084	0.887	0.368874	0.871	0.985044	0.130374	0.153	2942.128	178.57	70.047	106.81	2103	2063	2024
SPU1301 OM 388 (M-6) esféricos	6.119	0.984	0.352187	0.980	0.9962052	0.12601	0.0856	13284.07	166.01	61.373	106.37	2043	1993	1945
Granulito máfico (QN) com traços de biotita e anfibólio. (OM 298)														
SPU1095 OM 298 (M-6) elipsoidais	6.2092	0.815	0.348952	0.797	0.980628	0.129053	0.16	2226.51	133.01	53.984	117.2	2085	2006	1930
SPU1096 OM298 (M-6) esféricos	6.35742	1.02	0.356416	1.02	0.9911355	0.129367	0.136	1797.844	261.24	110.99	91.64	2089	2026	1965
SPU1098 OM 298 (M-5) elipsoidais	6.4037	3.19	0.361409	3.18	0.9982741	0.128208	0.187	288.5023	54.334	26.218	114.28	2078	2033	1989
SPU1097 OM 298 (M-5) esféricos	6.1324	1.09	0.347251	1.08	0.9952068	0.128081	0.106	6861.165	219.69	89.035	105.33	2072	1995	1921
SPU1120 OM 298 (M-4) esféricos	6.57656	1.7	0.374825	1.69	0.9941206	0.127253	0.184	1505.692	58.151	26.204	69.49	2060	2056	2052
SPU1099 OM 298 (M-3) esféricos	6.34108	0.66	0.363023	0.653	0.989636	0.126686	0.0947	543.4412	106.14	48.381	97.85	2052	2024	1996

N = Norito. QN = Quartzo-Norito

Os resultados U-Pb em zircões elipsoidais desta rocha forneceram idade do intercepto superior de $2209 \pm 11/\pm 13$ Ma (Figura 8.4). Os zircões aciculares da mesma rocha forneceram idade do intercepto superior de $2194.7 \pm 3.5/\pm 7.1$ Ma (Figura 8.5). Nota-se que ambas as idades são praticamente similares, sendo a idade dos zircões aciculares cerca de 15 Ma menor do que a idade dos zircões elipsoidais. Quando o cálculo é feito utilizando-se os dois tipos de zircões, a idade do intercepto superior é de $2200.5 \pm 7.3/\pm 9.9$ Ma (Figura 8.6), interpretada como a idade da recristalização metamórfica em alto grau (metamorfismo granulítico). Nota-se que os os zircões aciculares apresentam geralmente razões Pb^{207}/U^{235} e Pb^{206}/U^{238} mais altas do que os zircões elipsoidais (Figura 8.6).

Figura 8.4 – Diagrama concórdia U-Pb para os zircões elipsoidais do charnoquito máfico rico em biotita e anfibólio.

Figura 8.5 – Diagrama concórdia U-Pb para os zircões aciculares com terminações arredondadas do charnóquito máfico rico em biotita e anfibólio.

Figura 8.6 – Diagrama concórdia U-Pb para os zircões elipsoidais e aciculares com terminações arredondadas do charnóquito máfico rico em biotita e anfibólio.

A presença, nesta rocha, de grande quantidade de biotita e anfibólio com substituição parcial por ortopiroxênio e clinopiroxênio, a falta de foliação e o alojamento preferencial dos dois tipos de zircões junto ou inclusos nos máficos (biotita, anfibólio e piroxênio) sugerem que a rocha não foi completamente metamorfisada em alto grau e não sofreu contemporânea deformação. A presença ou não de deformação e a temperatura alcançada durante o metamorfismo de alto grau, que resultam no consumo parcial ou total da biotita e do anfibólio para a formação do ortopiroxênio e clinopiroxênio, são importantes fatores que controlam e afetam o sistema U-Pb em zircões de rochas granulíticas, com a formação ou não de zircões esféricos e elipsoidais como resultado da recristalização metamórfica. Consequentemente, ocorre rejuvenescimento total ou parcial do sistema U-Pb ígneo, com a destruição parcial ou total de antigos registros de zircões magmáticos. O resultado desta história metamórfica seria a obtenção de idades próximas às do pico térmico do metamorfismo de alto grau, como pode ser o caso deste charnoquito máfico, cuja idade de recristalização metamórfica (metamorfismo granulítico) é de $2200,5 \pm 7,3/\pm 9,9$ Ma.

Como estes charnoquitos máficos ocorrem como núcleos no meio dos gnaisses biotíticos e anfibolíticos do trecho NE do TGAG, uma outra coerente explicação seria um outro evento metamórfico anterior de alto grau, ocorrido ao redor de 2.2 Ga. Estas rochas seriam preservadas do principal evento metamórfico, ao redor de 2.05 Ga, registrado na região.

Os resultados analíticos U-Pb em zircões elipsoidais e esféricos de um gnaisse granulítico máfico com restos de biotita e anfibólio são apresentados na Tabela 8.1. Não foram encontrados, nesta rocha, zircões aciculares com terminações arredondadas similares aos encontrados no charnoquito máfico.

O cálculo da idade U-Pb para os zircões elipsoidais forneceu idade do intercepto superior de $2068 \pm 15/\pm 16$ Ma (Figura 8.7), enquanto para os zircões esféricos uma idade do intercepto superior de 2062 ± 65 Ma foi obtida (Figura 8.8). Uma das frações (M-4) destes zircões esféricos é concordante apresentando idade de 2059.9 ± 6.6 Ma.

Figura 8.7 – Diagrama concórdia U-Pb para os zircões elipsoidais dos gnaisses granulíticos máficos.

Figura 8.8 – Diagrama concórdia U-Pb para os zircões esféricos dos gnaisses granulíticos máficos do TGAG.

Nota-se que as idades dos zircões esféricos e elipsoidais nesta rocha são similares. O cálculo da idade U-Pb para todos os zircões elipsoidais e esféricos desta rocha forneceu idade do intercepto superior de $2063 \pm 29/\pm 30$ Ma (Figura 8.9) indicativa da recrystalização metamórfica destes zircões em alto grau, ou seja, a idade do metamorfismo granulítico. A idade mais precisa deste metamorfismo é sugerida pela idade concordante de 2060 ± 6.6 Ma obtida em zircões esféricos, morfologia mais típica e representativa da recrystalização metamórfica em alto grau.

Figura 8.9 – Diagrama concórdia U-Pb para os zircões esféricos e elipsoidais dos gnaisses granulíticos máficos.

Os resultados U-Pb em zircões elipsoidais e esféricos de um gnaiss granulítico félsico com restos de biotita e anfibólio são apresentados na Tabela 8.1. Foram analisados, da mesma forma que para os gnaisses granulíticos máficos, zircões elipsoidais e esféricos. Não foram encontrados zircões aciculares.

O cálculo da idade U-Pb para os zircões elipsoidais desta rocha forneceu idade do intercepto superior de 2125 ± 31 Ma (Figura 8.10) e, para os zircões esféricos, uma idade do intercepto superior de $2060 \pm 19/\pm 20$ Ma (Figura 8.11). A idade do metamorfismo de alto grau é sugerida pela idade dos zircões esféricos. Os zircões elipsoidais são mais antigos (da ordem de 60 Ma) do que os zircões esféricos, diferença que pode representar a duração do metamorfismo granulítico. Nota-se também que, enquanto a idade dos zircões elipsoidais neste gnaiss granulítico félsico difere da obtida nos zircões elipsoidais do gnaiss granulítico máfico, as idades dos zircões esféricos em ambas as rochas são idênticas e estão ao redor de 2060 Ma. Esta similaridade indica claramente a contemporaneidade do metamorfismo de alto grau sofrido por estas rochas.

Figura 8.10 – Diagrama concórdia U-Pb para os zircões elipsoidais dos gnaisses granulíticos félsicos.

Figura 8.11 – Diagrama concórdia U-Pb para os zircões esféricos dos gnaisses granulíticos félsicos.

A análise conjunta dos resultados U-Pb em zircões elipsoidais e esféricos dos gnaisses granulíticos félsicos (Figura 8.12) aponta, para um intervalo de idades entre 2,1 e 2,0 Ga, dentro do qual ocorreu o metamorfismo granulítico nestas rochas. A idade do pico do metamorfismo granulítico é sugerida pela idade dos zircões esféricos.

Idades ao redor de 2,2 Ga foram obtidas somente em zircões aciculares e elipsoidais do charnoquito máfico. De acordo com as características mineralógicas e texturais anteriormente mencionadas, esta idade, é interpretada como representativa da idade do metamorfismo granulítico. Como estes charnoquitos ocorrem em núcleos em meio aos gnaisses biotíticos e anfíbolíticos do trecho NE, há uma grande possibilidade destas rochas representarem antigos núcleos granulíticos metamorfisados em um evento metamórfico anterior e de alto grau, ao redor de 2,2 Ga. Entretanto, o fato destes charnoquitos máficos apresentarem idades modelo Sm-Nd ao redor de 3,4 Ga, bem mais antigas do que as obtidas na maioria dos gnaisses granulíticos máficos e félsicos desta região, não corrobora esta possibilidade. Idades U-Pb ao redor de 2,2 Ga e 2,3 Ga, obtidas em zircões esféricos, elipsoidais e prismáticos de ortogranulitos e em monazitas de granada-quartzito, são aparentemente freqüentes nas porções, central e meridional do TGAG, conforme apresentado por Siga Jr. (1995) e Basei (2000). Estes dados sugerem eventos metamórficos anteriores de alto grau, fora dos aqui encontrados entre 2,1 e 2,0 Ga, que podem ser contemporâneas aos dos charnoquitos máficos desta região, com idades U-Pb em zircões ao redor 2,2 Ga.

O diagrama concórdia U-Pb (Figura 8.13) para todas as rochas granulíticas aqui datadas, sugere um intercepto superior com idade ao redor de 2,5 Ga e um intercepto inferior ao redor de 1,8 Ga. A idade de 2,4 é interpretada como possível idade do protólito ígneo dos gnaisses granulíticos máficos e félsicos e é mais jovem do que as idades modelo Sm-Nd (2,7-2,5 Ga) na maioria dos gnaisses granulíticos e máficos. A idade do intercepto inferior, ao redor de 1,8 Ga, é similar às idades K-Ar obtidas em principalmente biotita e anfíbólio (Tabela 8.2) nos gnaisses granulíticos máficos e félsicos, e interpretada como a idade do resfriamento e estabilidade tectônica destas rochas e deste terreno.

Figura 8.12 – Diagrama concórdia U-Pb para os zircões esféricos e elipsoidais dos gnaisses granulíticos félsicos.

Figura 8.13 – Diagrama concórdia U-Pb para os zircões de todas as rochas granulíticas da região investigada.

Tabela 8.2 - Análises isotópicas e idades K-Ar da porção norte do TGAG* (somente dados em biotita e anfibólio das Folhas Campo Alegre, Tijucas do Sul e São Miguel).

Nº. amostra	Mineral	Rocha	K (%)	Ar ⁴⁰ Rad.ccSTP/g * 10 ⁶	Ar ⁴⁰ Atm. (%)	Idade ± Erro (M.a)	Fonte Bibliográfica
OM 369	Biotita	Gnaisses Biotíticos	6.0131	172.86	6.32	620 ± 13	Inédito
OM 216 B	Biotita	Gnaisses Biotíticos	7.2832	212.35	6.06	628 ± 22	Inédito
AM 27	Biotita	Biotita- Piroxenito	7.7334	237.36	2.10	655 ± 14	Machiavelli (1991)
OM 185	Anfibólio	Gnaisses anfibolíticos	0.8360	26.03	14.76	663 ± 13	Inédito
OM 242	Biotita	Granulito Máfico	6.7749	779.23	0.71	1752 ± 24	Inédito
OM 70	Biotita	Granulito Máfico	6.8555	866.86	0.55	1861 ± 38	Inédito
AM 70	Biotita	Granulito	7.1138	937.61	0.71	1910 ± 48	Machiavelli (1991)
MJ 80	Biotita	Granulito	6.9082	725.53	0.93	1654 ± 54	Siga Jr (1995)
MJ 332B	Biotita	Granulito	7.1833	756.48	1.06	1655 ± 28	Siga Jr (1995)
MJ 184A	Biotita	Granulito	6.5438	830.85	3.67	1865 ± 38	Siga Jr (1995)
MJ 13	Anfibólio	Granulito	0.9256	115.88	3.12	1849 ± 36	Siga Jr (1995)
MJ 92	Anfibólio	Granulito	1.3077	166.73	45.46	1870 ± 56	Siga Jr (1995)
MJ 245	Anfibólio	Granulito	1.1435	132.37	1.86	1760 ± 32	Siga Jr (1995)
VG 24	Anfibólio	Granulito	1.193	153.450	32.10	1866 ± 56	Girardi et al. (1974)
VG 263	Anfibólio	Granulito	1.000	1.191	3.30	1787 ± 25	Girardi et al. (1974)

* = Análises inéditas e seleção das análises geocronológicas K-Ar em biotita e anfibólio disponíveis (Girardi 1974, Machiavelli 1991 e Siga Jr. 1995)

As idades K-Ar obtidas em anfibólio e biotita (Tabela 8.2) nas rochas granulíticas do TGAG estão entre 1,7 e 1,9 Ga, com concentração ao redor de 1,8 Ga. Estas idades registram o resfriamento e a estabilidade tectônica das rochas granulíticas não só desta região mas também de toda as porções meridional e central do TGAG, independente da idade e da quantidade de eventos metamórficos. O resfriamento e a estabilidade tectônica das rochas granulíticas nesta região ocorreram aproximadamente 200 Ma após o metamorfismo granulítico entre 2,1 -2,0 Ga. Isto pode implicar na classificação do TGAG como um terreno granulítico com histórias de estabilização tectônica e resfriamento lento.

Após o metamorfismo granulítico, o TGAG permaneceu estável e frio desde aproximadamente 1,8 Ga (fim do Paleoproterozóico) até o Neoproterozóico, quando ocorreu uma reativação tectono-térmica registrada principalmente ao longo da ZCPT. Esta reativação é indicada pelas texturas presentes nos gnaisses granulíticos e gnaisses biotíticos e anfibolíticos, pelo paralelismo das foliações nestas rochas e as da SGPM e SMUP e, principalmente, pelas idades neoproterozóicas K-Ar em biotita e anfibólio das rochas deste local (Tabela 8.2 e Figura 8.14). O perfil térmico-geocronológico K-Ar mostra que as idades das rochas do TGAG concentram-se ao redor de 1,8 Ga e, à medida em que

se aproxima da ZCPT, as idades nas rochas do TGAG tornam-se Neoproterozóicas (entre 660 e 620 Ma), passando para idades K-Ar em biotita na SGPM entre 607 e 595 Ma. Nota-se também o “decréscimo” das idades K-Ar em biotita, de sul para o norte, próximo a ZCPT (nas rochas do TGAG) e dentro da SGPM, que sugere a atuação da tectônica tangencial. As rochas do TGAG foram parcialmente (anfíbólio dos gnaisses anfibolíticos) a totalmente (biotita dos gnaisses biotíticos) reaquentadas durante o Neoproterozóico por retrometamorfismo ou metamorfismo de baixo a médio grau, permitindo o rejuvenescimento das idades K-Ar e envolvendo neste processo a SGPM e a SMUP.

Figura 8.14 - Perfil térmico-geocronológico K-Ar (biotita e anfíbólio) entre o TGAG e a SGPM.

As análises Sm-Nd em rocha total e minerais (plagioclásio e granada) dos gnaisses granulíticos máficos com megacristais de granada (dados analíticos Tabela 8.3) indicaram uma isócrona com idade de 1831 ± 17 Ma (Figura 8.15) e uma errócrona com idade de 1704 ± 540 Ma (Figura 8.16). Estas idades isocrônicas Sm-Nd (granada, plagioclásio e rocha total) são similares às idades K-Ar em biotita e anfíbólio obtidas na maioria dos gnaisses granulíticos sem megacristais de granada.

