**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**ANÁLISE ESTRUTURAL, PETROLÓGICA E
GEOCRONOLÓGICA DOS LITOTIPOS DA REGIÃO
DE PIÊN (PR) E ADJACÊNCIAS.**

Ossama Mohamed Harara

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

**SÃO PAULO
1996**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE ESTRUTURAL, PETROLÓGICA E
GEOCRONOLÓGICA DOS LITOTIPOS DA REGIÃO
DE PIÊN (PR) E ADJACÊNCIAS.**

Ossama Mohamed Harara

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	nome
Presidente:	<u>Miguel Angelo Stipp Basei</u>
Examinadores:	<u>Mario da Costa Campos Neto</u>
	<u>Maria Angela Fornoni Candia</u>

ass.

SÃO PAULO
1993

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005052

**ANÁLISE ESTRUTURAL, PETROLÓGICA E
GEOCRONOLÓGICA DOS LITOTIPOS DA REGIÃO
DE PIÊN (PR) E ADJACÊNCIAS.**

Ossama Mohamed Harara

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
1996

Aos meus Avós Maternos, verdadeiros pais, Mariuma Abushkewa e Salem Abushkewa e a minha mãe Haluma Abushkewa por suportarem dias, meses e anos de saudades, a espera por um dia em que eu retornasse em definitivo à Líbia, minha terra natal.

Aos meus professores de língua portuguesa, Ema, Túlia, Adriana, Marcos e Patrícia, da escola de idiomas em Brasília, que me ensinaram as primeiras palavras desta língua.

Aos Professores do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná que me abriram os primeiros caminhos na geologia.

“ 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 ”

Processos Geodinâmicos

Verses From Al Quran

AGRADECIMENTOS:

Inicialmente, gostaria de agradecer a Deus "*Alaah*" pela oportunidade que tive e tenho, de me formar profissionalmente em um país tão distante da minha terra natal e que acabei tendo-o, pelo fervor com que eu prezo e a gratidão, como a minha segunda pátria.

Primeiramente, gostaria de agradecer aos amigos e irmãos ***Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei e Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior***, responsáveis pela orientação deste trabalho desde o seu início, com quem, aprendi muito e enriqueci o meu modesto conhecimento geológico. Agradeço a atenção recebida e espero continuarmos juntos nas próximas caminhadas.

Durante os trabalhos de campos, agradeço o apoio e atenção dos Profs. Drs. Miguel Angelo Stipp Basei, Oswaldo Siga Jr. e José Manuel dos Reis Neto e, dos amigos e colegas, Neivaldo de Castro, Cláudia Regina Passarelli (Zoloft e display Always), Adilson Machiavelli e Sérgio Citroni.

Durante os trabalhos realizados no CPGeo, gostaria de agradecer Sr. Décio D. Rosas, Ivone K. Sonoki, Artur T. Onoe, Key Sato, Liliane Petronilho, Helen M. Sonoki, Walter M. Sproeser e Elmano Gouveia de Almeida. Agradecimento especial a minha professora de computação Ivone Sonoki, pela paciência e o ensino dos primeiros passos em utilizar o microcomputador por mim comprado com 77 arquivos infectados pelo vírus chamado "Natas".

Aos Profs. Drs. Mário da Costa Campos Neto e Valdecir Janasi, os meus agradecimentos pelas preciosas sugestões e críticas durante o Exame de Qualificação. Aproveito a oportunidade para desculpar-me por falar demais na ocasião, um comportamento, posteriormente classificado por mim, como anti-ético.

Nas descrições petrográficas, recebi auxílio do Prof. Gergely, e com quem tenho discutido, esporadicamente, sobre rochas estranhas chamadas "Ultramáficas", o meu agradecimento pela atenção recebida.

Aos Profs-Drs, Mário da Costa Campo Neto, Benjamin Bley de Brito Neves, Rômulo Machado, Claudio Riccomini, pelo interesse demonstrado e a disposição sempre em ajudar. Ao Prof. Dr Ian Macreth, pelas correções do Abstract.

Nas confecções de lâminas, gostaria de agradecer Cláudio Hopp e seus funcionários, em especial Paulo Augusto Morgato, pela atenção recebida. Extendendo o agradecimento ao Samuel Pedro Egidio (Samuca).

Na confecção do mapa geológico e de pontos, agradeço a Telma Samara, pela alta qualidade dos desenhos, a paciência nas repetidas e exageradas correções de erros por mim cometidos.

A amiga Vera Lúcia Miranda da Silva Pereira, os meus sinceros agradecimentos, pela digitação das referências bibliográficas e algumas tabelas e, a disposição sempre em ajudar.

As secretárias Nícia M.B.Zalaf e Sônia G.C. Vieira, meus agradecimentos pela atenção recebida.

Ao Prof. João Moreschi, pela ajuda na utilização do microscópio para a elaboração das fotomicrografias.

No setor gráfico, agradeço ao Sr.Dalton Machado da Silva e sua equipe pelo auxílio na encadernação e reprodução deste trabalho, e no setor fotográfico ao Sr. Jaime de Souza Marcos.

Aos amigos Claudia Regina Passarelli, José Paulo Pinesi, Maria da Glória Motta Garcia, Diana Ragati, Elizete Domingues Salvador, Adilson Machiavelli, Paulo Alves de Souza, Paulo Boggiani, Ana Lucia, Jefferson Picanço, o meu sincero agradecimento, pelo Apoio recebido e o interesse demonstrado

A FAPESP, pelo auxílio financeiro, nos trabalhos de campo e as análises geoquímicas.

A CNPQ, pelo auxílio financeiro, na forma de concessão de bolsa de Mestrado.

A todos os funcionários e professores do Instituto de Geociências da USP, o meu sincero respeito e agradecimento.

Ao Meu Tio-Irmão Muktar Abushkewa, por resolver transtornos, que por ventura aparecem, na minha vida.

RESUMO

A compartimentação geológico-estrutural da região de Piên (PR) e adjacências apresenta dois segmentos crustais de composições e idades distintas, separados pela *Zona de Cisalhamento Piên (ZCP)*, com trend aproximado N45-50E. O compartimento a norte, é constituído pela, *Suíte Granito-Milonítica Rio Piên*, composto por granitóides miloníticos de idade Neoproterozóica e outro a sul constituído de *Gnaisses Anfibolito-Granulíticos*, de idade Paleoproterozóica.

Dois principais corpos, lentiformes, de uma suíte de rochas máfico-ultramáficas, ocorrem à norte (Campina dos Crispins, C.C) e a sul (Campina dos Maias, C.M) da *ZCP*. Na parte leste da região estudada ocorre, a porção meridional do Maciço Granítico Agudos do Sul, a sudeste é coberta por rochas vulcanossedimentares da Bacia de Campo Alegre e a oeste por sequências sedimentares da Bacia do Paraná.

Os granitóides da *Suíte Granito-Milonítica Rio Piên* representam, o limite meridional de um terreno granítico, com continuidade a norte por aproximadamente 20 Km. Mostram coloração avermelhada a cinzenta, granulação normalmente média a grossa, geralmente com megacristais centimétricos de K-feldspato, biotita e hornblenda e, variando em termos composicionais entre granodioritos a quartzo-monzodioritos e subordinadamente monzogranitos. Apresentam caráter cálcio-alcálico de médio a alto K e são predominantemente metaluminosos. A estrutura principal nestes granitóides é uma foliação milonítica S_n concentrada em N66E/64NW e caracterizada pela orientação preferencial de quartzo, biotita, anfibólio e alongamento de porfiroclastos de feldspatos. Junto a *ZCP*, ocorre uma faixa de biotita-ultramilonitos.

O *Maciço Granítico Agudos do Sul* representa uma expressiva atividade granítica e apresenta, na região estudada, quatro fácies isotrópas. A principal seria do tipo Sienogranítica e Alkali-feldspato-granítica e, subordinadamente, granodiorítica-Monzogranítica. Corpos gabro-dioríticos tardios ocorrem associados e enclaves de serpentinitos e gnaisses. Geoquimicamente apresentam tendência alcalina

Na *suíte máfico-ultramáfica*, Os litotipos predominantes são principalmente serpentinitos. Subordinadamente ocorrem xistos magnesianos, harzburgitos serpentinizados, metaortopiroxenitos e metagabronoritos. As relações de contatos destes corpos com as encaixantes são essencialmente tectônicas e estão fortemente deformados, apresentando um caráter brechóide-milonítico. No corpo ultramáfico de C.C, as foliações apresentam-se concentradas em torno de N64E/50-70NW e indicam a imposição de um dobramento cilíndrico assimétrico com eixos inclinados para W e SW e lineações minerais associadas neste sentido. No corpo de C.M, o comportamento estrutural com baixos mergulhos das foliações (N66E/20NW) e lineações minerais 10°-30°/N20-60W tipo a, sugerem a colocação deste corpo por sobre os gnaisses anfibolito-granulíticos, em forma de "klippe".

O Contexto geológico, o tipo de rochas presentes, as características geoquímicas, em termos de elementos menores, principalmente Ti, Cr e Ni e comportamento de terras raras, sugerem que estas rochas seriam geradas em ambientes de margens continentais ativas e relacionadas a zonas de subducção (SSZ, Supra-Subduction Zone). Os dados K-Ar em plagioclásio de gabronoritos revelam idades Neoproterozóicas enquanto idades Sm-Nd em rocha total apontam idades Paleoproterozóicas.

Os Gnaisses Anfibolito-Granulíticos constituem-se em ampla diversidade litológica, com predomínio de gnaisses granulíticos fêlsicos e máficos com freqüentes lentes de fêlsicos e máficos granatíferas, gnaisses granulíticos anfibolíticos e anfibolitos ricos em granada, gnaisses anfibolíticos e anfibólio gnaisses, gnaisses granulíticos ricos em biotita e porções charnoquíticas, charnoenderbíticas e enderbíticas associadas.