Devido à diferença entre a temperatura média do metamorfismo granulítico (800 a 1000 °C, capaz de alterar completamente o sistema U-Pb dos zircões dos protólitos dos gnaisses granulíticos), a temperatura de difusão do Nd em granada (500-700°C Hamphries & Cliff 1982, $600 \pm 30^\circ\text{C}$, Mezger *et al.* 1992) e a temperatura de difusão de Ar em biotita ($250^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$) e anfíbólio ($450^\circ\text{C} \pm 50^\circ\text{C}$), as idades Sm-Nd obtidas não poderiam indicar a idade do resfriamento destas rochas. Mesmo assim, o significado geológico destas idades Sm-Nd são interpretados como representantes do período do resfriamento.

Tabela 8.3 - Análises Sm-Nd dos gnaisses granulíticos e anfibolíticos ricos em megacristais de granada do TGAG

Amostra	Mineral ou rocha Total	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm ¹⁴⁷ /Nd ¹⁴⁴	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴
OM 379	Rocha Total	4.35	14.95	0.177085±1	0.512040±32
OM 379	Granada	3.86	3.85	0.60981±30	0.517034±24
OM 379	Plagioclásio	0.90	7.50	0.07297±13	0.511054±22
OM 173	Rocha Total	6.14	27.28	0.13698±6	0.511836±34
OM 173	Granada	7.16	5.45	0.79988±38	0.519829±31
OM 173	Plagioclásio	0.88	6.75	0.079160±7	0.511153±36

Figura 8.15 – Diagrama isocrônico Sm¹⁴⁷/Nd¹⁴⁴ – Nd¹⁴³/Nd¹⁴⁴ (rocha total, plagioclásio e granada) para os gnaisses granulíticos máficos com megacristais de granada.

Figura 8.16 – Diagrama isocrônico Sm¹⁴⁷/Nd¹⁴⁴ – Nd¹⁴³/Nd¹⁴⁴ (rocha total, plagioclásio e granada) para os gnaisses granulíticos máficos com megacristais de granada.

9.0 – Geologia Isotópica (Sm-Nd, Sr e $\delta^{18}\text{O}$ em zircões)

Os resultados Sm-Nd, $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em zircões, obtidos nos principais litotipos do GP, GRN, GAS, GT, SGPM e o TGAG são apresentados em diagramas $\text{SiO}_2 \times \delta^{18}\text{O}$, $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}(\text{Tc}) \times \epsilon\text{Nd}(\text{Tc})$ e tempo $\times \epsilon\text{Nd}$ (Figuras 9.1, 9.2 e 9.3). Os valores de $\epsilon\text{Nd}(\text{Tc})$ e $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}(\text{Tc})$ são calculados para as idades de cristalização destas rochas, exceto nas rochas do TGAG, onde estas razões foram calculadas para a idade de 600 Ma. No diagrama $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}(\text{Tc}) \times \epsilon\text{Nd}(\text{Tc})$ são apresentadas as principais assinaturas isotópicas de Sr e Nd das principais rochas basálticas como o MORB, OIB, CFB e basaltos de zonas de subducção. As análises $\delta^{18}\text{O}$ (Zrc) em zircões foram efetuadas nas principais rochas do TGAG, nas rochas graníticas com e sem epídoto magmático, em monzogabro do GRN e monzo-sienogranito do GP. Todas estas rochas foram datadas pela metodologia U-Pb em zircões. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ em zircões são apresentados em unidades per mil ‰ relativas ao Standard Mean Ocean Water (SMOW).

O zircão preserva os valores magmáticos de $\delta^{18}\text{O}$ em magmas sem contaminação, contribuição ou assimilação crustal e apresentam valores uniformes, distintos dos magmas que assimilaram ou foram gerados diretamente de fontes infra ou supracrustais (Valley *et al.* 1994 e King *et al.* 1998).

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ do manto são estimados em 5.5 ‰ per mil e são baseados em peridotitos mantélicos (Mattey *et al.* 1994). Os basaltos MORB apresentam valores homogêneos de $\delta^{18}\text{O}$ e estão ao redor de 5.7 ‰ (Harmon & Hoefs 1995) e são similares a maioria dos basaltos OIB (Eiler *et al.* 1997). Os basaltos gerados em zonas de subducção (arc-related basalts) apresentam valores entre 6.0 e 6.8 ‰ e os basaltos tipo CFB ou intraplaca apresentam valores de até 7.1 ‰ (basaltos toleíticos) e até 6.1 ‰ (alcali-basaltos) até 6.1 ‰. Segundo King *et al.* (1998), valores da ordem de 50% de assimilação crustal pode elevar o valor de $\delta^{18}\text{O}$ (Zrc) de 5.5 ‰ para 6.5 ‰.

Os isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ (Zrc) em zircão (Figura 9.1) sugerem da mesma forma que os isótopos de Nd e Sr (Figura 9.2), valores distintos para as rochas graníticas com e sem epídoto magmático da SGPM. Os quartzo monzodioritos e quartzo monzodioritos/granodioritos sem epídoto magmático apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Zrc) entre 6.0 e 6.3 ‰ que aumentam com aumento da sílica e com aumento da razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}(\text{Tc})$ e sugerem a contaminação, contribuição ou assimilação infracrustal durante o processo de cristalização destas rochas. Os quartzo monzodioritos e quartzo monzodioritos/granodioritos com epídoto magmático apresentam valores mais baixos e similares, entre 5.7 e 5.6 ‰.

Estes valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Zrc) somados aos baixos valores das razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(\text{Tc})}$, pouca ou nenhuma contaminação crustal durante o curso de cristalização destas rochas, em relação as rochas sem epidoto magmático

Figura 9.1 – Diagrama $\text{SiO}_2 \times \delta^{18}\text{O}(\text{Zrc})$ para as rochas graníticas sem (valores de 6.0 e 6.30 ‰) e com (5.6 e 5.7 ‰) epidoto magmático da SGPM, os monzo-sienogranitos do GP (5.10 ‰), os monzogabros do GRN (5.5 ‰), os gnaisses máficos (5.7 ‰) e félsicos (6.1 ‰) do TGAG e os charnoquitos máficos ricos em biotita e anfibólio (5.10) do trecho NE do TGAG. Símbolos conforme os diagramas seguintes.

Figura 9.2 - $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{Tc}) \times \text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(\text{Tc})}$ para as rochas do TGAG ($\text{Tc} = 600 \text{ Ma}$), SGPM, GP, GAS, GRN e GT. (valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{Tc}) \times \text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(\text{Tc})}$ das rochas basálticas MORB, OIB, CFB e basaltos de arcos magmáticos, Wilson 1989, Saunders et al. 1992, Menzies et al. 1992 e Sun McDonough 1989).

Os valores de $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrc})$ apresentados pelas rochas graníticas com epidoto magmático são similares às rochas basálticas tipo MORB e os valores de $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrc})$ das rochas graníticas sem epidoto magmático são mais altos em relação aos valores do MORB (MORB contaminado ?), e similares a rochas basálticas contaminadas tais como basaltos de zonas de subducção.

As rochas graníticas sem epidoto magmático indicaram idades Modelo (T_{DM}) entre 2.3 e 2.2 Ga, valores de $\epsilon\text{Nd}^{(\text{Tc})}$ negativos entre -18 e -19 e razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(\text{Tc})}$ entre 0.706 e 0.707 (Figuras 9.2 e 9.3). As rochas graníticas com epidoto magmático indicaram idades modelo (T_{DM}) entre 2.2 e 2.1 Ga sendo que os cogenéticos leucogranodioritos ($\text{SiO}_2 = 73.72\%$) apresentam idades mais antigas ao redor de 2.35. Os valores de $\epsilon\text{Nd}^{(\text{Tc})}$ das rochas graníticas com epidoto estão ao redor de -15. As razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(\text{Tc})}$ nestas rochas são baixas e estão entre 0.705 e 0.706. (Figura 9.2). O aumento nas idades modelo, da ordem de 150 Ma, no caso destes leucogranodioritos com epidoto magmático deve-se, principalmente, ao baixo conteúdo em Sm e Nd nestas rochas e ao aumento da razão Sm/Nd e $\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$.

As razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(\text{Tc})}$ obtidas nas rochas graníticas sem epidoto magmático (0.706 a 0.707, $\text{SiO}_2 = 60-70\%$) e com epidoto magmático (0.705 a 0.706, $\text{SiO}_2 = 60-75\%$) indicam pouca variação desta razão isotópica entre estes dois grupos e dentro de cada grupo durante o curso de cristalização destas rochas, sendo um pouco mais altas nas rochas sem epidoto magmático.

Nota-se que as rochas graníticas sem epidoto magmático em geral apresentam valores de $\epsilon\text{Nd}^{(\text{Tc})}$ mais negativos e $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(\text{Tc})}$ e $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrc})$ mais altos do que as rochas graníticas com epidoto magmático (Figuras 9.1, 9.2 e 9.3). Isto somado às características químicas destas rochas, sugere, além da cogeneticidade dentro de cada grupo destas rochas, derivação de fontes máficas (basaltos e anfibolitos) variavelmente contaminadas. As assinaturas químicas sobrepostas das rochas com e sem epidoto magmático da SGPM, sugerem, independentemente da idade da formação/cristalização de cada suite, fontes máficas com semelhantes composições químicas, bem mais contaminadas (rochas sem epidoto) e menos contaminadas (rochas com epidoto) por rochas infracrustais paleoproterozóicas. Composições isotópicas de Nd e Sr em muitas rochas de arcos magmáticos são interpretados como reflexo da mistura ou interação de rochas derivadas do manto com rochas infra ou supra crustais (Hildreth and Moor bath 1988). Enquanto os valores de $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrc})$ nas rochas sem epidoto magmático sugerem esta contaminação, o mesmo não é sugerido pelas rochas com epidoto magmático. Ao mesmo tempo, as

diferenças desta contaminação ou contribuição crustal são sugeridas pelos isótopos de Nd e Sr e estão relacionadas ao grau de contaminação infracrustal destas rochas.

As idades modelo Sm-Nd apresentadas pelas rochas graníticas sem epídoto magmático (2.3-2.2 Ga) e com epídoto magmático (2.2-2.1 Ga), são interpretadas como idade de mistura de Nd das rochas fontes máficas e Nd proveniente de rochas contaminantes infracrustais paleoproterozóicas (TGAG). As rochas sem epídoto magmático apresentam valores de $\epsilon\text{Nd}^{(\text{Tc})}$ iguais as rochas do TGAG (Figura 9.2) corroborando as indicações dos isótopos de Nd, Sr e $\delta^{18}\text{O}(\text{Zrc})$.

As rochas graníticas sem epídoto magmático poderiam ? resultar-se do retrabalhamento e refusão dos gnaisses granulíticos máficos tais com os do TGAG que apresentam valores semelhantes de $\epsilon\text{Nd}^{(\text{Tc})}$ e $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(\text{Tc})}$ (para $T = 600 \text{ Ma}$) aos obtidos nestas rochas graníticas (Figuras 9.1 e 9.2). Este tipo de rochas granulíticas seriam rochas férteis para este magmatismo granítico inicial da SGPM ou são as principais contaminantes.

Os componentes do GP indicaram valores de $\epsilon\text{Nd}^{(\text{Tc})}$ negativos (Figuras 9.2 e 9.3) para os monzo-sienogranitos (-13.53 a -14.53), quartzo monzonitos/quartzo sienitos (-12.46), quartzo monzonitos híbridos (-10.96) e monzogabros (-5.43). Valores de $\epsilon\text{Nd}^{(\text{Tc})}$ negativos são apresentados pelos componentes do GRN, a saber: monzo-sienogranitos (-11.72), quartzo monzodioritos e quartzo monzonitos/monzogranitos híbridos (-11.56 a -11.29) e os monzogabros (-11.57 e -11.42). Nota-se que os componentes do GRN apresentam valores de $\epsilon\text{Nd}^{(\text{Tc})}$ e idades modelo praticamente similares nos monzogabros, as rochas híbridas e os monzo-sienogranitos.

Os quartzo monzonitos híbridos do GP apresentam valores de $\epsilon\text{Nd}^{(\text{Tc})}$ e valores de idades modelo similares aos correspondentes híbridos do GRN. Os valores de $\epsilon\text{Nd}^{(\text{Tc})}$ dos monzo-sienogranitos do GP são mais negativos da ordem de 2 a 3 unidades ϵ do que os correspondentes monzo-sienogranitos do GRN.

Os monzogabros do GP apresentam valores de $\epsilon\text{Nd}^{(\text{Tc})}$ bem menores (da ordem de 5 a 6 unidades ϵ) do que os correspondentes monzogabros do GRN (Figura 9.2). Os monzogabros tanto no GP quanto no GRN estão dentro do campo da variação do Sr e Nd dos basaltos intraplaca porém os monzogabros do GP assemelham-se aos basaltos menos contaminados e os do GRN aos basaltos intraplaca com forte contaminação crustal (Figura 9.2). Enquanto que as rochas híbridas do GRN apresentam valores de $\epsilon\text{Nd}^{(\text{Tc})}$ e $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(\text{Tc})}$ próximos aos seus componentes de mistura, as rochas híbridas do GP apresentam valores próximos do componente félsico e distantes do componente máfico.

Figura 9.3 - ϵ_{Nd} X T (Ga) para as rochas dos TGAG, SGPM, GP, GAS, GRN e GT.

Segundo Menzies (1992) e Saunders et al. (1992) as características de isótopos de Nd em vários basaltos continentais deve-se, principalmente, à interação de fusões do manto astenosférico com a crosta inferior ou superior; fusão de litosfera subcontinental enriquecida com contaminação crustal; e mistura de fontes mantélicas enriquecidas e empobrecidas e combinação destes processos.

As idades modelo T_{DM} nas rochas do GP e GRN são paleoproterozóicas. Os monzo-sienogranitos do GP apresentam idades entre 2.35 e 2.1 Ga e os do GRN idade modelo ao redor de 2.3 Ga. As idades modelo dos monzogabros do GRN estão ao redor de 2.3 Ga e são similares aos monzo-sienogranitos do GRN e aos monzogabros do GP (ao redor de 2.0 Ga). As rochas híbridas do GP e GRN apresentam idades modelo similares ao redor de 2.1 e os valores de $\epsilon Nd^{(Tc)}$ destas rochas são também similares (Figura 9.2). As idades Modelo T_{DM} paleoproterozóicas em geral nestas rochas são interpretadas como idades de mistura do Nd da rocha fonte com o Nd do contaminante paleoproterozóico.

Os valores de $\delta^{18}O$ (Zrc) dos monzo-sienogranitos do GP são da ordem de 5.1 ‰ e dos monzogabros do GRN estão ao redor de 5.5 ‰ (Figura 9.1). Os valores $\delta^{18}O$ (Zrc) dos monzogabros são semelhantes principalmente aos valores do manto, mais baixos do que os do MORB e, dentro dos valores mínimos sem contaminação das típicas rochas basálticas toleíticas e alcalinas intraplaca. Enquanto que os isótopos de Nd sugerem maior ou menor contaminação e contribuição infracrustal nos monzogabros do GRN e GP, os isótopos de $\delta^{18}O$ (Zrc) descartam esta indicação e sugerem a origem mantélica.

Valor de $\epsilon Nd^{(Tc)}$ mais alto ao redor de -18 e idade T_{DM} de 2.5 Ga mais antiga em relação aos monzo-sienogranitos do GP e do GRN são obtidos em leucogranodiorito do GAS. Estas rochas do GAS apresentam, além do alto valor da sílica, generalizado empobrecimento em ETRL e ETRP que justificam estes valores exóticos de $\epsilon Nd^{(Tc)}$ e das idades T_{DM} , em relação aos monzo-sienogranitos do GP e GRN.