Apresentam-se maciços, foliados e/ou com bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico, caracterizado pela alternância heterogênea de níveis de plagioclásio $\pm$ quartzo $\pm$ Fk e níveis de hornblenda, biotita, granada, ortopiroxênio e/ou clinopiroxênio.

A partir da ZCP, em direção ao sul, observa-se uma faixa de 4 a 6 Km de largura, caracterizada pela destruição parcial a total das paragêneses granulíticas e a formação de novas, retrógradadas dentro do limite inferior da fácies anfibolito acompanhadas pela imposição de estruturação em torno de E-W/48N e N60-80E/50-70NW que diferem da estruturação regional de aproximadamente N64W/60NE dos gnaisses granulíticos atribuída a épocas Paleoproterozóicas (dados Rb-Sr e K-Ar em minerais).

Ao longo da ZCP, pode ser observada uma foliação milonítica, impressa nos litotipos graníticos, ultramáficos e gnáissicos, de idade Neoproterozóica, heterogênea e gerada em regimes dúctis e condições metamórficas variáveis compatíveis com a fácies xisto-verde, zona da biotita até, o limite inferior da fácies anfibolito. O seu desenvolvimento estaria associado, em seu início, ao processo de cavalgamento dos granitóides miloníticos sobre os gnaisses granulíticos, no sentido NNW para SSE, do qual teria participado a suíte máfico-ultramáfica, principalmente o corpo de C.M. Há indicações de manifestações transcorrentes tardias com sentido dextral e de caráter dúctil.

Os dados geoquímicos apontam, para os gnaisses biotíticos, biotita-anfibólio gnaisses e gnaisses anfibolíticos, que ocorrem junto a ZCP e ao norte do corpo ultramáfico de C.C, características geoquímicas compatíveis com associações andesito-basálticas calcio-alcálicas de alto K a shoshoníticas, típicas de margens continentais ativas. Dados K-Ar em biotita nestas rochas revelam idades Neoproterozóicas.

Os dados U-Pb em zircões, as isócronas Rb-Sr em rocha total, bem como os resultados K-Ar em biotitas indicam que, os granitóides da suíte granito-milonítica Rio Piên, no intervalo entre 650 e 595 Ma, tiveram sua geração, deformação, colocação em níveis crustais superiores e seu resfriamento abaixo da isoterma de 250-300°C. As razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} sugerem participação mantélica e da crosta inferior na geração destes corpos. A idade em torno de 650 Ma (Rb-Sr e K-Ar em anfibólio) é interpretada como a melhor aproximação da idade principal da geração desses granitóides. As idades K-Ar em biotita entre 605 e 590 Ma, representam o período de resfriamento e de estabilização tectônica, pós deformacional, desta suíte.

Os dados geocronológicos, petrológicos e estruturais referentes ao Maciço Granítico Agudos do Sul, quando comparadas, aos dos granitóides miloníticos mostram claramente a geração tardia deste maciço (entre 590-570 Ma). As razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} mais altas sugerem maior participação crustal, na geração destes, em relação aos miloníticos.

Um perfil regional, K-Ar transversal a ZCP demonstra que, a sul da ZCP, as idades das rochas gnáissico anfibolito-granulíticas giram em torno de 1800 Ma, e que, na medida em que ocorre uma aproximação da ZCP estes valores tornam-se Neoproterozóicos (650-600 Ma), independente das características e da idade da rocha original. A tendência do decréscimo das idades K-Ar nas rochas granitóides, em direção a NNW pode ser explicada como função do distanciamento da frente do cavalgamento.

No compartimento gnáissico anfibolito-granulítico ocorre o contrário, idades mais antigas quanto mais distante da ZCP. Este fato é possível somente, se os granitóides representarem uma superposição tectônica sobre rochas bem mais antigas, que já se encontravam frias, quando deste evento deformacional.

Dados Sm-Nd em rocha total e minerais (plagioclásio e granada) em gnaisses anfibolíticos e granulíticos granatíferos revelaram, valores entre 1.7-1.8 G.a, semelhantes aos K-Ar em minerais e são indicativos do resfriamento das paragêneses granulíticas.

As informações petrológicas, estruturais e geocronológicas disponíveis até o momento sobre os litotipos da região de Piên permitem, a caracterização e o enquadramento da região dentro de um processo geodinâmico de margem continental ativa, no cenário geotectônico do Ciclo Brasileiro.

ABSTRACT

The Pien area presents two major geotectonic domains separated by the Pien Shear Zone (PSZ). The northern one is the Rio Pien Granite-Mylonitic Suite composed by calc-alkaline granitoids of neoproterozoic age. The southern domain is represented by the Amphibolite-Granulite Gneisses where high grade metamorphism took place at the end of paleoproterozoic time.

Two lenses of a disrupted Mafic-Ultramafic Suite can be found north (Campina dos Crispins, C.C) and south (Campina dos Maias, C.M) of the Pien Shear Zone. The eastern part of the mapped area is occupied by the Agudos do Sul granitic massif and the western and southern parts are covered by the Paraná and Campo Alegre basins respectively.

The Rio Piên granite-mylonitic suite represents the southern limit of a 20 km wide granitoid terrain in which medium-coarse grained, red-greyish granitoids with K-feldspar megacrystals predominate. These biotite or amphibole granitoids are metaluminous with medium to high-K calc-alkaline affinities. Most granitoid rocks are affected by a strong shearing deformation represented by a mylonitic foliation with N66E direction dipping 64° to NW. Near the PSZ biotite-ultramylonites predominate.

The alkaline Agudos do Sul granitoid represents an important magmatic activity where four major isotropic igneous facies were mapped. The principal one is characterized by reddish syenogranite to alkali feldspar-syenogranite. Subordinately granodiorite-monzogranitic facies and late gabbro-diorite stocks are also be found.

The mafic-ultramafic suite is composed predominant by serpentinites, magnesian schists, serpentinitised harzburgites, metaorthopyroxenites and metagabbro-norites. These rocks are strongly deformed always presenting trend NE and a tectonic contact with the host rocks. The Campina dos Crispins occurrence is located in the PSZ while the other major body, Campina dos Maias, represents an allochthonous klippe over the southern granulite gneisses. The hypothesis that these two bodies were part of a previous single unit dismembered during the evolution of the PSZ cannot be discarded.

Considering the identified lithotypes, their geochemical affinity (particularly the Ti, Cr, Ni and REE content) and the geological context observed in the area, a geotectonical model of active continental margin related to subduction SSZ (Supra-Subduction Zone) is proposed. K-Ar on plagioclase from gabbro-norites gave Neoproterozoic ages although Sm-Nd whole rock isochron yielded Paleoproterozoic ages.

The amphibolite-granulitic terrain is composed by several different orthogneissic units with low-K calc-alkaline affinity. In this domain felsic to mafic granulites predominate and are accompanied by amphibolite gneisses, biotite-rich granulites, and portions with charnockitic, charnoenderbitic and enderbites characteristics. Garnet-rich lenses are often observed. These rocks usually show a milimetric-centimetric banding formed by alternance of felsic (plagioclase, quartz, k-feldspar) and mafic (hornblende, biotite, garnet and pyroxene) levels, but sometimes they are almost massive with a very fine foliation.

From the PSZ to the south, there is a 4-6 km wide zone affected by the shear zone where the granulite parageneses were totally destroyed by the retrogression imposed by the shear process which occurred at lower amphibolite metamorphic facies. A NE trend modifying the regional NW direction typical of the granulite domain is characteristic of this zone.

In the PSZ a heterogeneous mylonitic foliation can be recognized developed under a ductile regime under metamorphic conditions in the greenschist-lower amphibolite transition. It is possible that the PSZ development took place at Neoproterozoic time when the granitoids, thrust towards the granulite terrain, were part of a general collisional process. Dextral reactivation of the PSZ can be observed affecting the Agudos do Sul granitoid.

Based in geochemical data, it is proposed that the biotite gneiss and biotite-amphibole-gneiss which occur near the PSZ have a shoshonitic to high-K calc-alkaline features which are characteristic of active continental margins. K-Ar on biotite extracted from these rocks gave Neoproterozoic ages.

The available radiometric data for the Rio Piên mylonitic granitoids show that between 650-595 Ma the generation, deformation and cooling below the isotherm of 250 °C occurred. On the other hand, the geochronological data for the Agudos do Sul massif are in the 590-570 Ma interval showing its younger generation. The Sr^{87} / Sr^{86} initial ratios for both granitoids suggest more involvement of the continental crust in the origins of Agudos do Sul granitic massif.

The analyses of the entire set of the available data for the Piên area allows the suggestion of a geotectonic scenery related to the evolution of an active continental margin during the collages associated to the Brasiliano Cycle.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS.....	i
RESUMO	iii
ABSTRACT.....	vi
ÍNDICE.....	ix
Índice de Tabelas	xii
Índice de Figuras.....	xii
Índice de Fotos.....	xiv
Índice de Fotomicrografias	xv
 1 - INTRODUÇÃO.....	 1
1.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO.....	2
1.2- OBJETIVOS	3
 2 - MÉTODOS, TÉCNICAS E PROCEDIMENTOS ADOTADOS.....	 4
 3 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	 18
3.1 HISTÓRICO DA TRAJETÓRIA DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS	18
3.2 DESCRIÇÃO DAS PRINCIPAIS UNIDADES GEOLÓGICAS REGIONAIS.....	26
3.2.1- DOMÍNIO CURITIBA	28
3.2.2-DOMÍNIO LUÍS ALVES.....	31
3.2.3- DOMÍNIO PARANAGUÁ OU CINTURÃO GRANITÓIDE COSTEIRO	37
3.2.4- CORPOS GRANÍTICOS NOS DOMÍNIOS LUIS ALVES E CURITIBA	40
3.2.5 - BACIAS VULCANO- SEDIMENTARES.....	43
3.2.5.1 - BACIA de CAMPO ALEGRE.....	43
3.2.5.2 -BACIA DE GUARATUBINHA	44
3.2.5.3- BACIA DE CORUPÁ.....	45

4 - A SUÍTE GRANITO-MILONÍTICA RIO PIÊN.....	47
4.1 - ASPECTOS GEOLÓGICOS GERAIS	47
4.2 - PETROGRAFIA.....	49
4.2.1 -Feldspato (FK e Plagioclásio)	49
4.2.2 - Quartzo.....	50
4.2.3 - Biotita.....	51
4.2.4 - Anfibólio.....	52
4.3 - RECONHECIMENTO ESTRUTURAL.....	53
4.4 - METAMORFISMO	54
 5 - MACIÇO GRANÍTICO AGUDOS DO SUL.....	 71
5.1. - ASPECTOS GEOLÓGICOS GERAIS	71
5.2 - PRINCIPAIS FACIES GRANÍTICAS	71
5.2.1 - Facies Sienogranítica-Alcali-Feldspato Granítica	72
5.2.2 - Fácies Monzogranítica-Granodiorítica	72
5.2.3. Facies Biotita-Granodiorítica- Monzogranítica	73
5.2.4 Facies Sienogranítica-Monzogranítica.....	74
5.3 Corpos Gabro-Dioríticos	74
 6 - SUÍTE MÁFICO-ULTRAMÁFICA.....	 80
6.1 - ASPECTOS GEOLÓGICOS GERAIS.....	80
6.2 - PETROGRAFIA DOS CORPOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS	81
6.2.1 - Metaperidotitos Serpentinizados e Serpentinitos.....	81
6.2.2 - Metapiroxenitos	84
6.2.3 - Rochas Gabróicas.....	86
6.2.4 - Xistos Magnesianos	87
6.3 - RECONHECIMENTO ESTRUTURAL.....	87
6.4 - METAMORFISMO	92
 7 - COMPARTIMENTO GNÁISSICO-ANFIBOLITO- GRANULÍTICO	 108
7.1 - ASPECTOS GEOLÓGICOS GERAIS	108
7.2 - DESCRIÇÃO DOS PRINCIPAIS LITOTIPOS	109
7.2.1.- Gnaisses Granulíticos Félsicos e Gnaisses Félsicos e/ou Miloníticos a anfíbólio com lentes de Gnaisses Granulíticos Félsicos Granatíferos	109

7.2.2 - Gnaisses Granulíticos Máficos e Gnaisses a Anfibólio e Plagioclásio	110
7.2.3 - Gnaisses Granulíticos Máficos Granatíferos, anfibólitos e Gnaisses anfibolíticos Granatíferos	111
7.2.4 - Gnaisses Granulíticos Máficos ricos em Biotita	112
7.2.5 - Gnaisses anfibolíticos	113
7.2.6 - Gnaisses Biotíticos e Biotita-Anfibólio Gnaisses.....	113
7.2.7 - Xistos Anfibolíticos.....	114
7.2.8 - Gnaisses Granulito-Piroxeníticos.....	114
7.2.9 - Hornblenditos	115
7.2.10 - Veios Quartzo-Feldspáticos	115
7.3 - RECONHECIMENTO ESTRUTURAL	115
7.4 - PARAGENÊSES MINERAIS E METAMORFISMO.....	118
8 - DADOS GEOCRONOLÓGICOS DA ÁREA	138
8.1 - A Suíte Granito-Milonítica Rio Piên.....	138
8.2 - A Suíte Máfico-Ultramáfica.....	142
8.3 - Compartimento Gnáissico Anfibolito-Granulítico	144
8.4 - Maciço Granítico Agudos do Sul.....	147
9 - OS PRINCIPAIS DADOS GEOQUÍMICOS DA ÁREA.....	150
9.1 - A Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e O Maciço Granítico Agudos do Sul.....	150
9.2 - A Suíte Máfico-Ultramáfica	162
9.3 - Compartimento Gnáissico Anfibolito-Granulítico	169
10 - COMENTÁRIOS E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	172
11 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	184
12 - ANEXOS.....	197
Anexo I - Análises Geocronológicas	
Anexo II - Análises Geoquímicas	
Anexo III - Mapa Geológico e Mapa de Localização de Afloramentos	

Índice de Tabelas

Tabela 3.1 - Dados geocronológicos do Domínio Curitiba.....	30
Tabela 3.2 - Dados geocronológicos do Domínio Luís Alves.....	35
Tabela 3.3 - Dados geocronológicos do Domínio Granitóide Costeiro.....	33
Tabela 3.4 - Dados geocronológicos dos granitóides intrusivos nos Domínios Luís Alves e Curitiba.	42
Tabela 6.1 - Dados geológicos dos complexos máfico-ultramáficos no mundo.....	95
Tabela 10.1 - Relação dos dados geológicos da região de Piên e adjacências.....	173

Índice de Figuras

Figura 1.1 - Mapa da localização da área estudada.	02
Figura 3.1 - Principais unidades geológicas do SE do Paraná e NE de Santa Catarina.....	27

Suíte Granito-Milonítica Rio Piên

Figura 4.1 - Diagrama QAP, com as séries magmáticas de Lameyre & Bowden (1982).	48
Figura 4.2 - Diagrama de razões catiônicas Q-P (Debon & Le Fort, 1983).....	49
Figura 4.3 - Diagrama Schindt-Lambert de pólos da foliação principal Sn.....	53

Maciço Granítico Agudos do Sul

Figura 5.1 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) dos principais tipos graníticos.	71
Figura 5.2 - Diagrama Px-Pla-Hbl (Streckeisen, 1976) para as rochas gabro-dioríticas.	75

Suíte Máfico-Ultramáfica de Piên

Figura 6.1 - Diagrama triangular Opx-Ol-Cpx (Streckeisen, 1976).....	83
Figura 6.2 - Diagrama triangular Px-Pla-Hbl (Streckeisen, 1976).....	85
Figura 6.3 - Diagrama triangular Opx-Pla-Cpx (Streckeisen, 1976) das rochas gabróicas.	86
Figura 6.4 - Diagrama Schindt-Lambert de polos da foliação principal Sn do corpo C.C.	88
Figura 6.5 - Diagrama dos principais lineações minerais no corpo de C.C.	89
Figura 6.6 - Diagrama Schindt-Lambert de polos da foliação principal Sn do corpo C.M.....	90
Figura 6.7 - Diagrama dos principais lineações minerais no corpo de C.M.	90
Figura 6.8 - Diagrama Schindt-Lambert de polos da foliação principal Sn dos corpos ultramáficos ocorrentes nos gnaisses anfibolito-granulíticos.	91

Compartimento Gnáissico Anfibolito-Granulítico

Figura 7.1 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1974) dos principais litotipos.....	109
Figura 7.2 - Diagrama Schindt-Lambert dos pólos das foliações distantes da ZCP....	116
Figura 7.3 - Diagrama Schindt-Lambert dos pólos das foliações próximas da ZCP....	117
Figura 7.4 - Principais lineações minerais.....	117
Figura 8.1 - Diagrama Concórdia U-Pb em Zircões - Granitóides Miloníticos.	139
Figura 8.2 - Diagrama Concórdia U-Pb em zircões - Granitóides Miloníticos.....	139
Figura 8.3 - Diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total - Granitóides Miloníticos. ...	140

Figura 8.4 - Diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total - Granitóides Miloníticos.	141
Figura 8.5 - Diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total - Granitóides Miloníticos.	141
Figura 8.6 - Diagrama isocrônico Sm/Nd - Rochas ultramáficas de C.C.	143
Figura 8.7 - Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total - Rochas gnaiss-granulíticas.	144
Figura 8.8 - Diagrama Isocrônico Rb/Sr em rocha total - Gnaisses Granulíticos.	144
Figura 8.9 - Diagrama isocrônico Sm-Nd - gnaisses anfibolíticos granatíferos.	145
Figura 8.10 - Diagrama isocrônico Sm-Nd - gnaisses granulíticos granatíferos.	146
Figura 8.11 - Perfil K-Ar (minerais) entre Piên (PR) e São Bento do Sul (SC).	147
Figura 8.12 - Diagrama U/Pb em zircões - Granito Agudos do Sul.	148
Figura 8.13 - Diagrama Isocrônico Rb-Sr em rocha total - Granito Agudos do Sul. .	148
Figura 9.1.1 - Diagramas de variação SiO_2 X elementos maiores para a Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e o Maciço Granítico Agudos do Sul.	151
Figura 9.1.2 - Diagramas de variação SiO_2 X elementos menores para a Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e o Maciço Granítico Agudos do Sul.	152
Figura 9.1.3 - Diagrama AFM das séries magmáticas para os granitóides da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e O Maciço Granítico Agudos do Sul.	154
Figura 9.1.4 - Índice de alcalinidade de Wright (1969) em função de SiO_2	155
Figura 9.1.5 - Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ X $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ para as rochas da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e o Maciço Granítico Agudos do Sul.	155
Figura 9.1.6 - Diagrama de variação de multielementos para os granitóides da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên.	157
Figura 9.1.7 - Diagrama de variação de multielementos para as rochas graníticas do Maciço granítico Agudos do Sul.	157
Figura 9.1.8 - Diagrama de comportamento de terras raras para as rochas da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên.	158
Figura 9.1.9 - Diagrama de comportamento de terras raras para as rochas do Maciço Granítico Agudos Sul.	158
Figura 9.1.10 - Diagrama Rb X Y+Nb para as rochas da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e o Maciço Granítico Agudos do Sul.	159
Figura 9.1.11 - Diagrama de discriminação tectônica (Batchelor & Bowden, 1985), para as rochas da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e o Maciço Granítico Agudos do Sul.	160
Figura 9.2.1 - Digramas de variação MgO X Principais elementos maiores, para a Suíte Máfico-Ultramáfica da região de Piên.	163
Figura 9.2.2 - Diagramas de variação MgO X elementos menores da Suíte Máfico-Ultramáfica de Piên.	164
Figura 9.2.3 - Diagrama de comportamento de terras raras para as os serpentinitos e harzburgitos serpentinizados da Suíte Máfico-ultramáfica.	165
Figura 9.2.4 - Diagrama de comportamento de terras raras para os Olivina-piroxenitos e Ortopiroxenitos da Suíte Máfico-ultramáfica.	166
Figura 9.2.5 - Diagrama de comportamento de terras raras para as rochas gabróicas da Suíte Máfico-ultramáfica.	166
Figura 9.2.6 - Diagrama NiO X Cr_2O_3 para os serpentinitos da suíte máfico-ultramáfica.	168
Figura 9.2.7 - Diagrama Cr X TiO_2 para rochas ultramáficas deformadas.	168
Figura 9.3.1 - Diagrama de variação de elementos para os gnaisses anfibolíticos e biotíticos do compartimento Gnáissico-anfibolítico-granulítico.	169
Figura 9.3.2 - Diagrama de comportamento de terras raras para os gnaisses anfibolíticos e biotíticos do compartimento gnáissico anfibolítico granulítico.	170