Valor de $\epsilon Nd^{(Tc)}$ de -19.11 e idade T_{DM} de 2.3 Ga são obtidos nos monzogranitos do GT e são bem mais altos do que os adjacentes monzogabros, rochas graníticas híbridas e os monzo-sienogranitos.

A análise conjunta dos resultados dos isótopos de Nd e Sr das rochas do TGAG, SGPM, GP e GRN (Figura 9.2 e 9.3) sugerem a diminuição da influencia da componente infracrustal com a diminuição gradativa do valor de $\epsilon Nd^{(Tc)}$ e a mudança do regime tectônico compressional (SGPM) para um regime extensional (GP e GRN).

Esta mudança resulta na diminuição da influencia do contaminante infracrustal paleoproterozóico-arqueano durante o alojamento das rochas do GP e do GRN. Nesta situação, estas rochas apresentam valores proximos de $\epsilon Nd^{(Tc)}$ incluindo os monzogabros e as híbridas. Os isótopos de Nd sugerem também a formação dos monzo-sienogranitos por fusão de rochas infracrustais com incorporação de Nd proveniente das rochas máficas contaminadas ou, a partir de fusão de rochas máficos contaminados (monzogabros do GP e do GRN).

As análises Sm-Nd nas rochas do TGAG indicaram idades modelo T_{DM} entre 2.75 e 2.6 Ga para os gnaisses granulíticos máficos (ricos ou não em biotita e anfibólio) e para os gnaisses monzodioríticos shoshoníticos. Já para os gnaisses granulíticos félsicos com traços de biotita e anfibólio as idades modelo encontram-se ao redor de 2.5 Ga. Estes resultados são similares a maioria dos resultados obtidos por Siga Jr. (1995) na porção central e meridional do TGAG. Para os charnoquitos máficos ricos em biotita e anfibólio do trecho NE do TGAG as análises Sm-Nd indicaram idades modelo mais antigas, ao redor de 3.4 Ga.

A comparação entre os resultados Sm-Nd dos gnaisses granulíticos máficos sem biotita e anfibólio e dos gnaisses granulíticos máficos ricos em biotita e anfibólio sugerem a não mobilidade ou fracionamento do Sm e do Nd durante o mesmo metamorfismo de alto grau que afetou estas duas rochas permanecendo com similares assinaturas isotópicas de Nd e com similares idades modelo.

Baseando-se nos resultados Sm-Nd dos gnaisses granulíticos máficos e félsicos e dos gnaisses biotíticos e anfibolíticos do TGAG, o período entre 2.7 a 2.5 Ga (Arqueano-Paleoproterozóico) pode representar o principal tempo da adição e diferenciação do manto para crosta dos protólitos dos gnaisses granulíticos máficos e félsicos e dos gnaisses biotíticos e anfibolíticos.

10 – Considerações finais e conclusões

New and recent geological investigations around Piên-Tijucas (suture) shear zone led to the identification of successive and different Neoproterozoic magmatic activities between 630 and 585 Ma. These magmatic activities are continuous responses to geotectonic scenery, which changes from subduction to collision and to late and post-collision extensional settings. The main geological units that were mapped and investigated by geochronological and petrological studies are: Gneiss-granulite Terrain, the Piên Mafic-ultramafic Suite, the Piên-Mandirituba Granite Belt, and the Palermo, Agudos do Sul, Rio Negro and Tarumã Granites.

The Piên-Mandirituba calc-alkaline I-type Granite Belt is a magmatic arc-related to NW subduction zone. The suture zone results from oblique collision between the Piên-Mandirituba Granite Belt, to the north, and the reworked Neo-Archean-? Paleoproterozoic Gneiss-granulite Terrain, to the south. As a consequence the neoproterozoic supra subduction zone (SSZ) Piên Mafic-ultramafic Suite is tectonically emplaced between these units. The Palermo, Agudos do Sul and Rio Negro Granites are late to post-collision A-PA type granites with mafic rocks and magma mixing processes.

The Piên-Mandirituba Granite Belt, approximately 30-Km width, is formed by three main granite suites. The older, pre-collisional granite suite is constituted by magmatic epidote-free, amphibole- and biotite-bearing deformed quartz monzodiorites to granodiorites and by deformed cumulate amphibolite (diorite/quartz diorite) to a less extent. The younger, sin-collisional granite suite is constituted by amphibole-, biotite- and magmatic epidote-bearing deformed quartz monzodiorites, granodiorites and leuco-granodiorites. The third sin to late collisional granite suite is constituted by deformed biotite $\pm$ amphibole monzogranites. Despite the same granite compositions, the older, epidote-free suite, is less expanded ($\text{SiO}_2 = 60\text{-}70\%$) and with biotite, amphibole and accessories minerals (titanite, zircon and allanite) contents that are higher than those from the younger, epidote-bearing suite ($\text{SiO}_2 = 60\text{-}75\%$). The protomylonitic to mylonitic foliation present in all granite suites is N50E/69NW-trending and characterised by high deformation and orientation of feldspars, quartz, biotite, amphibole and magmatic epidote (when present).

The epidote-free quartz monzodiorites to granodiorites and epidote-bearing quartz monzodiorites to leuco-granodiorites of this granite belt are high K calc-alkaline, mainly meta-aluminous to rarely slightly peraluminous, with similar high Ba (1000-2000 ppm), Sr (1000-2000 ppm) and low Rb (50-100 ppm) contents. The epidote-free granite suite is less expanded and have generally slightly higher K_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1\text{-}1.5$), TiO_2 , MgO, Zr, Hf, Th,

Y, Cr, Ni, Sc, V, LREE, and HREE contents than the epidote-bearing, more expanded granite suite, which have higher Na_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.5-2$) and Al_2O_3 contents. Trace element contents such as Rb, Y, and Nb, are compatible with continental arc-related granites both for the epidote-free and epidote-bearing granite suites.

U-Pb zircon and titanite dating of epidote-free granite suite yielded ages between 620-615 Ma for the crystallization of the initial quartz monzodiorites and between 615-610 Ma for the crystallization of the co-genetic quartz monzodiorites to granodiorites.

U-Pb zircon dating of epidote-bearing granite suite, suggests inherited, older Pb components in the zircons history, with lower intercept ages between 605 and 597 Ma and rare concordant ages around 605 ± 5 Ma which were interpreted as the crystallization age of the initial quartz monzodiorites. U-Pb zircon and titanite dating of the co-genetic quartz monzodiorites /granodiorites and leuco-granodiorites yielded a concordant age of 596 ± 6.7 Ma (titanite) and upper intercept discordant ages between 604 ± 16 Ma and 602 ± 14 Ma (zircons). Rb-Sr whole rock dating of the main epidote-free granite suite yielded an isochronic age of 605 ± 24 Ma. The K-Ar biotite ages between 607 and 595 Ma obtained for the epidote-bearing granite suite are superimposed to the main U-Pb zircon and titanite ages in the same rocks. This age superposition suggests synchronic crystallisation and fast emplacement and cooling of the epidote-bearing granite suite and may be responsible for the preservation of the magmatic epidote in this suite. The K-Ar biotite ages between 607-595 Ma also indicate the deformation and the tectonic stability of all granite suites of Piên-Mandirituba Granite Belt and represent the principal collision age.

Nd, Sr and $\delta^{18}\text{O}$ (Zrc) isotope investigations show clear differences between both suites. The epidote-free granite suite (-18, 0.706-0.707, 6.0-6.5‰) presents more negative $\epsilon\text{Nd}^{(\text{Tc})}$, and higher $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(\text{Tc})}$ and $\delta^{18}\text{O}$ (Zrc) values than the epidote-bearing granite suite (-15, 0.705-0.706, 5.6-5.6‰). These isotopic and also the mentioned chemical data suggest mantle-derived mafic sources (amphibolitic, basaltic), more (epidote-free) or less contaminated (epidote-bearing) by infracrustal paleoproterozoic component (Gneiss-granulite Terrain) during the independent fractional crystallization course of these granite suites.

The **Piên Mafic-Ultramafic Suite**, 11-Km long and N40-50E-trending, is composed by two ultramafic bodies tectonically emplaced along the Piên-Tijucas (Suture) shear zone. The northern body is emplaced between the southern border of the Piên-Mandirituba Granite Belt (north) and the reworked northern border of the Gneiss-granulite Terrain (south). The southern ultramafic body is tectonically emplaced as *klippe* on the reworked border of the latter. This suite is constituted by serpentinitized peridotites (harzburgites and olivine-

pyroxenites), pyroxenites and rare tholeiitic gabbros. Compared with the Penrose definition, the Piên Mafic-ultramafic Suite is an incomplete ophiolite sequence with expositions of the mantle section and absence of the crustal section (volcanic and associated sediments). The supra subduction zone (SSZ-type) residual mantle characteristics are indicated by the lithochemical signature such as TiO_2 , Cr, Co, Y, and Yb contents of the peridotites.

New U-Pb geochronological data (SHRIMP) on the main prismatic zircons of the tholeiitic gabbros yielded ages of $631\text{-}632 \pm 17/18$ Ma, interpreted as the crystallisation age of these rocks. In the same rock, Paleoproterozoic ages (2.2-2.1 Ga) were obtained from core and rim of rare rounded zircons (typical of the adjacent Gneiss-granulite Terrain) incorporated during emplacement of these gabbros at 631-632 Ma.

The Palermo, Agudos do Sul, and Rio Negro Granites are components of the expressive Neoproterozoic volcanic and plutonic alkaline-peralkaline Serra do Mar Suite (Kaul 1997), which was emplaced along the central and northern border of the Paleoproterozoic Gneiss-granulite Terrain, in extensional, late to post-collisional and anorogenic settings. Magma mixing evidences are rare or absent in the other components of the Serra do Mar volcanic and plutonic suite.

The Palermo Granite, N-S- trending, is emplaced along the tectonic contact between the Piên-Mandirituba Granite Belt and the Paleoproterozoic Gneiss-granulite Terrain. It is constituted mainly by medium- to coarse-grained, non-deformed A-type amphibole-biotite and biotite $\pm$ amphibole monzo-syenogranites. Slightly peralkaline (PA-type), sodic amphibole- and pyroxene-bearing quartz monzonites/quartz syenites and small intrusions of monzogabbros associated with mafic and felsic hybrid granites occur secondarily.

The Rio Negro Granite is emplaced as an elliptical body approximately N45E-trending along the tectonic contact (Piên-Tijucas Shear zone) between the Piên-Mandirituba Granite Belt and the reworked Paleoproterozoic Gneiss-granulite Terrain. This unit exhibits a concentric zonation characterised by the presence, in the internal portion, of a high quantity small intrusions of monzogabbros and associated mafic and felsic hybrid granite rocks. In the external portion occur non-deformed, A-type biotite $\pm$ amphibole monzo-syenogranites. The mafic and felsic hybrid granite rocks and associated monzogabbros occur more extensively in this granite than in the Palermo Granite. The slightly peralkaline quartz monzonites/quartz syenites are absent.

The fine-grained isotropic monzogranites of the Tarumã Granite occur only in the central portion of the Rio Negro Granite and are not involved in the mixing between the adjacent A-type monzo-syenogranites and monzogabbros. These biotite±amphibole monzogranites are characterised by the presence of elliptical and rounded microgranular enclaves with biotite, amphibole and plagioclase concentrations.

The Agudos do Sul Granite, N-S-trending, is emplaced between the Palermo (north) and Rio Negro (south) granites, within the epidote-bearing granite suite, component of the Piên-Mandirituba Granite Suite. The Agudos do Sul Granite is essentially constituted by A-type leucogranodiorites with low contents of biotite and muscovite and miarolitic cavities with fluorite. The main accessories minerals are zircon, titanite, and apatite.

The monzogabbros, mainly emplaced within Rio Negro Granite and subordinately Palermo Granite form, by mixing with the adjacent A-type monzo-syenogranites, a great variety of mafic (monzodiorites/ monzogabbros, quartz-monzodiorites to quartz-monzonites) and felsic (quartz-monzodiorites, quartz-monzonites to monzogranites) hybrid rocks. The mafic and felsic hybrid rocks of Palermo and Rio Negro granites are mainly characterised by the presence of typical mixing textures, such as rounded and elliptical quartz-ocelli, with or without interstitial perthite, mantled by amphibole with pyroxene and biotite; chaotic acicular apatite, rounded and elliptical mafic concentrations (biotite, amphibole, pyroxene) and rapakivi and anti-rapakivi textures. These mixing textures are absent in the monzogabbros and monzo-syenogranites.

The A-type monzo-syenogranites of the Palermo and Rio Negro granites are constituted by perthitic K-feldspar, sodic plagioclase, quartz, biotite, and amphibole. Miarolitic cavities with fluorite and granophiric intergrowths between quartz and feldspar are common features in these rocks and suggest synchronic crystallization of quartz and feldspar and low pressure crystallization. The main mafic mineral phases are biotite and biotite ± amphibole and the main accessory minerals are zircon, allanite, titanite, fluorite, and apatite. The late crystallized biotite and accessory minerals are interstitial to the initial crystallized quartz and feldspars. The same textural features are present in the slightly peralkaline quartz monzonites/quartz syenites, in which biotite, sodic amphibole and pyroxene (aegirine-augite, aegirine and riebeckite-arfvedsonite) are interstitial to quartz and feldspars, a feature indicative of late crystallisation.

The A-type monzo-syenogranites of Palermo and Rio Negro are high silica (SiO_2 70-80%), aluminous (meta-aluminous to slightly peraluminous) with low Al_2O_3 , CaO, MgO, Sr, and Ba contents and high K_2O , Rb, Ga, Ta, Nb, Zr, Hf, U, Th, LREE, and HREE contents, with high Eu negative anomalies. The slightly peralkaline quartz-monzonites/quartz-syenites

($\text{SiO}_2 = 60\text{-}65\%$) of Palermo Granite present similar lithochemical characteristics to the monzo-syenogranites, but with higher K_2O and Na_2O , Zr, Hf, Y contents, as well as LREE and HREE enrichment, also with high Eu negative anomalies. These whole lithochemical characteristics, with clearly late- to post-collisional and anorogenic intraplate granite signature are similar to all Serra do Mar volcanic and plutonic suite and to many world-wide A-PA type granites.

The monzogranites of the Tarumã Granite are slightly peraluminous, high K calc-alkaline with trace elements such as Rb, Ba, Sr, Zr, Y, Nb, and Yb contents indicative of intermediate characteristics between the I-type epidote-free and epidote-bearing granite suites of the Piên-Mandirituba Granite Belt and the A-type monzo-syenogranites of Palermo and Rio Negro granites. The Tarumã Granite represents the continuous magmatic activity between these contrasting granite typology.

The monzogabbros intraplated in the Palermo and Rio Negro granites are alkaline ($\text{Na}_2\text{O} = 3\text{-}4\%$, $\text{K}_2\text{O} = 1\text{-}2.2\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.8\text{-}3.6$) and chemically characterised by high Rb (30-60 ppm), Ba, Sr, Ga, Zr, Hf, Nb, and Y, and by LREE and HREE enrichment with low Al_2O_3 . The Zr and Y contents and the main other trace elements such as Nb, Ta, Th, and Yb clearly indicate within plate signatures for both monzogabbros of Palermo and Rio Negro granites.

The mafic and felsic hybrid granite rocks present intermediate chemical characteristics between the mafic (monzogabbros) and felsic (monzo-syenogranites), their progenitors that imprint in these rocks lithochemical intraplate characteristics such as high contents of Rb, Ga, Nb, Hf, Zr, and Y with high LREE and HREE with Eu low negative anomalies.