Figura 9.3.3 - Diagrama de variação FeO* X MgO para os gnaisses biotíticos e anfibolíticos.	171
Figura 9.3.4 - Diagrama AFM para os principais litotipos gnaisses-granulíticos.	171

Índice de Fotos

Suíte Granito-Milonítica Rio Piên

Fotos 4.1 e 4.2 - Aspectos macroscópicos da fácies biotita granitóides-ultramiloníticos.	57
Fotos 4.3 a 4.4 - Aspectos macroscópicos da fácies granitóides miloníticos.	57
Fotos 4.5 a 4.6 - Aspectos macroscópicos da fácies granitóides miloníticos.	59
Foto 4.7 - Enclaves de serpentinito.	59
Foto 4.8 - Concentrados de biotita e hornblenda.	59

Maciço Granítico Agudos do Sul

Fotos 5.1 e 5.2 - Aspectos macroscópicos da fácies sieno-alkali-feldspato-granítica. .	76
Foto 5.3 - Aspecto macroscópico da fácies granodiorítica-monzogranítica.	76
Foto 5.4 - Aspecto macroscópico da fácies biotita grano-monzogranítica.	76
Foto 5.5 - Concentração de máficos (biotita + anfibólio).	78
Foto 5.6 - Aspecto macroscópico da fácies sienogranítica-monzogranítica.	78
Foto 5.7 - Aspecto macroscópico dos corpos gabro-dioríticos.	78

Suíte Máfico-Ultramáfica

Foto 6.1 - Detalhes da foliação milonítica, desenvolvida nos serpentinitos.	96
Foto 6.2 - Concentração de deformação segundo planos preferenciais.	96
Foto 6.3 - Detalhe do bandamento composicional.	96
Foto 6.4 - Foliação subparalela a oblíqua ao bandamento.	96
Foto 6.5 - Foliação Sn + 1 subparalela à oblíqua à foliação Sn.	98
Foto 6.6 (a,b) - Piroxenitos em forma de diques deformados e dobrados.	98
Foto 6.7 (a,b) - Dobras simétricas e assimétricas no Corpo de Campina dos Maias. ..	100
Foto 6.8 - Rochas serpentiniticas do corpo C.M. sobre os gnaisses.	100

Compartimento Gnáissico Anfibolito-granulítico

Foto 7.1 - Aspecto macroscópico dos gnaisses granulíticos félsicos.	122
Foto 7.2 - Aspecto macroscópico dos gnaisses félsicos miloníticos.	122
Fotos 7.3 e 7.4 - Aspecto macroscópico dos gnaisses granulíticos máficos.	122
Foto 7.5 - Aspecto macroscópico dos gnaisses granulíticos máficos.	124
Foto 7.6 - Aspecto macroscópico dos gnaisses a anfibólio e plagioclásio.	124
Foto 7.7 - Aspecto macroscópico dos charno-enderbitos.	124
Foto 7.8 - Aspecto macroscópico de biotita-gnaisses.	124
Foto 7.9 - Aspecto macroscópico dos gnaisses granulíticos máficos.	126
Foto 7.10 - Aspecto macroscópico dos gnaisses granulíticos máficos granatíferos. ...	126
Fotos 7.11 e 7.12 - Aspecto macroscópico dos gnaisses ricos em biotita.	126
Foto 7.13 - Aspecto macroscópico dos gnaisses ricos em biotita.	128
Foto 7.14 - Aspecto macroscópico dos gnaisses anfibolíticos.	128
Foto 7.15 - Aspecto macroscópico dos gnaisses biotíticos.	128
Foto 7.16 - Aspecto macroscópico dos biotita-hornblenda-gnaisses.	128

Índice de Fotomicrografias

Suíte Granito-Milonítica Rio Piên

<i>Fotomicrografia 4.1</i> - Porfiroclasto euhédrico de K-feldspato com evidências de deformação com rotação, em meio a uma matriz milonítica.	61
<i>Fotomicrografia 4.2</i> - Porfiroclasto de K-feldspato em forma aproximada quadrada.	61
<i>Fotomicrografia 4.3</i> - Porfiroclasto de K-feldspato contornado, em suas margens, por cristais orientados de biotita.	61
<i>Fotomicrografia 4.4</i> - Porfiroclasto de microclina apresentando fraturas em duas direções preferenciais.	61
<i>Fotomicrografia 4.5</i> - Porfiroclasto de K-feldspato, apresentando fraturas e processo de formação de subgrãos.	63
<i>Fotomicrografia 4.6</i> - Processo de formação de subgrãos a partir de porfiroclasto de K-feldspato e consequente arredondamento da sua margem.	63
<i>Fotomicrografia 4.7</i> - Formação de subgrãos a partir de porfiroclasto de K-feldspato.	63
<i>Fotomicrografia 4.8</i> - Bandas de deformação de porfiroclasto de K-feldspato.	63
<i>Fotomicrografia 4.9</i> - Anfibólios em forma de sigmóides.	65
<i>Fotomicrografia 4.10</i> - Detalhe da foliação de granitóide xistificado.	65
<i>Fotomicrografia 4.11</i> - Processo de recristalização de biotita.	65
<i>Fotomicrografia 4.12</i> - Detalhe de sigmóides de biotita.	65
<i>Fotomicrografia 4.13</i> - Biotita e anfibólio constituindo sigmóides e "mica fish".	67
<i>Fotomicrografia 4.14</i> - Biotita em processo de substituição parcial por clorita.	67
<i>Fotomicrografia 4.15</i> - Cristal de hornblenda substituído nas margens por biotita. ...	67
<i>Fotomicrografia 4.16</i> - Formação de biotita por substituição de hornblenda.	67
<i>Fotomicrografia 4.17</i> - Aspecto microscópico da foliação milonítica.	69

Suíte Máfico-Ultramáfica

<i>Fotomicrografia 6.1</i> - Detalhe de cristais de olivina serpentinizados.	102
<i>Fotomicrografia 6.2</i> - Substituição parcial de olivina por serpentina.	102
<i>Fotomicrografia 6.3</i> - Intenso micro-fraturamento em cristais de ortopiroxênio	102
<i>Fotomicrografia 6.4</i> - Processo de serpentinação total.	102
<i>Fotomicrografia 6.5</i> - Processo de serpentinação total com textura granoblástica. ..	104
<i>Fotomicrografia 6.6</i> - Formação de serpentina definindo a foliação em serpentinitos. ..	104
<i>Fotomicrografia 6.7</i> - Textura granoblástica em piroxenitos, pouco deformados.	104
<i>Fotomicrografia 6.8</i> - Textura granoblástica em piroxenitos com espinélio.	104
<i>Fotomicrografia 6.9</i> - Aspecto geral da estrutura cataclástica.	106
<i>Fotomicrografia 6.10</i> - Aspecto textural de tremolita-serpentina-talco-xisto.	106

Compartimento Gnáissico Anfibolito-granulítico

<i>Fotomicrografia 7.1</i> - Textura granoblástica em gnaisses granulíticos félsicos.	130
<i>Fotomicrografia 7.2</i> - Textura granoblástica em gnaisses granulíticos máficos.	130
<i>Fotomicrografia 7.3</i> - Textura lepidó-nematoblástico em xistos anfibolíticos.	130
<i>Fotomicrografia 7.4</i> - Intercrescimento simpletítico entre ortopiroxênio e biotita manteados por plagioclásio.	130
<i>Fotomicrografia 7.5</i> - Cristais de ortopiroxênio em processo de substituição parcial por cumingtonita e actinolita.	132

Fotomicrografia 7.6 - Paragênese mineral, ortopiroxênio-hornblenda-biotita-plagioclásio, da facies granulito, em equilíbrio.	132
Fotomicrografia 7.7 - Cristais de piroxênio em processo de substituição parcial por tremolita-actinolita.	132
Fotomicrografia 7.8 - Substituição total de piroxênio por tremolita-actinolita, preservando o contato poligonal entre os pseudomorfos de piroxênio.	132
Fotomicrografia 7.9 - Aspecto textural do tipo grano-nematoblástico dos gnaisses anfibolíticos que ocorrem a norte da ZCP.....	134
Fotomicrografia 7.10 - Aspecto textural de quartzo-biotita-anfibólio-xisto.	134
Fotomicrografia 7.11 - Intensa recristalização de cristais maiores lamelares de biotita.....	134
Fotomicrografia 7.12 - Crescimento de cristal anedral de granada.	134
Fotomicrografia 7.13 - Granada em gnaisses e anfibolitos granatíferos.	136
Fotomicrografia 7.14 - Detalhe de inclusão em granada, formada por plagioclásio, hornblenda e pseudomorfos de piroxênio.	136

1 - INTRODUÇÃO

A compartimentação geológico-estrutural da região de Piên-PR (Mapa em anexo), apresenta dois domínios crustais de composições e idades distintas: um domínio a norte constituído principalmente por granitóides miloníticos e um a sul caracterizado por ocorrência de gnaisses anfibolito-granulíticos.