U-Pb zircons dating yielded an upper intercept age of 593 ± 12 Ma for the monzo-syenogranites of Palermo Granite and 593.1 ± 6.3 Ma for the monzo-syenogranites of the Rio Negro Granite, interpreted as the crystallization age of these rocks. For the monzogabbros of the Rio Negro Granite, U-Pb zircons isotopic data yielded an upper intercept age of 584 ± 7 Ma. This age is interpreted as the crystallization and cooling of the monzogabbros. The cooling ages for the monzo-syenogranites of the Rio Negro Granite and Tarumã Granite, as indicated by K-Ar biotite results, are around 574-572 Ma, whereas for the monzo-syenogranites of Palermo Granite these ages are around 581 Ma. The differences between U-Pb zircon and K-Ar biotite ages of the monzogabbros and monzo-syenogranites of Palermo and Rio Negro granites suggest that the monzogabbros are late crystallized and fast cooling and represent the final magmatic activity in the investigated area.

Sm-Nd isotopic data indicated similar negative $\epsilon\text{Nd}^{(T)}$ (-11/-12) values and Paleoproterozoic depleted mantle ages (T_{DM}) for monzo-syenogranites, mafic and felsic hybrid granite rocks and monzogabbros of the Rio Negro Granite. In the Palermo Granite, The $\epsilon\text{Nd}^{(T)}$ values for the monzo-syenogranites are slightly more negative (-13/-14), hybrid quartz-monzonite are (-11) and slightly peralkaline quartz monzonite are -12. The $\epsilon\text{Nd}^{(T)}$ values for the monzogabbros of Palermo Granite are -5, lower than by 5 to 6 ϵ units the $\epsilon\text{Nd}^{(T)}$ value of the monzogabbros of Rio Negro Granite. This difference between Palermo and Rio Negro Monzogabbros indicate low infracrustal contamination in the former. The $\epsilon\text{Nd}^{(T)}$ and $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86(T)}$ of Palermo and Rio Negro monzogabbros are compatible with the contaminated intraplate and rift zone basalts. The same $\epsilon\text{Nd}^{(T)}$ for the monzo-syenogranites, hybrid rocks and monzogabbros of the Rio Negro Granite suggest mixing, homogenisation and infracrustal contamination or probably generation of A-type monzo-syenogranites by melting of the contaminated monzogabbros. The $\delta^{18}\text{O}$ values of the bulk mantle are 5.5‰ based on mantle peridotites (Mattey *et al.* 1994). Mid-ocean ridge basalts (MORB) have homogeneous $\delta^{18}\text{O}$ values of 5.7‰ (Harmon & Hoefs 1995), similar to most ocean island basalts "OIB" (Eiler *et al.* 1997). These $\delta^{18}\text{O}$ ‰ values are lower than those of the subduction-related basalts (6.0-6.8‰) and continental intraplate basalts (maximum 6.1 for alkali-basalts and maximum 7.1 for tholeiitic basalts). Where the high negative $\epsilon\text{Nd}^{(T)}$ values range from -5 to -11 indicate, for the monzogabbros of Palermo and Rio Negro Granites, mantle-derived mafic melts with variable infracrustal interaction, the average $\delta^{18}\text{O}$ of 5.5‰ (Zrc) are similar to the mantle values and do not indicate crustal contamination or contribution. The monzo-syenogranites of the Palermo and Rio Negro Granites present an average $\delta^{18}\text{O}$ (Zrc) around 5.1‰, which are lower than the monzogabbros $\delta^{18}\text{O}$ ‰ values. This value may also suggest the possible generation of A-type monzo-syenogranites by melting of the adjacent intraplated monzogabbros.

The Gneiss-granulite Terrain occurs in the southern portion of the mapped area, being constituted mainly by LILE (Rb, Th, K, U)-depleted mafic and felsic orthogranulites (norites, quartz norites, and enderbites), and pyroxene-free biotitic and amphibolitic gneiss (diorites/monzodiorites, quartz diorites, and tonalites). Biotite and amphibole-rich mafic orthogranulite also occur. Garnet-rich mafic orthogranulites occur mainly along the Piên-Tijucas shear zone. The principal mineral assemblages in the mafic and felsic orthogranulites are orthopyroxene, clinopyroxene, quartz, plagioclase (oligoclase/andesine to labradorite) and minor amphibole biotite, and K-feldspar. The accessories minerals are apatite, rounded and elliptical zircon, and rutile. The principal mineral assemblages in the biotitic and

amphibolitic gneiss are plagioclase, quartz, biotite, amphibole, epidote and orthopyroxene relicts. The accessories minerals are apatite, elliptical zircon, allanite and titanite.

New U-Pb geochronological investigations on rounded and elliptical (Potato-type) zircon populations extracted from mafic and felsic orthogranulites yielded ages between 2.1 and 2.0 Ga, interpreted as representative of high grade metamorphism period in the Gneiss-granulite Terrain. In the mafic granulite, elliptical and rounded zircons yielded an upper intercept age of 2062 ± 65 Ma with a zircon concordant age of 2059 ± 6.6 Ma, when in the felsic granulites, rounded zircons yielded upper intercept age of 2.060 ± 19 Ma and the elliptical zircons yielded an upper intercept age of 2115 ± 31 Ma. The age around 2060 Ma of rounded metamorphic zircons in both mafic and felsic orthogranulites (or concordant rounded zircon age of 2059 ± 6.6 Ma) is interpreted as the age of high grade metamorphism peak. In the north-eastern portion of this terrain, biotite and amphibole- rich charnockites nuclei within biotitic and amphibolitic gneiss were dated. Elliptical and acicular zircons extracted from this rock indicated similar ages that yielded an upper intercept age of $2200 \pm 7.3 / 9.9$. This age probably represents and indicates a previous high grade metamorphism.

The time gap between K-Ar amphibole and biotite ages and Sm-Nd isochronic ages (whole rock, plagioclase and garnet) around 1.8 Ga, and the U-Pb rounded metamorphic zircon ages (2060 Ma) obtained on mafic and felsic orthogranulites suggests a slow cooling path after the high grade metamorphism peak, in the Gneiss-granulite Terrain.

Sm-Nd isotopic data indicate Neoarchean-paleoproterozoic depleted mantle Ages between 2.7 and 2.5 Ga and suggesting the principal period of the mantle differentiation of the gneiss and granulite protholites.

This terrain remained tectonically stable and cold until Neoproterozoic period, between 630 and 585 Ma, when its northern portion was heated and involved by Neoproterozoic subduction, collision and post-collision tectonic-magmatic activities. The central and northern border of the whole Gneiss-granulite Terrain are characterised by Neoproterozoic (600-585 Ma) vertical accretion of late- to post-collision and anorogenic volcanic and plutonic Serra do Mar Suite. The Palermo, Rio Negro and Agudos do Sul granites, and the Campo Alegre volcanic rocks, which outcrop in the investigated area, are components of this suite.

These reworked Neoproterozoic thermal and tectonic events in the Gneiss-granulite Terrain are suggested by low to medium retrometamorphic mineral assemblages with pyroxene replacement by amphiboles and formation of metamorphic epidote in the mafic and felsic orthogranulites, biotite recrystallization in the biotitic and amphibolitic gneiss. Also, the tectonic foliations in these rocks are parallel and oblique to those present in the Piên Mafic-

ultramafic Suite and Piên-Mandirituba Granite Belt. K-Ar biotite and amphibole ages between 650 (amphibole) to 620 Ma (biotite) also suggest thermal reworking of the granulite and gneiss types, near Piên-Tijucas shear zone.

Neoproterozoic Late to post-collisional extensional settings with underplating and intraplate of mantle derived mafic melts caused heating of the lower crust (central and northern settings of the Gneiss-granulite Terrain) and production of many high temperature-low pressure felsic A-PA melts. These felsic melts are mixed or not with the intraplated and contaminated mafic melts. The appropriate setting for this tectonic-thermal scenery in the plutonic and volcanic Serra do Mar Suite could be around this pre-sutured and probable delaminated region.

11 - Referências Bibliográficas

- Anderson, J.L. & Bender, E.E. (1989) Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the south-western United States of America. *Lithos*, 23:19-52.
- Anderson, J.L. (1983) Proterozoic anorogenic granite Plutonism of North America. *Geological Society of America Mem.*, 161:133-154.
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46:605-626.
- Basei, M.A.S., Citroni, S.B. Siga Jr. O. (1998a) Stratigraphy and age of Fini-Proterozoic basins of Paraná and Santa Catarina States, Southern Brazil. *Boletim. IG-USP, Série Científica*, No. 29.
- Basei, M.A.S., Siga Jr. O., Masquelin, H., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Preciozzi, F. (2000) The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its Foreland domain, the Rio de La Plata Craton: Framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In : Cordani, U.G., Milani, E.J., Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Pag.311-334. Rio de Janeiro.
- Basei, M.A.S. & Teixeira, W. (1987) Geocronologia dos terrenos Pré-cambrianos a Eopaleozóicos de Santa Catarina. In: Silva, L.A. & Bertoluzzi, C.A. (eds.). *Texto explicativo para o mapa geológico do estado de Santa Catarina - 1:500.000*. Florianópolis, DNPM/CPRM.
- Basei, M.A.S. (1985) *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. São Paulo, 190p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo)
- Basei, M.A.S. (2000) Geologia e modelagem geotectônica dos terrenos pré-cambrianos das regiões Sul-Oriental Brasileira e Uruguia: possíveis correlações com províncias similares do sudoeste africano. *Tese de Livre-Docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*. 124 Páginas.
- Basei, M.A.S.; Macreath, I. & Siga JR., O. (1998 b) The Santa Catarina granulite Complex of southern Brazil: a review. *Gondwana Research*, 1(3/4): 383-391.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr., O. & Reis Neto, J.M. (1990) O Batolito Paranaguá. Proposição, idade, considerações petrogenéticas e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. *Anais. Natal, SBG*, v.4, p.1684-1699.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr., O.; Machiavelli, A. & Mancini, F. (1992) Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2):216-221.
- Basei, M.A.S.; Siga Jr., O.; Reis Neto, J.M., Harara, O. M., Passarelli, R.C & Machiavelli, A. (1997) Geochronological Map of the Pre-Cambrian Terrains of Paraná and Santa Catarina States, Southern Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology*, Campos do Jordão. Extended Abstracts, Pag. 44-46
- Basei, M.A.S.; Siga Jr., O.; Sato, K., Sproesser, W.M. (1995) A Metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais. Acad. Bras. Ciên.*, 67 (2):221-237.
- Basei, A.S.; Siga Jr., O.; Reis Neto, J.M., Passarelli, C.R, Prazeres, H.J., Kaulfuss, G., Sato, K. & Lima, P.S. De. (1999) Paleoproterozoic granulitic Belts of the Brazilian Southern Region (PR-SC). In: *II South American Symposium on Isotope Geology*, Actas, p..291-294., Cordoba, Argentine.

- Beard, J.S. & Lofgren, G.E. (1991) Dehydration melting and water -saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 Kb. *Journal of Petrology*, 32:365-401.
- Bell, T.H. (1979) The deformation and recrystallization of biotite in the Woodroffe Thrust mylonite zone. *Tectonophysics*, 58:139-158.
- Biondi, J.C.; Cava, L.T.; Soares, P.C. (1989) *Mapa Geológico do Estado do Paraná (Escala 1:650.000)*. Curitiba, DNPM/MINEROPAR.
- Bodinier, J.L., Vasseur, G., Verniers, J., Dupuy, C. & Fabries, J. (1990) Mechanism of mantle metasomatism: Geochemical evidence from Lherz orogenic peridotite. *Journal of Petrology*, 31:597-628.
- Bodinier, J.L. (1988a) Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, Western Alps. *Tectonophysics*, 149:67-88.
- Bodinier, J.L., Dupuy, C., Dostal, J. & Merlet (1988b) Behaviour of trace elements during upper mantle metasomatism: evidence from Lherz Massif. *Chem. Geol.* 70:152.
- Bodinier, J.L.; Dupuy, C., Dostal, J. (1988c) Geochemistry and petrogenesis of eastern Pyrenean peridotites. *Geochimica and Cosmochimica. Acta*, 52: 2893-2907.
- Bohlen, S.R. & Mezger, K. (1989) Origin of granulite terranes and the formation of the lowermost continental crust. *Science*, 244:326-329.
- Bohlen, S.R. (1991) On the origin of granulites. *J. Metamorphic Geology*, 9:223-229.
- Brandon, A.D., Creaser, R.A., Thomas, C. (1996) Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. *Science*, 271:1845-1848.
- Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. (1991) Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(1/2):23-40.
- Campos Neto, M.C. & Figueiredo, M.C.H. (1995). The Rio Doce Orogeny, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(2): 143-162.
- Caruso, L.J & Chernosky, J.V.Jr. (1979) The stability of lizardite. *Can. Mineral.*:757-769.
- Castro, N.A.; P. Jr., V. & Reis Neto, J.M. (1994) Formação Guaratubinha: a importância das rochas vulcanoclásticas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, v.3, p.72-73.
- Chappel, B.W. & White, A.J.R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, Pag.173-174.
- Chappel, B.W. & White, A.J.R. (1982) I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Philosophical transactions of the Royal Society of London*. V.A310, p.693-707.
- Chappel, B.W. & White, A.J.R. (1992) I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transaction. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Science*, 83:1-26.
- Cherniak, D.J., (1993) Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport. *Chemical Geology*, 110:171-194.
- Citroni, S.B. (1998). Bacia de Campo Alegre -SC. Aspectos petrológicos, estratigráficos e caracterização geotectônica. Tese de Doutorado, IGC-USP, São Paulo. (Inédito) 185p.
- Citroni, S.B., Basei, M.A.S., Kei, S. & Siga Jr. O. (1999) Petrogenesis of the Campo Alegre Basin magmatism, based on geochemical and isotopic data. In: II SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Actas, Pag., Córdoba, Argentine.

- Clemens, J.D; Holloway, J.R, & White, A. (1986). origin of an A-type granite: Experimental Constraints. *American Mineralogist*, 71:317-324.
- Coleman, R.G. & Irwin, W.P. (1974) Ophiolites and ancient continental margins. In: BURK, C.A. & DRAKE, C.L. *The Geology of continental margins*, Springer-Verlag, New York, p. 921-931.
- Coleman, R.G. (1977a) *Ophiolites, Oceanic lithosphere*. Berlin, Springer-Verlag., 229p.
- Coleman, R.G. (1977b) Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotite along continental edges. *Journal Geophysical Research*, 76 (5): 1212-1222.
- Collins, W.Y; Beams, S.D; White, A. & Chappel, B.W. (1982) Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 80:189-200.
- Cordani, U. & Brito Neves, B.B. (1982) The geological evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev.Bras.Geoc.* 12(1/3):78-88.
- Cordani, U.G. (1974) Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas Folhas Assunção e Curitiba. In: Monaco, O.A.; Zir Filho, J.A.; Valentine, N. (Eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Assunção- SG.21 e Curitiba- SG.22*. Brasília, DNPM, p.58-67.
- Cordani, U.G., Kaul, P.A.T. & Siga Jr., O. (2000) Geochronology of the Neoproterozoic granitoid Complexes of the Serra do Mar, Southern Brazil. In : INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, Rio de Janeiro, . CD ROM volume.
- Creaser, R. A.; Price, R.C & Wornalad, R.J. (1991). A type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology*, 19:163-166.
- Dall'Agnol R., Ramo, O.T., Magalhães, M.S., Macambira, M.J.B. (1990) Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa Granites. Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type Granites. *Lithos*, 46:431-162.
- Dall'Agnol R., Lafon, J.M., Macambira, M.J.B. (1994) Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazon Province, Amazonian Craton: Geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, 50:113-138.
- Debon, A. & Le Fort, P. (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 73: 135-149.
- Debon, A. & Le Fort, P., Sheppard, S.M.F & Sonet, J. (1986) The Four plutonic belts of the TransHimalaya-Himalaya: a chemical, mineralogical, isotopic and chronological synthesis along a Tibet-Nepal section, *Journal of Petrology*, 27:219-250.
- Dewey, J.F. & Bird, J.M. (1971) Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. *Journal of Geophysical Research*, 76 (14): 3179-3206.
- Dewey, J.F. (1974) Continental Margins and Ophiolite Obduction: Appalachian Caledonian System. In: BURK, C.A. E DRAKE, C.L. *The geology of continental margins*, New York, Springer-Verlag, p. 933-950.
- Dewey, J.F. (1988) Extensional collapse of orogens. *Tectonics.*, 7:1123-1139.
- Dick, H.J.B. (1989) Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: A.D. Saunders & M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. Spec.Publ.*, 42: 71-105.
- Didier, J. & Barbarin, B. (1991) The different types of enclaves in granites. Nomenclature. Enclaves and granite petrology. In: Didier, J. & Barbarin, B. (eds.), *Development in Petrology*. Vol. 3, Elsevier, Amsterdam, Pag.19-23.