A Zona de Cisalhamento Piên (ZCP), com trend aproximado N45-50E e extensão em torno de 20Km na região mapeada, faz o contato entre os dois domínios. Junto à ZCP ocorrem diversos corpos lenticulares de rochas máfico-ultramáficas segundo um trend semelhante ao da ZCP. Na parte leste da região ocorre a porção meridional do Maciço Granítico Agudos do Sul, intrusivo tanto nos granitóides miloníticos quanto nos gnaisses anfibolítico-granulíticos. A porção sudeste da área esta coberta por rochas vulcano-sedimentares da bacia de Campo Alegre e a oeste por seqüências sedimentares da Bacia do Paraná.

A região foi objetivo dos estudos de Girardi (1974), que concentrou seus estudos na associação máfico-ultramáfica e, posteriormente Machiavelli (1991), o qual enfocou os aspectos petrológicos dos granitóides deformados da região de Piên. Basei *et al.* (1992) discute a importância da região, propondo que a mesma represente a sutura colisional entre dois microcontinentes, a norte da ZCP (*Microplaca Curitiba*) e a sul (*Microplaca Luís Alves*). Recentemente Siga Jr. (1995) trouxe um acervo de dados geocronológicos com implicações geotectônicas dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano, no qual a região insere-se.

Novos dados geológicos são apresentados neste trabalho sobre a região de Piên e adjacências.

1.2 - OBJETIVOS:

O objetivo deste estudo é realizar um levantamento geológico de detalhe, na escala aproximada de 1:30.000, utilizando-se de ferramentas como:

- Levantamento de elementos estruturais, planares e lineares dos litotipos que ocorrem na região de Piên e adjacências e análise petrográfica destes.
- Estudos geocronológicos tais como: K-Ar em minerais (biotita, anfibólio e plagioclásio) dos granitóides miloníticos, gnaisses biotíticos, anfibolíticos e granulíticos, plagioclásio dos corpos gabronoríticos da suíte máfico-ultramáfica e biotita do granito Agudos, Rb-Sr em rocha total dos granitóides miloníticos e dos gnaisses granulíticos e Sm-Nd em minerais (granada, plagioclásio) e rocha total de anfibolitos e gnaisses anfibolíticos granatíferos, granulitos granatíferos e serpentinitos.
- Levantamento geoquímico (elementos maiores, menores e terras raras) dos principais litotipos presentes na região.

A intenção do trabalho é agrupar informações e dados geológicos para esclarecer a evolução geológica da região e a sua importância na construção do cenário geotectônico regional.

2 - MÉTODOS, TÉCNICAS E PROCEDIMENTOS ADOTADOS

Com a intenção de alcançar os objetivos propostos, foram realizadas as seguintes etapas:

2.1 - CONSULTA BIBLIOGRÁFICA:

Levantamentos bibliográficos dos dados geológicos locais e regionais e consulta permanente de publicações de ordem didática e comparativa de diferentes temas geológicos, que aqui tratamos.

2.2 - TRABALHOS DE CAMPO:

Os trabalhos de campo tiveram por ênfase:

- Reconhecimento dos litotipos presentes, a partir dos perfis realizados, com coleta de amostras, por vezes orientadas, para fins petrográficos, geocronológicos e geoquímicos. Foram estudados aproximadamente 420 afloramentos na região mapeada e adjacências e coletadas cerca de 320 amostras.

- Identificação do comportamento estrutural dos diferentes compartimentos. Coleta de informações sobre foliações e suas relações temporais, lineações minerais e de estiramento, possíveis estruturas reliquiais magmáticas e, relação porfiroclastos ou blastos versus foliação circundante, dobras e seus estilos, quando existentes, clivagens de fraturas, etc. Atenção especial foi dada à procura de indicadores cinemáticos, tais como relações entre superfícies Ss e Sc, sombras de pressão assimétricas, assimetria de porfiroclastos ou blastos e dobras falha.

2.3 - MICROSCOPIA ÓTICA:

Lâminas petrográficas confeccionadas a partir de cortes normais à foliação principal e paralelas à lineação de estiramento em amostras de rochas orientadas, com o *objetivo de:*

1. Melhor caracterização a nível microscópico das feições estruturais mencionadas no item anterior.

2. Identificação das paragêneses minerais primárias e secundárias. Estabelecimento das possíveis condições metamórficas, quando existentes e as transformações impostas pela *ZCP*.

3. Descrição das relações entre os minerais e seus hábitos e formas e, ainda, relações temporais entre formação-deformação e o crescimento dos minerais e, ainda, as características texturais e estruturais das rochas

Devido à grande diversidade dos tipos litológicos em cada compartimento foram confeccionadas e a maioria analisadas; em torno de 180 lâminas petrográficas.

2.4 - TRATAMENTO ESTATÍSTICO DOS DADOS ESTRUTURAIS LINEARES E PLANARES:

O tratamento estatístico foi aplicado às foliações, lineações minerais e de estiramento das diferentes fases de deformação de cada compartimento, com o emprego de diagramas de *Schmidt-Lambert* de projeção estereográfica e análises estatísticas, utilizando um “software” denominado “Stereonet”. Os dados estruturais lineares e planares de cada compartimento e dos corpos da suíte máfico-ultramáfica, foram analisados separadamente.

2.5 - ELABORAÇÃO DO MAPA GEOLÓGICO:

Na confecção de mapa geológico-estrutural na escala de 1:30.000, utilizou-se como base as folhas topográficas de Mandirituba, Tijucas do Sul e Campo Alegre (escala 1:50.000, IBGE -1992) e fotos aéreas (escala 1:60.000, ITCF). O mapa foi elaborado a partir de descrições de inúmeros perfis geológicos de detalhe, na direção NW-SE perpendiculares a estruturação das rochas e exame petrográfico macro e microscópico das rochas.

2.6 - SELEÇÃO DE AMOSTRAS PARA ANÁLISES GEOCRONOLÓGICAS:

Os critérios de escolha das amostras para datações foram determinados em função do tipo da informação geológica desejada, tendo em vista o potencial da resolução dos métodos e as possibilidades da aplicação do método e suas limitações.

O método *Rb-Sr em rocha total* foi aplicado nos granitóides miloníticos com a finalidade de se obter a idade aproximada da formação destes ou a idade do metamorfismo-deformação e complementá-los com os dados U-Pb em zircões. Nos gnaisses granulíticos, procura-se obter a idade do metamorfismo.

O enfoque em análises geocronológicas concentrou-se ao método *K-Ar em minerais*: biotita e anfibólio dos granitóides miloníticos e dos gnaisses-anfibolíticos-granulíticos, biotita de granitos do Maciço Granítico Agudos do Sul e plagioclásio dos corpos gabronoríticos da suíte máfico-ultramáfica. Procurou-se, através desta metodologia, caracterizar os últimos eventos térmicos que os litotipos de cada compartimento sofreram e a idade aproximada da Zona de Cisalhamento Piên (*ZCP*).

A metodologia *Sm-Nd em minerais e rocha total* foi aplicada a gnaisses e granulitos granatíferos e somente em rocha total foi aplicada aos serpentinitos e harzburgitos serpentinizados. A aplicação desta metodologia nestas rochas teve por finalidade obter-se a idade da rocha a partir das análises em rocha total e no caso de minerais, idades próximas da idade da cristalização da paragênese mineral. Foram ainda obtidas *idades modelo*, calculadas a partir de análises em rocha total.

2.7 - SELEÇÃO DE AMOSTRAS PARA ANÁLISES GEOQUÍMICAS

Foram efetuadas *39 análises químicas inéditas*, no Activation Laboratories-Canada, abrangendo os principais litotipos da região, sendo distribuídos, do seguinte modo:

- 8 análises químicas dos granitóides miloníticos.
- 11 análises químicas da Suíte Máfico-Ultramáfica.
- 17 análises químicas do compartimento gnáissico anfibolítico-granulítico.
- 3 análises químicas do granito Agudos do Sul.

Foram reavaliados igualmente os dados geoquímicos dos granitóides miloníticos (Machiavelli 1991), da suíte máfico-ultramáfica (Siga Jr. 1995) e da suíte máfico-ultramáfica, hornblenda-metagabros e granulitos (Girardi 1974), apesar de neste último ter somente análises de elementos maiores e alguns elementos traços.

O objetivo das análises foi o de verificar se o comportamento geoquímico, a nível de elementos maiores, menores e terras raras leves e pesadas, das distintas rochas

da região, além de verificar suas assinaturas geoquímicas relacionadas aos processos geológicos tais como posicionamento geotectônico, processos magmáticos e metamórficos, etc.

Na separação das rochas, procurou-se amostras não afetadas por processos hidrotermais ou intempéricos e sempre que possível, não porfíricas. A seleção das amostras enviadas para análises geoquímicas foi precedida de um estudo das lâminas delgadas, para avaliar-se a paragênese mineral destas rochas e as possíveis alterações existentes. O mesmo aconteceu com as amostras separadas para geocronologia.

Quanto à suíte máfico-ultramáfica, preferimos analisar principalmente os serpentinitos e os harzburgitos serpentinizados dos corpos da Campina dos Crispins, Campina dos Maias e aqueles em meio aos gnaisses granulíticos já que, em análises anteriores, foram analisados principalmente metapiroxitos e gabronoritos, somados a serpentinitos e harzburgitos serpentinizados. Foi priorizada a análise de rochas, apesar das dificuldades, com a menor proporção possível de serpentina e maior de olivina e evitadas aquelas com maior proporção de espinélio. Na literatura especializada, as seqüências de serpentinitos e harzburgitos serpentinizados tem sido frequentemente utilizados para comparações, quando em complexos ultramáficos.

No compartimento gnáissico-granulítico foram selecionados, a partir das descrições petrográficas microscópicas, algumas variedades faciográficas de gnaisses que se encontram em fácies granulito. Assim, foram analisados quimicamente gnaisses melanocráticos granulíticos, gnaisses granulíticos ricos em granada, gnaisses granulíticos ricos em biotita, gnaisses e granulíticos máficos tonalíticos. Dos gnaisses que se encontram próximo a ZCP, foram analisados gnaisses anfíbolíticos, gnaisses anfíbolíticos granatíferos, xistos anfíbolíticos, anfíbolitos, plagioclásio-biotita gnaisses, gnaisses biotíticos, anfíbolio-biotita gnaisses e plagioclásio-anfíbolio gnaisses.

Do Maciço Granítico Agudos do Sul, além das análises existentes de Siga Jr. (1995), do fácies principal, foram separadas amostras de outras distintas fácies para verificar as diferenças geoquímicas entre estas e os granitóides miloníticos da suíte granítica Rio Piên. Este maciço granítico mostra uma ampla diversidade de litotipos graníticos, dentro do quais foram escolhidos os mais representativos das diversas fácies observadas.

A preparação das amostras para a análise química foi realizada da seguinte forma:

- Retirou-se a possível alteração existente na superfície da amostra, que foi quebrada em pedaços para facilitar a sua britagem (por meio de britador de mandíbulas). Foram tomados o máximo de cuidados na limpeza do britador, entre a britagem de cada amostra, para evitar possíveis contaminações entre as diferentes amostras.
- Utilizou-se o *Pulverizador de Tungstênio* para transformar a amostra em *Pó* que, em seguida, foi colocada em saco plástico e encaminhado ao laboratório químico.

2.8 - MÉTODOS GEOCRONOLÓGICOS APLICADOS:

2.8.1 - MÉTODO Rb-Sr

2.8.1.1 - Generalidades

As análises Rb-Sr foram realizadas em rocha total (RT) e interpretadas em diagramas isocrônicos. A interpretação destas análises é feita a partir da construção de diagramas que representam a melhor reta construída, com as razões Rb^{87}/Sr^{86} (X) e Sr^{87}/Sr^{86} (Y). Para a construção destas isócronas são necessárias várias amostras de rochas cogenéticas (de um mesmo corpo, de um mesmo afloramento ou de uma mesma associação) e que apresentem entre si as maiores variações na razão Rb/Sr (bom espalhamento ao longo da abscissa X), previamente obtida a partir de dados de *Fluorescência de Raio X*. Em função destes resultados, seleciona-se as amostras que produzem o melhor espalhamento, para encaminhá-las ao ataque químico e espectrometria.

São adequadas para o método Rb-Sr processos petrogenéticos diversificados que levam à formação de rochas tais com magmatismo, anatexia, metassomatismo, migmatização, processos metamórficos, etc (Faure 1986 e Cordani 1980).

A razão inicial (R_i) (Sr^{87}/Sr^{86})_i, obtida a partir da isócrona, pode ser utilizada como indicador petrogenético, sendo que as rochas com $R_i > 0.710$ indicam fontes crustais e aquelas com $R_i < 0.710$ indicam origem de material a partir do manto superior ou crosta inferior. Suportes adicionais na utilização desta razão, tais como dados isotópicos de Nd e Pb, são sempre necessários.

Os modelos de cálculo de idades isocrônicas Rb-Sr foram analisados por Kawashita *et al.* (1990), com comentários sobre possíveis erros analíticos e experimentais devidos a causas geológicas e laboratoriais. Definem ainda isócronas, errócronas e pseudoisócronas. Para o cálculo de isócronas Rb-Sr, tem sido recomendado, no CPGeo, o uso do modelo de Williamson (1968). As constantes de desintegração utilizadas são aquelas de Steiger & Jaeger (1978): $\lambda_{\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11}$ anos⁻¹ e $(\text{Rb}^{85}/\text{Rb}^{87})_{\text{N}} = 2,59265$.

2.8.1.2 - Preparação de Amostras:

A etapa inicial no emprego de qualquer método geocronológico é a seleção e preparação de amostras para o ataque químico. No caso da datação pelo método Rb-Sr em rocha total, o procedimento foi da seguinte maneira:

- As amostras, a serem datadas por método Rb-Sr em rocha total, foram separadas evitando, ao máximo, rochas com alteração hidrotermal ou intempérica, porfíricas (procurando sempre rochas preferencialmente equigranulares e não muito grossas), gnaisses com bandas muito heterogêneas, etc. É importante que se tenha lâminas delgadas das rochas a serem datadas para avaliar a paragênese mineral destas rochas e as possíveis alterações existentes.
- Retirou-se a possível alteração existente na superfície da amostra que foi quebrada em pedaços, para facilitar a sua britagem por meio de *britador de mandíbulas*. Tendo-se o máximo de cuidados na limpeza do britador entre a britagem de cada amostra para evitar-se possíveis contaminações entre as diferentes amostras.
- Utilizou-se o Pulverizador, com cápsula revestida de tungstênio, para transformar a amostra em pó para posterior análise em *Fluorescência de Raio X*. Inicialmente é realizada uma dosagem semi-quantitativa do conteúdo do Rb e Sr. Com os resultados selecionam-se as amostras que apresentem, entre si, as maiores variações na razão Rb/Sr (os que apresentam bom espalhamento ao longo da abcissa X). Feito isso, as amostras foram analisadas em laboratório químico (o ataque químico) e posteriormente as dosagens isotópicas.

2.8.1.3 - Procedimento Para o Ataque Químico:

No procedimento químico, as amostras com teores de Rb e/ou Sr < 50ppm são analisadas através do método de *Diluição Isotópica*, que consiste na mistura da amostra com traçadores (“*Spikes*”) para determinação dos elementos a serem dosados. Para amostras com teores > 50ppm utiliza-se o método *Natural*. O procedimento para o ataque químico utiliza, principalmente, os ácidos: Nítrico (HNO₃) a 50% concentrado e destilado, Clorídrico (HCl) 2,62N e 6N, Fluorídrico (HF) e Perclórico (HClO₄) a 50%.

- Coloca-se aproximadamente 100mg (caso haja Sr acima de 1500ppm, colocar somente 50mg) de amostra em cada béquer “savillex”.
- Adiciona-se 1ml de Ácido Nítrico (HNO₃) concentrado e destilado e 2ml de Ácido Fluorídrico (HF) destilado.
- Coloca-se em ultrassom por aproximadamente 45 minutos. Deixa-se em aquecimento ($\pm 60^{\circ}\text{C}$) sob lâmpada em evaporador, por aproximadamente uma noite, para aquecer e acelerar as reações.
- Coloca-se para evaporar até a secura e dissolve-se com HCl 2,62N destilado. Deixa-se por uma noite em aquecimento de ($\pm 60^{\circ}\text{C}$) sob lâmpada em evaporador
- Se não houver resíduo, evaporar até a secura e, em seguida, dissolver com HCl 2,62N.
- No caso de análise de Sr Natural (SrN), transfere-se a amostra para um tubo de centrifuga. No caso de diluição isotópica, deixa-se o béquer “savillex” em repouso por 7 a 10 dias.
- No caso de análise por diluição isotópica, para a determinação dos teores de Rb e Sr da amostra, deve se proceder a **3 análises espectrométricas** dessa mesma amostra:

Sr N = Estrôncio natural ou da amostra, para a análise da composição isotópica do estrôncio

Sr Sp = Estrôncio natural + Estrôncio do traçador (“spike”), para a determinação do teor de Sr da amostra.

Rb Sp = Rubídio natural + Rb do traçador, para a determinação do teor de Rb da amostra.

Nas alíquotas para SrSp e RbSp, adiciona-se uma quantidade previamente calculada de Spike.

Para este procedimento, separa-se da amostra que ficou em repouso, 3 alíquotas conforme esquema acima e transfere-se as alíquotas para tubos de centrifuga e, em seguida, passa-se as amostras nas colunas de troca iônica.

2.8.1.4 - Procedimento de Trabalho com As Colunas de Troca Iônica:

- Procede-se a centrifugação durante o tempo suficiente para que o líquido fique transparente e com o resíduo totalmente depositado no fundo.
- Com uma trompa de vácuo e com HCl 2,62N faz-se o refluxo em todas as colunas de resina catiônica do tipo AG 50W X8 (200-400mesh).
- Deixa-se escoar todo o ácido e inicia-se a deposição da amostra na coluna e a eluição com HCl 2,62N (de acordo com a calibração).
- Quando o Rb não interessar (análise Sr Nat.) despreza-se os primeiros 37ml e coleta-se somente os 13ml restantes que contém o Sr.
- Adicionam-se algumas gotas de ácido perclórico HClO_4 a 50% e coloca-se para secar em evaporadores até a secura total. Este ácido tem a finalidade de queimar toda a resina que possa ter escapado da coluna.
- O resíduo seco é levado para o espectrômetro de Massa para a análise isotópica.