- Eby, G.N (1990) The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26:115-134.
- Eby, G.N (1992) Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20:641-644.
- Eiler, J.M., Farley, K.A., Valley, J.W., Hauri, E., Craig, H., Hart, S.R. & Stolper, E.M. (1997) Oxygen isotope variations in ocean island basalt phenocrysts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61:2281-2293.
- Ellis, D.J. (1987) Origin and evolution of granulites in normal and thickened crust. *Geology*, 15:167-170.
- Elthon, D. (1991) Geochemical evidence for formation of the Bay of Island Ophiolite above a subduction zone, *Nature* 354:140-143.
- Etheridge, M.A & Hobbs, B.E (1974) Chemical and deformation controls on recrystallization of mica. *Contr. Miner. Petrol.*, 43: 11-124.
- Etheridge, M.A; Hobbs, B.E & Patterson, M.S. (1973). Experimental deformation of single crystals of biotite. *Contr. Miner. Petrol.*, 38: 21-36.
- Evans, B.W. (1977) Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 5: 397-447.
- Figueiredo, M.C.H.; Basei, M.A.S.; Mantovani, M.S.M. & Fryer, B.J. (1991) O Complexo Granulítico de Santa Catarina: um arco insular arqueano? *Boletim IG-USP, Publicação Especial*, 9:35-40.
- Fornari, A. (1998). Geologia e Metalogênese da porção meridional do Cráton Luis Alves-SC. Campinas, 136p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de Campinas).
- Fragoso Cesar, A.R.S. (1980) O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. *Anais. Camboriú, SBG*, v. 5, p.2879-2892.
- Frey, F. A (1984) Rare earth element abundances in upper mantle rocks. In : Henderson, P. (ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, p. 153-196.
- Frey, F.A., Suen, C.J & Stockman, H.W (1985). The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and Petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 2469-2491.
- Fuck, R.A. (1967) *Geologia da Folha de São José dos Pinhais*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 46p. (Relatório inédito).
- Fuck, R.A. (1991) Aprovada nova escala de tempo para o Pré-Cambriano. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2):182-183.
- Fuck, R.A.; Marini, O.J. & Trein, E (1967) A Formação Guaratubinha. *Boletim Paranaense de Geociências*, 23/25:237-256.
- Furnes, H; Pedersen, R.B.; Hertogen, J.; & Albrektsen, B.A. (1992) Magma development of the Leka ophiolite complex, central Norwegian Caledonides. *Lithos*, 27:259-277.
- Girardi, V.A.V. & Ulbrich, H.H.G.J. (1980) Origin and evolution of the Piên Mafic-Ultramafic Complex, southern Brazil. *Journal of Geology*, 88(3):251-269.
- Girardi, V.A.V. (1974) *Petrologia do Complexo Básico-Ultrabásico de Piên - PR*. São Paulo, 146p. (Tese de Livre Docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Girardi, V.A.V. (1976) Geologia e petrologia do Complexo Básico-Ultrabásico de Piên, Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 6(2):109-124.

- Girardi, V.A.V.; Cordani, U.G.; Candida, A.; Melfi, A.J. & Kawashita, K. (1974) Geocronologia do Complexo Básico-Ultrabásico pré-Brasiliano de Piên, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre. *Resumo das Comunicações*. Porto Alegre, SBG, p.532-533.
- Gois, J.R. (1995) Contribuição a petrografia e geoquímica da parte setentrional do Complexo vulcânico-plutônico Morro Redondo, divisa dos estados do Paraná com Santa Catarina. São Paulo, 86p (*Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*).
- Haapala, I. & Ramo, O.T. (1992) Tectonic setting and the origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia. *Transactions. Royal Soc. Edinburgh: earth Sciences*, 83:165-171.
- Haapala, I. & Ramo, O.T. (1999) Rapakivi granites and related rocks: an introduction. *Precambrian Research*, 95:1-7
- Hampthires, F.J. & Cliff, R. A. (1982) Sm-Nd dating and cooling history of Scourian granulites. Sutherland, NW Scotland. *Nature*, 295:515-517.
- Harara, M.O. (1996) Análise estrutural, petrológica e geocronológica dos litotipos da região de Piên (PR) e adjacências. São Paulo, 196p (*Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo*).
- Harara, M.O.; Basei, M.A.S. & Siga Jr., O. (1994) Contribuição ao estudo geológico da região de Piên - PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú (SC), SBG, v.1, p.64-65.
- Harara, M.O.; Basei, M.A.S. & Siga Jr., O. (1995) Perfil Geológico-Geocronológico entre Piên (PR) e São Bento do Sul (SC): Indicação de reativação termo-tectônica Neoproterozóica do Complexo Granulítico de Santa Catarina. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado. *Boletim de Resumos Expandidos*. Gramado, SBG, p. 382-383.
- Harara, M.O.; Basei, M.A.S. & Siga Jr., O. (1997 a) Geochemistry, Geochronology and Tectonic Setting of the Granitic Magmatism occurring at Piên region, South Brazil. In: SECOND INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS (ISGAM), Salvador-Brazil Extended Abstracts. Pag. 204-205
- Harara, M.O.; Basei, M.A.S. & Siga Jr., O. (1997 b) Geochronological and Geochemical Data on the Transition Zone between Luis Alves and Atuba Complexes, South Brazil. In: I SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão. Extended Abstracts, Pag. 134-136.
- Harley, S.L. (1989) The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, 126:215-247.
- Harley, S.L. (1992) Proterozoic granulite terrains. In: Condeci, K.C. ed. *Proterozoic crustal evolution*. Amsterdam. Elsevier. p. 301-359.
- Harmon, R.S., Hoefs, J. (1995) Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global ^{18}O systematics of basalts from different geotectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 120:95-114.
- Harris, N.B.W., Ronghua, Xu., Lewis, C.L., Chengwei, Jin. (1988a) Isotope geochemistry of the 1985 Tibet Geotraverse, Lhasa to Golmud. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. A 327:263-285.
- Harris, N.B.W., Ronghua, Xu., Lewis, C.L., Chengwei, Jin. (1988b). Plutonic rocks of the 1985 Tibet geotraverse, Lhasa to Golmud. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. A 327:145-168.

- Harris, N.B.W.; Pearce, J.A. & Tindle, A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (Eds). *Collision Tectonics*. London, *Geological Society Special Publication*, 18:67-81.
- Harrison, T.M. (1981) Diffusion of Ar^{40} in hornblende *Contrib. Mineral. Petrol.* 78:324-331.
- Harrison, T.M. Duncan, I., McDougall I (1985) Diffusion of Ar^{40} in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 49: 2461-2468.
- Harrison T.M. & Fitz Gerald, J.D. (1986) exsolution in hornblende and its consequence for Ar^{40}/Ar^{39} age spectra and closure temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 50:247-253.
- Hartmann, L.A. (1988) Geoquímica de terras raras e geotermobarometria de granulitos de Dom Pedrito e Luis Alves no extremo sul do Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 2(1): 1-14.
- Hartmann, L.A., Basei, M.A.S. & Simas, M.W. (1998) Geochemistry of the Lower Proterozoic Granulite-Faceis Grant Syenite Gneiss, Barra Velha, Santa Catarina State, Southern Brazil. *Pesquisas*, 25 (2), p.3-9. Instituto de Geociencias, UFRGS.
- Hartmann, L.A.; Silva, L.C. & Orlandi Filho, V. (1979) O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e implicações genéticas. *Acta Geológica Leopoldensia*, 3(6):93-112.
- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R. & Coimbra, A.M. (1975) The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4):257-266.
- Helmstaedt, H.H. & Scott, D.J. (1992) The Proterozoic ophiolite problem. Proterozoic crustal evolution. *Condie K.C.(Eds).* p. 55-92.
- Hibbard, M.J. (1981) The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76:158-170.
- Hibbard, M.J. (1991) textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. Enclaves and granite petrology. In: DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.), *development in petrology*. Vol. 3, Elsevier, Amsterdam, p.431-444.
- Hildreth, W. & Moorbath, S. (1988) Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 455-489.
- Hogan, J.P., Gilbert, M.C. & Weaver, B.L. (1992) A-type granites and rhyolites: is A for ambiguous?. *Eos*, 73, p. 508
- Hubbard, F.H. (1989) The geochemistry of Proterozoic lower crustal depletion in southwest Sweden. *Lithos.*, 23:101-113.
- Inger, S. & Harris, N.B.W. (1993) Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. *Journal of Petrology*, 34:345-368.
- Inger, S. (1994) Magmagenesis associated with extension in orogenic belts. examples from the Himalaya and Tibet. *Tectonophysics*, 238:183-197.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadin J. Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Iyer, S.S., Choudhuri, A. & Cordani, U. (1987) Granulite facies rocks of Brazil: a review of their geologic setting, geochronological evolution. Petrographic and geochemical characteristics. *Journal Geological Society of India.* 29:309-326.
- Jacobsen, S.B. & Wasserburg, G.J. (1980) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 50:139-155.
- Jacobsen, S.B. & Wasserburg, G.J. (1984) Sm-Nd isotope evolution of chondrites and achondrites, II. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 67:137-150.

- Johnson, K.J.T.M & Dick, H.J.B (1992) Open system melting and temporal and spatial variations of peridotites and basalts at the Atlantis II fracture zone. *J. Geophys. Res.*; 97: 9219-9241.
- Jost, H. & Hartmann, L. A. (1984). Província Mantiqueira, Setor Meridional. In: O Pré-Cambriano do Brasil. F.F.M. de Almeida & Y. Hasui Coord. Editora Edgard Blücher Ltda., São Paulo, 378p.
- Jung, S., Mezger, K. & Hoernes, S. (1998) Petrology and geochemistry of syn- to post-collisional metaluminous A-type granites – a major and trace element and Nd-Sr-Pb-O-isotope study from the Proterozoic Damara Belt, Namibia. *Lithos*, 45:147-175.
- Kaul, P.F.T. & Cordani, U.G. (1994) Aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dos maciços graníticos da Serra do Mar no leste do Paraná e vizinhanças. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, v.2, p.371-372.
- Kaul, P.F.T. & Teixeira, W. (1982) Archean and early Proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo States, south-southeastern, Brazil: an outline of their geological evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1/3): 172-182.
- Kaul, P.F.T. (1980) O Cráton de Luiz Alves. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú. *Anais*. Camboriú, SBG, v.5, p.2677-2683.
- Kaul, P.F.T. (1984) Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil, no âmbito das Folhas SG-22 - Curitiba e SG-23 - Iguape. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v.6, p.2815-2825.
- Kaul, P.F.T. (1987) The granites and granitoids of the alkaline silica-oversaturated magmatic province of Southern Brazil. In: INTERNATIONAL SIMPOSIUM GRANITE AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, Salvador. *Extended abstracts*, Salvador, p. 81-88.
- Kaul, P.F.T. (1997) O Magmatismo na Serra do Mar e adjacências (Sul do Brasil) no final do Neoproterozóico e seus condicionantes Tectônicos. São Paulo, 293 p. (*Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências-USP*).
- Kawashita, K.; Sato, K.; Dias, M. & Tassinari, C.C.G. (1991) Metodologia Sm/Nd no IG-USP: testes e resultados preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3, São Paulo. *Boletim de Resumos*. São Paulo, SBGq/Sociedade Geológica de Portugal, v.2, p.442-446.
- Keppler, H. & Wyllie, P.J. (1990) Role of fluids in transport and fractionation of uranium and thorium in magmatic processes. *Nature*, 348:531-533.
- King, E.M., Valley, J.W., Davis, D.W., Edwards, G.R. (1998) Oxygen isotope ratios of Archean plutonic zircons from granite-greenstone belts of the Superior Province: indicator of magmatic source. *Precambrian Research*, 92:365-387.
- King, P.L.; White, A.J.R, Chappel, B.W & Allen, C.M. (1995) Characterisation and origin of aluminous A-type granites from Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38:371-391.
- Lamb, R.C., Smalley, P.C. & Field, D. (1986) P-T conditions for the Arendal granulites, southern Norway: implications for the roles of P,T and CO₂ in deep crustal LILE-depletion. *J. Metamorph. Geol.*, 4:143-160.
- Le Fort, P. (1988) Granites in the tectonic evolution of the Himalaya, Karakoram and southern Tibet. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A326:281-299.
- Le Maitre, R.W. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford. Blackwell, 193 p.

- Lee, K.W.J., Williams, I.S. & Ellis, D.J. (1997) Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, 390:159-161.
- Lendenberger, B. & Collins, W.J. (1996) derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from Chaelundi Complex, eastern Australia. *Journal of Petrology*, 37:145-170.
- Loiselle, M.C & Wones, D.R. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America, Abstracts with programs*, 92:468.
- Lopes, O.F. (1987a) Zoneamento metamórfico da Formação Rio das Cobras do pré-Cambriano do Estado do Paraná. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 3, Curitiba. *Afas. Curitiba*, SBG, v.1, p.303-312.
- Lopes, O.F. (1987b) O granito sin-tectônico Cubatãozinho: petrogênese e evolução geológica. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 3, Curitiba. *Afas. Curitiba*, SBG, v.2, p.481-490.
- Loubet, M., Shimizou, N., & Allégre, C. (1975) Rare earth elements in alpine peridotites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 53:1-12.
- Ludwig, K.R. (1994) ISOPLOT. a plotting and regression program for radiogenic isotope data. Ver.2.71. Ver. U.S. Geol. Sur. Open-File Report.82-820.
- Machiavelli, A. (1991) *Os granitóides deformados da Região de Pien (PR): Um provável Arco Magmático do Proterozóico Superior*. São Paulo, 89p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Machiavelli, A.; Basei, M.A.S. & Siga Jr., O. (1993) Suíte Granítica Rio Pien: um arco magmático do Proterozóico Superior na Microplaca Curitiba. *Geochimica Brasiliensis*, 7(2):113-129.
- Malpas, J. & Stevens, R.K. (1977) The origin and emplacement of the Ophiolite suite with examples from Western Newfoundland. *Geotectonics*, 11(6):453-466
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- Mantovani, M.S.M.; Shukowsky, W.; Basei, M.A.S. & Vasconcelos, A.C.B.C. (1989) Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-Cambrianos dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(3):367-374.
- Marini, O.J.; Trein, E.; Fuck, R.A. (1970) *Folha geológica de Mandirituba (escala 1:70.000)*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- Martin, H (1993) The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust.- Comparison with modern processes. *Lithos*, 30:373-388.
- Martin, H (1994) The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. *In: Condie, K.C. (Ed.) Archean crustal evolution: Development in Precambrian Geology*. Elsevier Science, Amsterdam, p.205-259.
- Martin, H (1998) The adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46: 411-429.
- Mattey, D., Lowry, D., Macpherson, C. (1994) Oxygen isotope composition of mantle peridotites. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 128:231-241.
- McDonough, W.F & Frey, F (1989) Rare earth elements in upper mantle rocks. *In: Lipin, B.R & McKay, G.A (eds) Geochemistry and mineralogy of rare earth elements (Reviews in mineralogy 21)* Mineral. Soc. Am. p.99-145.
- McDonough, W.F (1990) constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth. Sci. Planet. Lett.*, 101:1-18.