2.8.2 - MÉTODO K-Ar

2.8.2.1 - Generalidades

A metodologia K-Ar é feita em minerais isolados, onde os preferidos são as micas, anfibólios e feldspatos (biotita em torno de 6-7% de K, anfibólio em torno de 1% e plagioclásio em torno de 0.2%). Isto se deve ao fato de alguns minerais apresentarem temperaturas críticas de difusão/retenção do gás Ar dentro do retículo cristalino de cada mineral e que são variáveis para cada mineral. Por exemplo, nos anfibólios esta temperatura é da ordem de 450-500°C e nas micas, principalmente na biotita, é da ordem de 250-300°C (Faure 1986 e Haner 1991). A temperatura crítica para a retenção do argônio é um intervalo muito restrito, de apenas alguns graus, na qual se passa de uma situação de perda completa (acima da temperatura crítica), para uma situação de retenção completa (abaixo da temperatura crítica), podendo haver situações de perdas parciais de Ar.

A datação através método K-Ar em minerais fornece importantes informações geológicas:

- Épocas relacionadas ao resfriamento das rochas, ou seja, idades mínimas de rochas, que podem ser um pouco ou muito mais jovens do que as idades da cristalização magmática ou recristalização metamórfica.
- O último evento térmico que a rocha em questão sofreu, independentemente da idade da geração da rocha.
- A utilização conjunta de biotitas e anfibólios, por terem diferentes temperaturas de fechamento, fornecem informações geológicas importantes sobre a rocha datada.

A extração do Argônio é feita em unidades de alto vácuo, sob pressões inferiores a 10^{-7} mmHg, sendo o gás argônio purificado em fornos de Cobre e Titânio.

O cálculo de idades foi realizado por um programa, destinado para este fim, utilizando as constantes de desintegração recomendados por Steiger & Jaeger (1978):

$$\lambda = 4,962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda_k = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$(\text{Ar}^{40} / \text{Ar}^{36})_{\text{atm}} = 295,5$$

$$\text{Ar}^{40} = 0,01167\% K_{\text{total}}$$

2.8.2.2 - *Preparação e Separação de Amostras para Análise K-Ar (Minerais):*

- As amostras a serem datadas foram separadas evitando, ao máximo, rochas com alteração hidrotermal ou intempérica. *É importante* que se tenham lâminas delgadas das rochas a serem datadas para avaliar o mineral (biotita, anfíbólio e plagioclásio), a quantidade e as possíveis alterações existentes deste.
- Foi retirada a possível alteração existente na superfície da amostra. Após ser quebrada em pedaços, foi passada no britador de mandíbulas. Cuidados na limpeza do britador, entre o tratamento de cada amostra, são fundamentais para evitar contaminações entre as amostras.
- Combinações entre o uso de Moinho e um jogo de peneiras de 60, 100 e 150mesh, permitem a obtenção de *concentrados granulométricos* de 60-100mesh e 100-150mesh, dentro dos quais estariam os minerais de biotita, anfíbólio e plagioclásio a serem datados. A utilização das referidas granulometrias, para a separação de cada mineral isoladamente, dependerá da qualidade e do grau da desagregação do mineral, definido a partir de sua verificação com o auxílio de Lupa.
- Os concentrados granulométricos são lavados e posteriormente deixados sob lâmpada para secarem totalmente. Em seguida passa-se o Imã por todo o concentrado para retirar os minerais magnéticos.
- A seguir o concentrado é passado por um *Separador Eletro-magnético (Frantz)*, que tem a propriedade de separar os minerais em função de sua susceptibilidade magnética. Assim teremos de um lado concentrados magnéticos e do outro, não magnéticos.
- A separação final da biotita dos demais minerais é feita com o auxílio de um papel do tipo sulfite, pois este mineral, por ser placóide, se fixará no papel. Retirando-se a biotita, separa-se em seguida o anfíbólio e outros minerais, quando presentes e requeridos também para a aplicação desta metodologia.
- Quando o separador eletromagnético não conseguir uma boa pureza dos minerais, utiliza-se líquido denso (*Bromofórmio*) para melhorar a separação.
- Deve-se obter em torno de 1 grama do mineral a ser datado, que será utilizada no ataque químico (análise de %K) e na extração e dosagem do argônio, e ainda fazer eventuais repetições.

2.8.2.3 - Procedimento para Análise Química do K em Minerais:

- Numa balança analítica e dentro de um béquer de “Savillex” pesar, em duplicata, 0.09 a 0.1 grama do mineral (biotita, anfibólio, plagioclásio).
- Adicionar, em cada savillex com a amostra, 0,5ml de H_2SO_4 a 50%, 3ml de HF e deixar no ultrassom por aproximadamente 45-50 minutos e posteriormente, colocar dentro do aquecedor por uma noite.
- Evaporar durante aproximadamente 3 horas e adicionar 0,5ml de HNO_3 destilado e deixar aquecer em evaporador sob lâmpada, até que a solução fique com aspecto gelatinoso. Hidrolizar com H_2O tri-distilada até cerca de 2/3 do volume do béquer e deixar no aquecedor por um período de uma noite, até dissolver totalmente a amostra.
- Transferir a solução para um frasco Erlenmeyer de 125ml e neutralizar com hidróxido de amônio NH_4OH até a mudança do papel de tornassol de vermelho para azul. Adicionar 5ml de carbonato de amônio $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ a 10%. Ocorrendo a neutralização, forma-se um precipitado de $\text{Al}(\text{OH})_3$ branco e/ou $\text{Fe}(\text{OH})_3$ alaranjado.
- Filtrar a solução por meio de papel de filtro, em balão volumétrico de 200ml.
- Completar a solução existente no balão volumétrico com água tri-distilada até a marca do “menisco” do balão e homogeneizar e transferir a solução para um frasco de polietileno para armazenamento (solução mãe).
- A partir da solução mãe, é preparada uma solução *simples* ou *diluída* (esta para amostras de minerais com alto teor de K) que terá o conteúdo de K (em ppm) medido em *fotômetro de chama* (tipo Micronal, modelo B-262).

2.8.3 - MÉTODO *Sm-Nd*

2.8.3.1 - *Generalidades*

Com o conhecimento do comportamento dos isótopos do Sm e Nd nos processos geológicos e de suas características geoquímicas no manto superior e na crosta continental, o método Sm-Nd tem demonstrado ser uma importante ferramenta geocronológica. O sistema Sm-Nd, ao contrário do sistema Rb-Sr, possui características químicas (raios iônicos próximos, 0.96 e 1.0Å) semelhantes, com baixa mobilidade em escala de rocha total. A nível mineral, geralmente ocorre uma redistribuição do Sm e Nd entre as fases minerais neoformadas, durante os processos de recristalização metamórfica (Faure 1986 e De Paolo 1988).

O Sm e o Nd são encontrados em quase todos os tipos de rochas, ocorrendo em piroxênios, anfibólios, granadas, micas e feldspatos e, principalmente, em minerais acessórios como apatita, allanita. A metodologia pode ser aplicada a nível mineral ou rocha total ou ainda ambos, tendo assim isócronas em rocha total, isócrona mineral ou isócrona mineral-rocha total

Pelas razões expostas anteriormente, este método tem permitido datação de qualquer tipo de rocha e solucionado problemas de datação de rochas, principalmente daquelas que contém baixo conteúdo de Rb, Sr e K e ausência de minerais a serem datados por método U-Pb, a exemplo das rochas ultramáficas da região de Piên, onde aplicamos este método em rocha total.

Apesar dos problemas de interpretação de dados geocronológicos Sm-Nd e das vantagens da aplicação deste método, o significado geológico de idades isocrônicas Sm-Nd em rocha total é similar muitas vezes ao do Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircões. O sistema Sm-Nd é dificilmente perturbado por eventos geológicos superpostos, devido à pouca mobilidade destes elementos (De Paolo 1988). Existem, porém, publicações que demonstram a invalidade desta afirmativa.

Devido à razão Sm/Nd modificar-se significativamente somente durante a diferenciação manto-crosta, é permitido calcular *Idades Modelo*, interpretadas normalmente como a época da diferenciação dos precursores crustais (protólitos) a partir do manto.

A comparação da razão $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ da amostra e do reservatório condritico (CHUR), para a época de formação da rocha ou mesmo para o período atual, possibilita a utilização dos isótopos de Nd como indicadores petrogenéticos. Este parâmetro, denominado ϵ_{Nd} , indica fonte mantélica quando for zero e contribuição crustal, quando negativo.

Trabalho sobre a implantação desta metodologia no CPGeo-USP, com os procedimentos químicos e espectrométricos utilizados, encontra-se em Sato *et al.* (1994). Para o cálculo de isócronas tem-se utilizado o modelo de Wendt (1972). As constantes utilizadas no cálculo de idades, foram as seguintes (Michard *et al.* 1985):

$$\lambda^{147} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$$

$$(\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144})_0 \text{ CHUR} = 0,5112638 - \text{DM} = 0,513114$$

$$(\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144})_0 \text{ CHUR} = 0,1967 - \text{DM} = 0,222$$

2.8.3.2 - Preparação de Amostras :

O procedimento para a preparação de amostras na metodologia Sm-Nd em rocha total é semelhante ao do Rb-Sr em rocha total, em termos de separação e escolha de amostras. No caso do Sm-Nd em minerais (granada, e plagioclásio) utilizado para gnaisses anfibolíticos granatíferos e granulitos máficos granatíferos, o procedimento foi o seguinte:

- Foram separados os concentrados félsicos não magnéticos e máficos magnéticos, por meio do Separador Eletromagnético. No concentrado félsico foram encontrados praticamente quartzo e plagioclásio e no concentrado máfico, granadas, anfibólios e piroxênios. A granada, por apresentar coloração avermelhada, facilita a sua identificação visual durante a catação.
- A concentração final destes minerais foi feita por catação, repetidas várias vezes, com auxílio de uma Lupa, isolando concentrados de plagioclásio e de granada. Deve-se obter em torno de 1 grama de cada mineral, para efetuar o ataque químico e refazer eventuais repetições devidos a erros experimentais.