- Menzies, M.A. (1992) The lower lithosphere as a major source for continental flood basalts: a re-appraisal. Geological Society Special Publication. No. 68:31-39.
- Menzies, M.A., Long, A., Ingram, G., Tatnell, M. & Janecky, D. (1993) MORB peridotite sea water interaction: experimental constraints on the behaviour of trace elements, $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ ratios. In: Prichard, H.M., Alabaster, T. Harris, N.B.W. & Neary, C.R. (eds). Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geol. Soc. London, Special Publication, 76: 309-322.
- Mercier, J.J.C. & Nicolas, A. (1975) Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, 16: 454-487.
- Mezger, K. (1990) Geochronology in granulites. In: D. Vielzeuf and Ph. Vidal (Editors) Granulites and crustal evolution, Kluwer, Dordrecht. p. 451-470.
- Mezger, K., Essene, E.J. & Halliday, A. N. (1992) Closure temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets. *Earth. Sci. Planet. Letters*.
- Mezger, K., Rawnsley, C.M., Bohlen, S.R. & Hanson, G.N. (1991) U-Pb garnet, sphene, monazite and rutile ages: implications for the duration of high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mountains, New York. *Journal of Geology*. 99: 415-428.
- Minioli, B. (1972) Aspectos Geológicos da região litorânea de Piçarras, Barra Velha, SC. São Paulo, 104p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- Moench, R.H. (1986) Comment on "implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of North America" and "Magmatic epidote and its petrological significance". *Geology*, 14: 187-188.
- Moody, J.B. (1976) Serpentinization: a review. *Lithos*, 9:125-138.
- Moore (1986) The Proterozoic ophiolite problem, continental emergence, and the Venus connection. *Science*, 234: 65-68.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38: 757-775.
- Naney, M.T. (1983) Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science*, 283:993-1033.
- Nédélec, A, Stephens, W.E., Fallick, E. (1995) The Panafrican stratoid granites of Madagascar: Alkaline magmatism in a post-collisional extensional setting. *Journal of Petrology* 36:1367-1391.
- Orberger, B; Lorand, J.P; Girardeau, J ; Mercier, J.C.C & Pitragool, S. (1995) Petrogenesis of ultramafic rocks and associated chromitites in the Nan Uttaradit ophiolite, Northern Thailand. *Lithos*, 35:153-182.
- Parkinson, I.J & Pearce, J.A. (1998) Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-Mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39:1577-1618.
- Patiño Douce, A.E. (1997) Generation of meta-aluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25:743-746.
- Peacock, M.A. (1931) Classification of igneous rocks series. *Journal of Geology*, 39: 54-67.
- Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B. (1994) Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth. Sci. Planet. Lett.*, 121:227-244.
- Pearce, J.A & Norry M.J (1979) Petrogenesis implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 69: 33-47.

- Pearce, J.A. & Parkison, I.J. (1993) Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H.M. Alabaster, T., Harris, N.B.W. & Neary, C.R. (Eds) *Magmatic processes and plate tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, 76:373-403.
- Pearce, J.A. (1991) Ocean floor comes ashore. *Nature*, 354:110-111.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4):956-983.
- Pearce, J.A.; Lippard, S.J. & Robertis, S. (1984) Characteristics and Tectonic Significance of Supra Subduction Zone Ophiolites. In: B.P. Kokelaar & M.F. Howells (editors), *Marginal Basin Geology*. *Geol.Soc.London.Spec.Publ.*, 16: 77-94.
- Peltonen, P., Kontinen, A., Huhma, H. (1998) Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua Ophiolite (Finland): Melt migration in the Upper Mantle during Paleoproterozoic Continental break-up. *Journal of Petrology*, 39:297-329.
- Penrose (1972) Penrose field conference on Ophiolites. *Geotimes*, 17:24-25.
- Picanço, J. Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G. & Nutman, A.P. (1998) Idades U-Pb (SHRIMP), Sm-Nd e Rb-Sr em rochas do Maciço de Itatins (SP): Evidências de evolução policíclica. *Acad. Bras. Ciências*, 70 (1):139-150.
- Prichard, H.M. (1979) A Petrographic study of the process of serpentinization in ophiolites and ocean crust. *Contrib. Mineral.Petrol.*, 68:231-241.
- Prinzhofer, A & Allégre, A. (1985) Residual peridotites and mechanisms of partial melting. *Earth.Planet.Sci.Lett.*, 74:251-265.
- Pupin, J.P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.* 73, 207-220.
- Ramo, O.T. & Haapala, I. (1995) One hundred years of rapakivi granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 52:129-183.
- Rampone, E., Hofmann, A.W.; Piccardo, G.B., Vannucci, R., Bottazzi, P. & Ottolini, L. (1996) Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride, N.Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123:61-76.
- Rapp, R.P., Watson, E.B. (1995) Dehydration melting of metabasalt at 8-32 Kbar. Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology* 36: 891-931.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., Miller, C.F. (1991) Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondjemites and tonalites. *Precambrian Research*, 51:1-25.
- Ribas, S.M. (1993) *O complexo máfico-ultramáfico de Tijucas do Sul, correlação com o Complexo de Piên, PR e considerações metalogenéticas*. Campinas, 130p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de Campinas).
- Rickwood, P.C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22:247-263.
- Rogers, J.J.W. & Greenberg, J.K. (1990) Late-orogenic, Post-orogenic and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *Journal of Geology*, 98:291-309.
- Rudnick, R.L., Presper, I. (1990) Geochemistry of intermediate to high pressure granulites. In: D. Vielzeuf and Ph. Vidal (Editors) *Granulites and crustal evolution*, Kluwer, Dordrecht. p. 523-550.
- Rushmer, T. (1991) partial melting of two amphibolites: Contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107:41-59.

- Sato, K; Tassinari, C.C.G.; Kawashita, K.; Petronilho, L. (1995). O método geocronológico Sm-Nd no IGc/USP e suas aplicações. *Acad. Bras. Cienc.* 67(3):315-336.
- Saunders, A.D., Storey, M.; Kent, R.W. & Norry, M.J. (1992) Consequences of plume lithosphere interactions. *Geological Society Special Publication*. No. 68:41-60.
- Schmidt, M.W. & Thompson, A.B.(1996) Epidote in calc-alkaline magmas: An experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogist*, 81:462-474.
- Sial, A. N., Toselli, A. J, Saavedra, J., Parada, M. A & Ferreira V.P. (1999) Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos*, 46:367-392.
- Sibson, R.H. (1977) Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, 133 (1): 191-213.
- Siga Jr. (1995) Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: Geocronologia e evolução Crustal. São Paulo, 212 p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências-USP).
- Siga Jr., O.; Basei, M.A.S. & Kawashita, K. (1990) Perfil Térmico K-Ar através do Maciço de Joinville (PR e SC) e do Cinturão Dom Feliciano (SC). Implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. *Anais*. Natal, SBG, v.6, p.2773-2785.
- Siga Jr., O.; Basei, M.A.S. & Machiavelli, A. (1991) Compartimentação geológico-geotectônica do Maciço de Joinville, PR e SC. *Boletim IG-USP, Publicação Especial*, 9:67-73.
- Siga Jr., O.; Basei, M.A.S., Kei S., Citroni, S.B., Reis Neto, J.M. dos., Weber, W., De Lima, P.S., Sproesser, W.M. (1999) Post-orogenic magmatism and sedimentation in Neoproterozoic extensional regimes in the Brazilian Southern region. II South American Symposium on Isotope Geology, Actas, Pag., Cordoba, Argentina.
- Siga Jr., O.; Basei, M.A.S., Sato, K., Cordani, U.G., & Citroni. (2000) U-Pb and Sm-Nd isotopic studies of Campo Alegre and Guaratubinha volcanosedimentary Basins, Southern Region. In: international geological congress, 31, Rio de Janeiro, RJ. CD ROM volume.
- Siga Jr., O.; Basei, M.A.S.; Reis Neto, J.M. & Buba, R.M. (1994) Maciços graníticos da porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriú, SBG, v.2, p.400-401.
- Siga Jr., O.; Basei, M.A.S.; Reis Neto, J.M. Dos., Machiavelli, A. & Harara, O.M. (1995) O Complexo Atuba: Um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 26:69-98.
- Siga Jr., O.; Basei, M.A.S.; Reis Neto, J.M.Dos., Harara, O. M., Passarelli, R.C, Prazeres, H, Weber, W. & Machiavelli, A. (1997) Ages and Tectonic setting of Alkaline-Peralkaline granitoids of Paraná and Santa Catarina States, Southern Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão. Extended Abstracts, Pag.301-303.
- Silva, L.C. (1984) Os terrenos metamórficos de médio a alto grau do Pré-Cambriano de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v.3, p.3069-3080.
- Silva, L.C. (1987) Geologia do pré-Cambriano - Eopaleozóico de Santa Catarina. In: Silva, L.C. & Bortoluzzi, C.A. *Texto explicativo para o mapa geológico do Estado de SC*. Florianópolis, DNPM/CPRM, p.12-90.

- Simpson, C. (1985). Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7(5): 503-511.
- Streckeisen, A. (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12:1-33.
- Sun, S.S & McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and process. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (editors), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Spec. Publ, 42. Black-Well, Oxford, p.313-345.
- Sylvester, P.J. (1989) Post collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97:261-280.
- Sylvester, P.J. (1999) Post collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45:29-44.
- Tarney, J. & Jones, C.E. (1994) Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *J. Geol. Soc. London*, 151:855-868.
- Tarney, J. & Weaver, B.L. & (1987) Geochemistry of the Scourian Complex: petrogenesis and tectonic models. In: Park, R.G. & Tarney, J. (eds). *Evolution of the Lewisian and Comparable Precambrian high grade Terrains*. Geol. Soc. Spec. Publ. 27, p. 45-56.
- Teixeira, W. (1982) *Folhas Assunção, Curitiba e Iguape. Considerações sobre os dados radiométricos e evolução geocronológica*. Projeto RADAMBRASIL, DNPM/MME, 38p. (Relatório interno).
- Trein, E.; Fuck, R.A. & Muratori, A. (1969a) *Folha geológica de Tijucas do Sul (escala 1:70.000)*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- Trein, E.; Muratori, A.; Basumallick, S.; Fuck, R.A.; Marini, O.J.; Dairiki, J. & Dairiki, M. (1969b) *Folha geológica de Piên (escala 1:70.000)*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- Tucker, R.D., Rahiem, A., Krogh, T.E and Corfu, F. (1987) Uranium-lead zircon and titanite ages from the northern portion of the Western Gneiss Region, south-central Norway. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 81:203-211.
- Tullis, J.A. (1983) Deformation of Feldspar. In: RIBBE, P.H. (ed.). *Feldspar Mineralogy*. Miner. Soc. Am., 2: 297-323.
- Tulloch, A.J. (1986) Comment on "implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of North America" and "Magmatic epidote and its petrological significance". *Geology*, 14:187-188
- Turner, S.P., Fodes, J.D & Morrison, R.S. (1992) Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An exemple from the Padthway Ridge, South Australia. *Lithos*, 28:151-179.
- Turner, S.P., Sandiford, M. & Foden, J. (1992) Some geodynamic and compositional constraints on "postorogenic" magmatism. *Geology*, 20: 931-934.
- Ulmer, P. & Trommsdorff, V. (1995) Serpentine stability to mantle depths and subduction related magmatism. *Science*, 268:858-861.
- Valley, J.W., Chiarenzelli, J.R., McLelland, J.M. (1994) Oxygen isotope geochemistry of zircon. *Earth Planet.Sci.Lett.* 126:187-206.
- Wernick, E. & Oliveira, M.A.F. (1982) Composition of Archean Granulites from southern Brazil and its implication for the nature of the early crust. *Rev.Bras.Geoc.* 12(2): 403-409.
- Wernick, E. & Penalva, F. (1978) Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do sul do Brasil. *Rev. Bras.Geoc.*, 8(2): 113-133.
- Wernick, E. (1979) Arqueano no Brasil: Tentativa de uma síntese. *An. Acad. Bras. de Ciências*, 51 (2): 287-310.

- Wernick, E. (1982) Contribuição à caracterização das linhagens de granitóides brasileiros do sul do Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 32, Salvador. *Anais*. Salvador, SBG, v.2, p.490-499.
- Whalen, J.B; Currie, K.L & Chappel, B.W. (1987) A-type granites: geochemical Characteristics discriminations and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 95:407-419.
- Whalen, J.B; Jenner, G.A, Longstaffe, F.J Robert, F., Gariépy, C. (1996) Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians. *Journal of Petrology*, 37:1463-1489.
- White, A.J.R. & Chappel, B.W. (1983) Granitoids types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of American Mineralogist.*, 159: 21-34.
- White, A.J.R. & Chappel, B.W. (1988) Some supracrustal (S types) granites of the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburgh ,Earth Science*, V.79: 169-181.
- White, S.H. (1975) Tectonic deformation and recrystallization of plagioclase. *Contr.Mineral.Petrol.*, 50: 287-304.
- Wicks, F.J & Whittaker, E.J.W (1977) Serpentine textures and serpentinisation. *Can. Mineral.*, 15:459-488.
- Wilson, C.J.L. & Bell, I.A. (1979) Deformation of biotite and muscovite: optical microstructure. *Tectonophysics*, 58: 179-200.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466 pag.
- Windley, B.F. (1993) Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections. *J. Geol. Soc. London.*, 150:39-50.
- Wolf, M.B. & Wyllie, P.J (1993) Garnet growth during amphibolite anatexis: Implications of a garnetiferous restite. *Journal of Geology*, 101: 357-373.
- Wolf, M.B. & Wyllie, P.J (1994) Dehydration melting of amphibolite at 10 Kbar: the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115: 369-383.
- Wunder, B. & Schreyer, W. (1997) Antigorite: High pressure stability in the system MgO-SiO₂-H₂O (MSH). *Lithos*, 41: 213-227.
- Zen ,E-An & Hammarston, J.M. (1984). Magmatic epidote and its petrological significance, *Geology*, 12: 515-518.
- Zen ,E-An (1986) Reply on the comments on "implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of North America" and "Magmatic epidote and its petrological significance". By A.J. Tulloch and by R.H. Moench. *Geology*, 14:187-188.
- Zhang, L-S. & Scharer, U. (1996) Inherited Pb components in magmatic titanite and their consequence for the interpretations of U-Pb ages. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 138:57-65.

Anexo 3.0

Granito Palermo (GP)

Amostra	OM 683	OM 1008-B	OM 94	OM 118	OM 1057
SiO2	50,88	51,09	55,61	62,36	66,44
TiO2	1,68	2,01	1,59	1,06	0,57
Al2O3	16,92	16,78	15,65	15,11	15,31
Fe2O3T	9,70	10,33	8,39	6,72	4,59
MnO	0,15	0,16	0,13	0,14	0,13
MgO	6,22	4,70	3,51	1,23	0,38
CaO	8,73	7,87	5,48	2,95	1,68
Na2O	3,42	3,57	3,91	4,74	4,96
K2O	1,34	2,03	3,33	4,41	5,67
P2O5	0,38	0,59	0,42	0,46	0,10
LOI	0,98	1,09	0,79	0,47	0,34
TOTAL	100,40	100,23	98,82	99,64	100,17
Ba	573	1090	974	1430	1310
Rb	39	52	89	143	111
Sr	439	535	405	254	68
Cs	0,70	1,70	1,20	3,10	2,10
Ga	16	21	22	24	21
Ta	0,50	0,70	1,20	1,50	1,40
Nb	7	10	21	22	21
Hf	3,90	5,00	6,30	9,60	10,80
Zr	140	204	236	372	438
Y	56	29	43	48	39
Th	1,40	1,00	2,40	7,80	6,10
U	0,30	0,30	0,50	1,70	1,30
Cr	134	86	38	-20	-20
Ni	35	34	-15	-15	-15
Sc	29	26	19	14	13
V	177	195	156	31	-5
La	15,00	20,20	30,70	46,00	45,40
Ce	34,30	45,20	66,70	100,00	92,10
Pr	4,87	6,32	8,68	12,70	11,10
Nd	21,10	27,00	33,90	48,30	42,00
Sm	4,90	6,00	7,40	9,70	8,30
Eu	1,71	2,20	1,67	2,54	2,14
Gd	5,60	6,10	7,50	9,10	7,80
Tb	1,00	0,90	1,20	1,50	1,20
Dy	6,10	5,30	7,10	8,30	7,30
Ho	1,40	1,10	1,40	1,70	1,50
Er	3,90	3,10	4,20	5,10	4,40
Tm	0,52	0,40	0,57	0,73	0,64
Yb	3,10	2,60	3,70	4,70	4,30
Lu	0,45	0,38	0,52	0,69	0,63

Amostra	OM 638	OM 677	OM 674-B	OM 656	OM 641	OM 655	OM 690
SiO2	65,47	66,26	67,14	67,34	68,01	69,41	70,05
TiO2	0,39	0,39	0,37	0,41	0,28	0,27	0,26
Al2O3	15,89	15,63	14,87	15,11	14,76	14,56	14,72
Fe2O3T	4,39	3,93	5,18	4,01	3,37	3,38	2,90
MnO	0,12	0,12	0,14	0,14	0,08	0,08	0,07
MgO	0,16	0,16	0,02	0,05	0,04	0,04	0,04
CaO	1,46	1,46	1,47	1,58	0,97	0,85	0,98
Na2O	5,03	5,17	5,20	5,23	5,15	5,11	5,06
K2O	6,09	5,92	5,50	5,85	5,56	5,39	5,53
P2O5	0,07	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
LOI	0,45	0,54	0,35	0,38	0,62	1,11	0,78
TOTAL	99,53	99,63	100,26	100,14	98,87	100,23	100,41
Ba	484	474	21	100	90	125	170
Rb	152	167	152	138	175	161	175
Sr	42	45	5	9	17	21	23
Cs	1,60	2,20	1,70	1,20	2,20	1,10	2,10
Ga	19	22	12	19	26	18	29
Ta	1,30	1,40	1,70	1,40	1,80	1,50	2,20
Nb	16	17	19	23	34	26	36
Hf	9,60	9,70	17,50	18,20	19,80	21,60	19,10
Zr	427	451	815	923	865	965	794
Y	43	49	64	127	209	126	255
Th	6,00	7,40	7,50	6,90	10,30	9,80	12,80
U	1,20	1,20	1,10	1,00	1,40	1,30	2,10
Cr	-20	-20	-20	-20	-20	29	-20
Ni	-15	-15	-15	-15	-15	-15	-15
Sc	10	8	2	6	4	3	3
V	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5
La	47,10	70,00	79,40	187,00	361,00	191,00	473,00
Ce	87,20	121,00	161,00	278,00	452,00	321,00	404,00
Pr	11,30	15,00	19,40	35,10	72,70	40,70	95,30
Nd	42,90	54,80	72,60	132,00	248,00	146,00	342,00
Sm	8,40	9,70	13,40	22,40	43,30	24,60	57,40
Eu	1,74	1,92	0,54	0,99	1,31	0,68	2,20
Gd	7,90	9,40	12,00	24,80	39,10	23,30	58,80
Tb	1,30	1,40	1,90	3,60	5,40	3,50	8,20
Dy	7,40	8,30	11,40	21,50	29,40	20,30	45,70
Ho	1,50	1,70	2,40	4,60	5,60	4,20	9,00
Er	4,80	5,10	7,20	13,30	15,10	11,90	24,10
Tm	0,72	0,75	1,06	1,84	2,06	1,73	3,27
Yb	4,90	4,90	7,40	11,90	12,70	10,30	19,80
Lu	0,71	0,74	1,12	1,92	1,82	1,51	2,73

Amostra	OM 888	OM 691	OM 679	OM 672	OM 740	OM 1058	OM 748
SiO2	71,62	72,27	74,72	74,94	75,87	76,12	76,28
TiO2	0,32	0,33	0,12	0,22	0,13	0,10	0,14
Al2O3	13,93	13,32	13,46	13,11	12,85	12,84	12,49
Fe2O3T	2,86	2,59	1,30	2,18	1,23	1,53	1,42
MnO	0,06	0,06	0,03	0,05	0,03	0,04	0,03
MgO	0,19	0,31	0,21	0,15	0,12	0,06	0,11
CaO	1,02	1,14	0,88	0,77	0,51	0,62	0,60
Na2O	4,38	3,80	4,80	4,15	3,60	3,97	3,75
K2O	5,10	5,26	4,09	4,98	5,32	4,64	4,82
P2O5	0,09	0,08	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03
LOI	0,66	0,52	0,43	0,28	0,60	0,48	0,71
TOTAL	100,23	99,69	100,08	100,87	100,29	100,42	100,38
Ba	742	716	550	506	311	125	258
Rb	214	203	210	251	228	364	221
Sr	81	93	110	57	62	21	51
Cs	3,50	4,00	2,10	8,20	1,50	5,10	2,70
Ga	24	21	24	27	22	25	22
Ta	1,60	2,70	0,60	2,83	2,60	3,10	2,10
Nb	24	29	10	30	26	41	27
Hf	11,10	9,10	4,40	7,80	5,70	8,30	6,80
Zr	439	298	168	245	160	178	172
Y	68	51	45	46	58	81	48
Th	11,50	10,70	9,90	23,50	18,70	27,00	20,40
U	2,20	2,60	2,60	4,98	2,80	6,60	3,40
Cr	-20	18	-20	-10	-20	-20	-20
Ni	-15	10	-15	-10	-15	-15	-15
Sc	6	7	2	4	3	2	3
V	-5	8	8	-5	-5	-5	-5
La	76,30	57,70	44,60	45,20	72,20	31,30	59,70
Ce	134,00	111,00	84,60	90,70	128,00	66,60	115,00
Pr	15,70	12,50	9,07	9,03	14,10	7,92	12,40
Nd	54,70	42,50	28,60	33,70	45,10	28,00	40,20
Sm	9,70	8,60	4,50	6,31	7,70	7,00	7,50
Eu	1,14	1,05	0,22	0,64	0,46	0,27	0,40
Gd	9,70	7,70	3,40	6,02	7,70	7,70	7,10
Tb	1,60	1,40	0,88	1,13	1,40	1,50	1,20
Dy	9,80	8,20	2,40	6,33	8,30	10,50	7,60
Ho	2,00	1,80	0,50	1,35	1,80	2,40	1,60
Er	6,20	5,40	1,40	4,66	5,40	8,10	5,10
Tm	0,93	0,80	0,21	0,87	0,78	1,35	0,80
Yb	5,90	5,20	5,30	5,17	4,80	9,30	5,10
Lu	0,85	0,76	0,19	0,78	0,69	1,31	0,72

Amostra	OM 649	OM 610
SiO2	76,89	78,72
TiO2	0,09	0,05
Al2O3	12,35	11,60
Fe2O3T	1,39	1,37
MnO	0,02	0,02
MgO	0,05	0,02
CaO	0,50	0,42
Na2O	3,62	3,99
K2O	4,87	4,39
P2O5	0,03	0,01
LOI	0,62	0,38
TOTAL	100,43	100,97
Ba	102	11
Rb	283	250
Sr	18	12
Cs	3,20	5,70
Ga	23	33
Ta	3,20	3,38
Nb	32	45
Hf	6,00	7,50
Zr	142	182
Y	41	72
Th	23,90	20,90
U	4,50	3,57
Cr	-20	-10
Ni	-15	-10
Sc	-1	2
V	-5	-5
La	28,20	36,80
Ce	59,70	85,10
Pr	6,67	9,29
Nd	21,80	40,10
Sm	4,60	10,50
Eu	0,21	0,04
Gd	4,50	8,33
Tb	0,80	1,91
Dy	5,50	11,10
Ho	1,30	2,12
Er	4,20	6,57
Tm	0,72	1,32
Yb	4,80	8,11
Lu	0,71	1,07

Granito Rio Negro (GRN)

Amostra	OM 500	OM 200	OM 428-A	OM 450	OM 473	OM 507	OM 547-B
SiO2	48,08	49,96	51,37	52,65	53,22	53,22	54,25
TiO2	1,21	2,63	2,33	2,22	2,20	2,22	2,12
Al2O3	15,66	15,45	15,27	15,03	14,76	15,15	14,58
Fe2O3T	10,99	12,46	11,74	11,15	11,55	11,13	10,47
MnO	0,17	0,19	0,17	0,17	0,17	0,18	0,15
MgO	10,22	5,19	4,82	4,22	4,20	4,05	3,74
CaO	7,09	8,41	7,43	7,20	7,16	6,72	6,47
Na2O	3,08	3,85	3,89	3,92	4,04	4,03	4,03
K2O	1,21	1,06	1,82	1,78	2,14	2,10	2,27
P2O5	0,40	0,91	0,75	0,69	0,65	0,75	0,65
LOI	0,65	0,26	0,82	0,45	0,39	0,61	0,51
TOTAL	98,74	100,37	100,41	99,48	100,48	100,17	99,26
Ba	599	992	919	892	966	1140	794
Rb	18	14	39	34	38	50	48
Sr	581	675	508	464	493	572	412
Cs	1,10	0,80	0,50	-0,50	0,50	0,60	-0,50
Ga	10	21	21	16	21	21	8
Ta	0,40	0,80	0,90	0,90	0,82	0,90	1,00
Nb	6	15	16	13	17	16	8
Hf	2,70	4,40	6,70	6,90	6,90	7,40	8,60
Zr	129	184	292	326	287	315	353
Y	18	40	44	43	44	43	57
Th	0,60	0,70	1,90	1,80	1,83	1,90	3,10
U	0,20	0,20	0,40	0,40	0,32	0,60	0,70
Cr	413	88	69	74	61	51	44
Ni	86	16	31	-15	68	-15	-15
Sc	15	30	25	26	27	24	24
V	98	237	211	181	206	188	118
La	19,40	37,30	40,80	38,90	42,90	46,60	45,30
Ce	40,70	80,70	86,20	82,90	87,10	97,70	96,10
Pr	5,17	10,70	11,20	10,70	9,52	12,50	12,30
Nd	20,80	45,00	45,40	42,10	43,00	50,20	48,30
Sm	4,20	9,10	9,30	8,60	9,84	9,60	9,90
Eu	1,58	3,08	2,85	2,64	2,80	3,02	2,70
Gd	4,10	8,90	9,30	8,50	7,83	9,60	10,10
Tb	0,60	1,30	1,40	1,30	1,40	1,40	1,60
Dy	3,40	7,50	7,80	7,40	7,68	7,80	9,30
Ho	0,70	1,50	1,50	1,50	1,49	1,50	1,90
Er	1,90	4,10	4,40	4,30	4,05	4,40	5,70
Tm	0,26	0,54	0,60	0,58	0,63	0,61	0,79
Yb	1,70	3,40	3,90	3,70	4,11	3,80	4,90
Lu	0,25	0,48	0,56	0,55	0,56	0,55	0,71

Amostra	OM 602	OM 545	OM 428	OM 430	OM 469	OM 519
SiO2	57,03	61,96	62,26	63,85	63,48	63,55
TiO2	2,05	1,43	1,31	1,28	1,21	1,08
Al2O3	14,31	14,24	13,96	13,35	14,61	15,52
Fe2O3T	9,19	7,29	7,41	6,51	6,24	6,38
MnO	0,19	0,13	0,11	0,10	0,09	0,11
MgO	2,85	2,55	2,38	1,66	1,57	1,02
CaO	5,04	4,24	4,22	3,20	2,98	2,61
Na2O	3,89	4,69	4,18	3,98	5,21	4,61
K2O	3,31	3,16	3,53	4,07	3,79	4,71
P2O5	0,60	0,41	0,39	0,38	0,39	0,30
LOI	0,77	0,37	0,58	0,23	0,38	0,26
TOTAL	99,22	100,47	100,33	98,61	99,97	100,15
Ba	898	726	706	711	964	2130
Rb	86	53	81	66	57	87
Sr	368	317	322	235	336	258
Cs	1,00	-0,50	-0,50	-0,50	-0,50	1,00
Ga	19	26	26	27	26	17
Ta	1,30	1,80	1,60	1,80	1,50	1,40
Nb	18	34	28	32	29	20
Hf	8,80	15,00	15,60	18,80	14,50	13,50
Zr	394	611	652	828	616	595
Y	56	82	71	84	76	58
Th	4,60	3,00	4,50	3,20	3,20	3,70
U	1,00	1,00	1,20	0,90	0,80	1,10
Cr	-20	42	34	-20	22	-20
Ni	-15	32	-15	-15	38	-15
Sc	22	15	16	13	11	14
V	155	119	124	101	86	23
La	60,90	69,50	64,00	78,90	64,20	57,80
Ce	125,00	148,00	135,00	166,00	133,00	120,00
Pr	15,20	18,40	16,90	20,60	16,90	15,10
Nd	58,10	70,50	63,90	78,00	64,40	58,80
Sm	11,20	14,60	12,50	15,30	13,40	11,40
Eu	2,58	2,07	1,90	1,92	2,14	3,38
Gd	10,90	14,00	12,70	14,80	13,20	10,80
Tb	1,70	2,40	2,10	2,40	2,10	1,70
Dy	9,70	14,10	12,00	14,30	12,60	10,20
Ho	2,00	2,90	2,50	3,00	2,70	2,10
Er	5,80	8,60	7,40	8,80	7,80	6,10
Tm	0,82	1,25	1,06	1,25	1,09	0,88
Yb	5,30	7,80	6,80	8,10	6,70	5,70
Lu	0,76	1,09	0,95	1,15	0,98	0,84

Amostra	OM 499	OM 425	OM 67	OM 589
SiO2	65,25	65,28	68,94	76,30
TiO2	1,32	1,13	0,93	0,17
Al2O3	13,50	13,31	13,78	11,62
Fe2O3T	6,58	6,72	4,73	1,95
MnO	0,10	0,09	0,08	0,04
MgO	1,59	1,84	1,03	0,12
CaO	3,36	3,05	2,24	0,42
Na2O	4,02	3,69	3,97	3,92
K2O	3,84	4,50	4,22	4,64
P2O5	0,44	0,37	0,24	0,03
LOI	0,80	0,53	0,62	0,44
TOTAL	100,80	100,49	100,78	99,65
Ba	607	678	532	197
Rb	161	71	196	226
Sr	289	228	200	37
Cs	1,30	-0,50	2,50	2,90
Ga	29	16	25	29
Ta	2,02	1,10	3,60	2,96
Nb	37	16	29	45
Hf	5,20	21,30	11,40	10,00
Zr	189	985	363	324
Y	98	101	71	73
Th	8,71	3,40	16,50	18,30
U	2,49	1,10	2,60	3,81
Cr	13	21	12	13
Ni	33	-15	3	13
Sc	12	12	8	1
V	104	67	49	-5
La	66,30	73,70	92,50	65,60
Ce	109,00	169,00	201,00	109,00
Pr	14,49	22,20	0,00	12,67
Nd	65,30	85,70	78,00	46,80
Sm	13,80	18,10	11,70	10,10
Eu	1,95	1,73	1,74	0,46
Gd	12,80	18,00	0,00	9,10
Tb	2,60	3,00	1,80	1,76
Dy	14,50	18,00	0,00	10,70
Ho	2,92	3,60	0,00	2,27
Er	8,94	10,40	0,00	6,94
Tm	1,49	1,47	0,00	1,25
Yb	8,05	9,00	7,63	7,39
Lu	1,08	1,22	0,96	1,05

Granito Agudos do Sul (GAS)

Amostra	OM 661	OM 661A2	OM 661B3	OM 661C1	OM 661E	OM 700
SiO2	75,96	75,16	74,74	75,12	75,52	75,68
TiO2	0,03	0,02	0,04	0,02	-0,01	0,02
Al2O3	13,08	13,30	13,03	13,18	12,52	13,48
Fe2O3T	0,63	0,67	0,71	0,61	1,05	0,84
MnO	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,02
MgO	0,07	0,03	0,04	0,05	0,01	0,04
CaO	0,82	0,85	0,88	0,81	0,35	0,73
Na2O	4,80	5,06	5,11	4,96	4,85	5,03
K2O	3,84	3,68	3,44	3,85	3,87	4,02
P2O5	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,08
LOI	0,34	0,29	0,59	0,56	0,35	0,47
TOTAL	99,63	99,13	98,64	99,22	98,57	100,41
Ba	503	407	353	406	27	162
Rb	196	176	162	183	341	199
Sr	265	231	225	244	14	168
Cs	3,00	3,80	2,80	3,20	1,70	5,30
Ga	41	39	43	40	47	43
Ta	0,68	2,38	1,83	0,84	9,33	3,20
Nb	15	59	54	17	88	55
Hf	3,90	5,90	8,10	4,30	8,70	3,20
Zr	68	66	89	62	119	48
Y	4	4	6	3	137	3
Th	4,84	12,30	16,50	5,15	24,50	5,14
U	4,91	50,00	40,00	27,50	15,50	57,50
Cr	-10	11	-10	-10	17	12
Ni	-10	-10	-10	-10	-10	-10
Sc	-1	-1	-1	-1	-1	-1
V	-5	-5	-5	-5	-5	-5
La	3,71	5,07	2,19	3,10	7,02	2,35
Ce	6,65	11,20	4,46	6,30	24,70	4,61
Pr	0,66	0,98	0,50	0,62	3,43	0,50
Nd	2,59	3,81	2,21	2,31	16,80	2,20
Sm	0,42	0,78	0,73	0,46	8,93	0,49
Eu	0,16	0,19	0,22	0,17	0,05	0,13
Gd	0,39	0,60	0,62	0,40	9,03	0,38
Tb	0,05	0,08	0,12	0,05	2,71	0,06
Dy	0,26	0,40	0,59	0,23	18,30	0,28
Ho	0,05	0,08	0,12	0,05	3,92	0,05
Er	0,20	0,26	0,40	0,20	12,00	0,18
Tm	0,04	0,05	0,08	0,03	2,39	0,03
Yb	0,32	0,43	0,59	0,30	15,00	0,24
Lu	0,05	0,08	0,10	0,06	2,05	0,04

Granito Tarumã (GT)

Amostra	OM 504	OM 66	OM 80
SiO2	72,14	72,35	73,80
TiO2	0,26	0,27	0,24
Al2O3	13,28	14,39	14,08
Fe2O3T	2,19	2,21	1,93
MnO	0,05	0,05	0,04
MgO	0,48	0,66	0,40
CaO	1,55	1,88	1,23
Na2O	3,58	3,70	3,47
K2O	4,31	4,41	5,31
P2O5	0,08	0,09	0,04
LOI	0,71	0,80	0,01
TOTAL	98,63	100,81	100,55
Ba	1230	1580	1010
Rb	187	160	194
Sr	285	407	215
Cs	3,00	3,20	2,40
Ga	22	19	19
Ta	1,32	2,90	3,10
Nb	22	16	20
Hf	5,00	5,70	7,40
Zr	197	173	207
Y	19	16	24
Th	14,50	13,60	20,10
U	2,32	2,00	3,00
Cr	30	24	43
Ni	-10	3	2
Sc	3	4	3
V	18	17	10
La	67,40	58,10	93,50
Ce	96,20	115,00	172,00
Pr	11,05		
Nd	41,40	44,00	58,00
Sm	6,39	5,67	6,91
Eu	0,83	1,17	0,91
Gd	5,42	0,00	0,00
Tb	0,70	0,50	0,50
Dy	3,28	0,00	0,00
Ho	0,59	0,00	0,00
Er	1,90	0,00	0,00
Tm	0,31		
Yb	1,73	1,54	2,60
Lu	0,25	0,21	0,34

Suite Granítica Piên-Mandirituba (SGPM)

(Quartzo Monzodioritos a Granodioritos sem epídoto
magmático)

Amostra	OM 369	OM SA	OM 165	OM 206	OM 414	OM 1106	OM 409
SiO2	49,69	52,43	52,54	60,97	61,42	63,07	64,63
TiO2	0,71	0,32	0,56	0,40	0,66	0,56	0,49
Al2O3	19,05	5,30	18,76	17,47	15,60	15,80	15,07
Fe2O3T	8,83	8,83	7,38	4,80	5,68	4,92	4,38
MnO	0,15	0,21	0,14	0,10	0,09	0,09	0,10
MgO	3,45	16,25	2,78	1,60	2,87	2,51	2,07
CaO	6,98	11,31	6,13	4,21	4,88	4,23	3,50
Na2O	3,98	1,10	4,18	4,77	4,32	4,05	4,13
K2O	2,97	1,04	3,47	3,36	2,82	3,11	3,53
P2O5	0,43	0,02	0,34	0,27	0,40	0,37	0,29
LOI	1,30	1,53	1,59	0,59	0,81	0,97	0,84
TOTAL	97,54	98,34	97,87	98,54	99,55	99,67	99,03
Ba	3254	562	3610	1864	1630	1780	1886
Rb	36	26	48	72	66	75	78
Sr	1032	221	1329	1727	1240	1230	1067
Cs	0,60	-0,50	0,50	0,50	1,30	1,40	0,90
Ga	18	11	18	20	21	21	21
Ta	0,60	0,40	1,00	2,80	0,50	0,80	3,10
Nb	6	6	6	14	12	11	15
Hf	1,90	1,80	2,20	4,70	5,50	5,40	4,20
Zr	119	58	98	140	233	230	184
Y	25	11	17	13	14	16	15
Th	0,20	2,20	0,40	8,10	11,30	10,60	11,10
U	0,20	0,40	0,20	0,20	0,54	1,30	1,50
Cr	19	1490	18	24	80	69	49
Ni	8	267	9	7	31	21	16
Co	0	56	0	0	36	50	0
Sc	22	40	17	6	12	10	8
V	113	100	93	56	93	82	57
Cu	7	11	56	7	14	-10	9
Pb	20	5	25	14	19	44	26
Zn	88	98	77	48	66	86	58
La	36,90	12,00	40,20	52,80	72,70	66,30	63,20
Ce	75,00	31,90	77,00	102,00	106,00	105,00	95,00
Pr		4,25			11,98	11,80	
Nd	40,00	18,80	34,00	38,00	43,00	39,80	35,00
Sm	6,99	3,90	5,50	5,85	6,78	6,00	5,08
Eu	2,10	1,07	1,94	1,73	1,87	1,61	1,15
Gd	0,00	3,40	0,00	0,00	5,91	4,60	0,00
Tb	0,90	0,40	0,80	0,50	0,61	0,50	0,60
Dy	0,00	2,10	0,00	0,00	2,65	2,60	0,00
Ho	0,00	0,40	0,00	0,00	0,49	0,50	0,00
Er	0,00	1,10	0,00	0,00	1,44	1,30	0,00
Tm		0,14			0,16	0,16	
Yb	1,87	0,90	1,25	1,25	0,94	1,10	0,96
Lu	0,27	0,11	0,17	0,17	0,14	0,16	0,13

Amostra	OM 406	OM 1120	OM 1108
SiO2	67,24	69,49	70,37
TiO2	0,37	0,28	0,27
Al2O3	14,77	15,81	15,73
Fe2O3T	3,30	2,26	2,15
MnO	0,06	0,04	0,04
MgO	1,49	0,78	1,02
CaO	3,00	2,26	2,87
Na2O	4,26	4,83	4,08
K2O	3,32	3,60	3,14
P2O5	0,22	0,14	0,14
LOI	0,75	0,56	0,49
TOTAL	98,78	100,05	100,30
Ba	1340	1910	1820
Rb	90	84	62
Sr	901	1270	1010
Cs	1,70	1,00	1,40
Ga	20	19	17
Ta	1,40	1,00	0,80
Nb	14	10	9
Hf	5,00	4,10	3,70
Zr	168	136	136
Y	11	11	8
Th	14,40	3,80	6,10
U	2,60	0,60	1,20
Cr	44	24	-20
Ni	-20	31	-15
Co	62	51	37
Sc	7	4	4
V	50	26	26
Cu	15	-10	-10
Pb	35	19	15
Zn	53	37	-30
La	52,20	26,30	35,10
Ce	88,80	45,20	60,10
Pr	8,88	5,24	6,42
Nd	30,80	21,20	21,20
Sm	4,90	4,00	3,20
Eu	1,38	1,24	0,71
Gd	4,30	4,50	2,40
Tb	0,40	0,60	0,30
Dy	2,10	3,90	1,40
Ho	0,40	1,00	0,30
Er	1,10	3,40	0,80
Tm	0,16	0,51	0,10
Yb	1,00	3,00	0,60
Lu	0,12	0,46	0,10

Suite Granítica Piên-Mandirituba (SGPM)

(Quartzo Monzodioritos, Granodioritos e Leucogranodioritos
com epídoto magmático)

Amostra	OM 183-105	OM 180	OM 182	OM 04	OM 981	OM 629	OM 432	OM 705
SiO2	60,16	62,01	63,82	64,08	67,74	67,85	68,58	69,84
TiO2	0,52	0,52	0,47	0,42	0,34	0,25	0,27	0,26
Al2O3	17,35	17,17	16,56	15,75	15,54	15,72	15,97	14,48
Fe2O3T	5,45	5,59	4,72	4,31	3,43	2,51	2,97	2,18
MnO	0,12	0,13	0,12	0,09	0,07	0,06	0,07	0,04
MgO	1,89	1,64	1,48	1,60	1,00	0,71	0,76	0,86
CaO	5,01	4,67	4,11	3,21	2,90	2,57	2,82	1,89
Na2O	4,74	4,62	4,78	4,12	4,61	5,49	5,17	5,02
K2O	2,50	2,83	2,69	3,58	3,74	3,00	3,40	3,52
P2O5	0,34	0,33	0,30	0,23	0,20	0,14	0,15	0,15
LOI	0,82	0,82	0,84	0,94	0,71	0,39	0,37	2,22
TOTAL	98,90	100,33	99,89	98,33	100,28	98,68	100,53	100,46
Ba	1690	1457	1451	1533	1390	1680	1220	1230
Rb	69	77	76	85	82	78	90	85
Sr	1410	1416	1254	964	1060	1100	1170	918
Cs	1,00	0,50	0,50	2,20	1,10	1,10	2,60	2,50
Ga	23	21	21	18	21	21	23	22
Ta	0,90	1,90	2,10	3,20	1,10	1,10	0,91	0,40
Nb	11	12	12	13	11	11	12	7
Hf	5,00	5,50	4,20	4,90	4,40	3,90	3,20	3,40
Zr	188	167	151	198	180	137	123	104
Y	20	16	18	15	13	8	10	5
Th	6,30	4,40	5,40	8,90	7,90	4,50	4,19	5,70
U	0,50	2,00	0,20	4,30	1,10	1,40	2,69	1,30
Cr	-20	15	16	25	-20	-20	13	-20
Ni	-20	2	4	3	-15	-15	-10	-15
Sc	9	7	7	6	4	4	3	3
V	76	53	44	47	49	30	32	30
La	69,00	50,20	48,20	53,90	54,50	25,80	28,80	17,10
Ce	124,00	109,00	89,00	99,00	71,30	47,10	49,90	31,90
Pr	12,80				10,60	5,15	5,25	3,64
Nd	46,90	47,00	35,00	48,00	39,70	18,30	21,70	13,90
Sm	7,20	7,11	5,75	8,34	7,50	2,90	3,86	2,40
Eu	2,12	2,06	1,51	2,22	1,38	0,72	1,09	0,63
Gd	6,30	0,00	0,00	0,00	9,10	2,20	2,83	1,90
Tb	0,70	0,55	0,45	0,48	0,42	0,30	0,35	0,20
Dy	3,30	0,00	0,00	0,00	7,70	1,40	1,68	1,00
Ho	0,60	0,00	0,00	0,00	1,70	0,30	0,29	0,20
Er	1,80	0,00	0,00	0,00	5,20	0,80	0,87	0,40
Tm	0,25				0,78	0,11	0,12	0,06
Yb	1,60	1,64	1,55	1,20	0,88	0,70	0,83	0,40
Lu	0,22	0,25	0,17	0,23	0,18	0,12	0,13	0,06

Amostra	OM 135	OM 35	OM 959	OM 942	OM 933	OM 26
SiO2	69,96	71,62	72,76	72,97	73,72	74,41
TiO2	0,16	0,17	0,16	0,13	0,15	0,13
Al2O3	15,60	15,02	14,67	14,60	14,52	14,40
Fe2O3T	1,53	1,84	1,43	1,18	0,79	1,18
MnO	0,05	0,06	0,03	0,02	0,02	0,02
MgO	0,43	0,47	0,43	0,33	0,32	0,29
CaO	1,83	2,06	1,49	1,23	1,33	1,10
Na2O	5,16	4,77	5,43	5,47	5,17	5,45
K2O	3,07	3,21	3,34	3,59	3,76	3,47
P2O5	0,07	0,08	0,09	0,08	0,04	0,08
LOI	0,66	0,49	0,37	0,68	0,61	0,39
TOTAL	98,52	99,79	100,19	100,29	100,43	100,92
Ba	1945	1161	1760	1910	1300	1560
Rb	72	52	67	63	77	84
Sr	1256	1043	1190	1240	929	1130
Cs	0,80	1,40	0,70	1,10	-0,50	0,90
Ga	21	18	21	20	21	19
Ta	0,50	0,50	0,30	0,30	1,00	0,91
Nb	7	6	5	5	5	5
Hf	3,30	3,50	2,70	3,00	2,70	2,90
Zr	125	87	87	89	84	99
Y	8	5	4	3	3	6
Th	2,70	1,70	1,80	1,80	2,80	4,20
U	0,20	0,20	0,60	0,60	0,70	1,12
Cr	12	19	-20	-20	-20	-10
Ni	3	2	-15	-15	-15	-10
Sc	2	2	3	-1	2	1
V	11	14	16	10	9	10
La	14,70		12,00	13,50	14,60	22,10
Ce	31,00		22,10	24,50	26,50	28,30
Pr			2,60	2,86	3,01	3,38
Nd	12,00		9,50	10,30	10,70	14,70
Sm	2,06		1,70	2,00	1,90	2,98
Eu	0,81		0,37	0,40	0,47	0,55
Gd	0,00		1,30	1,50	1,50	1,60
Tb	0,28		0,20	0,20	0,20	0,25
Dy	0,00		0,70	0,70	0,70	1,83
Ho	0,00		0,10	0,10	0,10	0,34
Er	0,00		0,30	0,30	0,30	0,96
Tm			-0,05	-0,05	-0,05	0,16
Yb	0,66		0,30	0,20	0,30	0,25
Lu	0,16		0,05	-0,04	0,04	0,12

Suite Granítica Piên-Mandirituba (SGPM)

(Monzogranitos)

MAPA DE CONTROLE E LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS

Articulação da Área

CONTEÍDA	ARAUJÁRIA	SÃO JOSÉ DOS PINHOS	MUDO NOVO
LAPA	MADRYTUBA	TUNÇAS DO SUL	COLÔNIA SANTOS ANDRADE
RIO PRETO DO SUL	CAMPO ALEGRE	SÃO MIGUEL	PIRABEIRABA

Localização da Área nas Unidades da Federação

Escala

LEGENDA

- estradas principais pavimentadas
- estradas secundárias não pavimentadas
- municípios
- rios
- lago / represa
- lavra em atividade ou desativada

ANEXO II – MAPA DE CONTROLE E LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS

Harara, O. M. M. 2001. Mapeamento e investigação petrológica e geocronológica dos litotipos da região do Alto Rio Negro (PR-SC). Tese de Doutorado, IG-USP.

Mapa Geológico da região do alto Rio Negro (PR-SC)