A granada separada apresentou, com frequência, inclusões. Por esta razão, foram eliminados totalmente os cristais com restos de inclusões impregnadas para não interferirem nas dosagens isotópicas.

2.8.3.4 - Procedimentos Para o Ataque Químico:

O procedimento químico é semelhante ao do Rb-Sr, porém utilizam-se ácidos HCl 6.2N e 2.5N. A quantidade do “spike” combinado Sm-Nd depende da amostra e da concentração do spike. Caso haja resíduo, deixar em aquecimento por mais tempo e, se o resíduo persistir, secar e atacar de novo com HNO₃ e HF (usar bomba digestora do tipo Parr).

Na metodologia Sm-Nd, os elementos são separados em duas etapas, sendo a primeira em coluna de *Troca Iônica*, (coluna primária) e a segunda em *Coluna de Pó de Teflon* (coluna secundária)

Como *coluna primária*, utiliza-se uma coluna de quartzo com diâmetro de 5mm e altura de 180mm preenchida com resina catiônica do tipo AG 50W X8 (200-400mesh). Para a *coluna secundária*, utiliza-se uma coluna de quartzo com diâmetro de 5mm e altura de 100mm preenchida com pó de teflon (200mesh).

Na coluna primária separa-se o conjunto das terras raras dos outros elementos e, na secundária, separa-se o Sm e o Nd dos demais terras raras.

Usando uma trompa de vácuo e com HCl 2.5N, faz-se o refluxo em todas as colunas de troca iônica. Após escoar todo o ácido, inicia-se a *deposição* da amostra na coluna, aguardando sempre, entre uma etapa e outra, o escoamento da solução. A deposição é feita utilizando-se H₂O e HCl 2.5N. Após deposição da amostra, iniciar a *eluição*, feita com HCl 2.5N e HCl 6.2N, coletando Sr para a espectrometria de massa e terras raras para a coluna de pó de teflon, que então separa o Sm e o Nd das demais terras raras. Os volumes dos ácidos usados na eluição são determinados por calibração e podem ser diferentes de coluna para coluna. O trabalho com as colunas é feito em capela de fluxo laminar.

Para o trabalho com as *colunas de teflon*, dissolver o resíduo de terras raras com HCl 0.26N e iniciar a deposição da amostra com HCl 0.26N. Após deposição da amostra prosseguir a eluição com HCl 0.26N e HCl 0.55N, coletando primeiro o Nd e em seguida o Sm. Os volumes de ácidos usados na eluição são determinados previamente por calibração das colunas. Após a secagem, os resíduos são analisados em espectrômetro de massas.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O presente levantamento pretende analisar aspectos relacionados a evolução dos conhecimentos geológicos do setor sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina, abordando sua compartimentação tectônica, numa tentativa de melhor posicionar a região estudada no contexto geológico regional.

3.1 HISTÓRICO DA TRAJETÓRIA DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS REGIONAIS

Entre os trabalhos pioneiros que datam desde o início deste século, destacam-se os seguintes:

Derby (1878) subdividiu em "*Cristalinas Arqueozóicas*" as rochas que ocorrem no Litoral, na Serra do Mar e na porção leste do primeiro planalto paranaense e "*Não Cristalinas Cambro Ordovicianas*" os xistos e mármore da região do Açungui.

Oliveira (1916) em seu trabalho "Geologia do Estado do Paraná" descreveu as grandes unidades, agrupando no "*Complexo pré Devoniano*" as rochas metamórficas do leste paranaense.

Oliveira (1925) apresentou mapa do estado do Paraná na escala 1:1.000.000 e Oliveira (1933), na escala de 1:2.000.000. Separou as rochas metamórficas em "*Série Assunguy*" ordoviciano e "*Complexo Cristalino*" arqueano.

Moraes Rego e Guimarães (1926) fizeram referências a alguns granitos e gnaisses de Santa Catarina.

Dutra (1926) fez referências à Série "*Itajahy*", às rochas graníticas do complexo "*Crystallino*" e a gnaisses variados de idade "arqueana" na região de São Bento do Sul-SC.

Carvalho e Pinto (1938) trouxeram referências ao Complexo Brasileiro, à Série Itajaí e à Série Brusque.

Maack (1947) apresentou síntese sobre a geologia do Paraná e Santa Catarina. No litoral paranaense, descreveu gnaisses arqueanos com granitos intrusivos, xistos micáceos, quartzitos, itabiritos, siltitos e calcários. Almeida (1949) fez referências ao Grupo Itajaí, rochas metamórficas arqueanas do *Complexo Cristalino Brasileiro* e

riolitos e sedimentos piroclásticos no planalto de *Campo Alegre*, sendo que esta foi a primeira referência a rochas vulcânicas nesta região.

Maack (1953) publicou o "Mapa Geológico do Estado do Paraná" reunindo as informações geológicas até então disponíveis, na escala 1:750.000, concentrando todo o conhecimento geológico existente na época. Na porção leste do estado, representou o "*Complexo Cristalino Brasileiro*" com gnaisses, granitos gnaissificados e granitos mais antigos.

Takeda (1958) apresentou um esboço geológico de Santa Catarina na escala 1:2.000.000.

Fuck *et al.* (1967c) realizaram trabalhos sobre os migmatitos do "*Complexo Cristalino Brasileiro*" no Paraná.

Fuck *et al.* (1967a) correlacionaram a Formação Guaratubinha ao Grupo Castro, e ao Grupo Itajaí, incluindo as rochas vulcano-sedimentares de Campo Alegre.

Schulz *et al.* (1969) cartografaram na escala de 1:250.000 a quadrícula Rio do Sul, designando o embasamento desta região de *Grupo Tabuleiro*.

Basumallick *et al.* (1969) identificaram, na proximidade de Serra Negra-PR, ocorrências de *Charnoquitos*.

No final da década de 60, início de 70, ocorreu a grande contribuição dos trabalhos da Comissão da Carta Geológica do Paraná, responsável pelo acervo cartográfico de grande parte do estado, resultando na região de interesse na elaboração das folhas geológicas de Piên (Trein et al. 1969a), Tijucas do Sul (Trein et al. 1969b) e Mandirituba (Marini et al. 1970), todas na escala de 1:70.000. Identificaram, entre outros, os maciços graníticos de Agudos do Sul e Morro Redondo e uma seqüência de rochas básico-ultrabásicas na região de Piên, designando-a de "Complexo Básico-Ultrabásico de Piên".

Minioli (1972) estudou os corpos máfico-ultramáficos de Barra Velha-Piçarras (SC). Pelo método K-Ar foram identificados padrões geocronológicos de 3.4; 2.8; 2.0 e 0.65Ga.

Cordani (1974) comentou posteriormente tais padrões, assinalando a presença de uma área cratônica na região de Barra Velha, com rochas formadas no Arqueano e afetadas por fenômenos termo-tectônicos do ciclo Transamazônico.

Carneiro *et al.* (1974) formularam a existência de *Alto Estrutural Pré Brasileiro*, separando o Grupo Açungui (norte) e o Grupo Brusque (sul) e o denominaram de “*Maciço Barra Velha- Morretes*”.

Importantes contribuições à região estudada foram apresentadas por Girardi (1974 e 1976) e Girardi & Ulbrich (1978 e 1980), com trabalhos sobre “*geologia e petrologia do Complexo Básico -Ultrabásico de Piên-Pr* “ e rochas adjacentes. Segundo estes autores, tais rochas seriam comagmáticas, submetidas a metamorfismo de fácies granulito num evento Transamazônico e de fácies anfibolito e xisto verde no ciclo Brasileiro. Dataram, por métodos Rb-Sr e K-Ar, as rochas máficas, granulíticas e graníticas da região de Piên, apresentando os primeiros dados geocronológicos.

Em termos geotectônicos, Hasui *et al.* (1975) propuseram o termo “*Maciço Mediano de Joinville*” para as extensas áreas gnáissico-migmatítico-granulíticas com intrusões graníticas relacionadas à infra-estrutura do Cinturão Ribeira de Almeida *et al.* (1973). Segundo Hasui *et al.* (*op cit.*), o *Maciço Mediano de Joinville* é constituído principalmente por gnaisses das fácies granulito e anfibolito, migmatitos e seqüências ultramáficas e ainda rochas cataclásticas, intrusões graníticas e diques de diversas composições e idades. Localmente é recoberto por seqüências vulcânicas e sedimentos (Formação Guaratubinha e Bacia Campo Alegre, etc). Seus limites com a Faixa de Dobramentos Apiaí a noroeste e com a Faixa de Dobramentos Tijucas a sudeste ocorrem por meio de lineamentos transcorrentes .

Almeida (1977) enquadrou a região nas províncias estruturais brasileiras “*Província Mantiqueira*” e Wernick (1979) no “*Cinturão Granulítico Atlântico*”.

Na região de Luís Alves-SC, a partir de estudos petrográficos, Hartmann (1976 e 1979) caracterizou as rochas granulíticas e sugeriu pertencerem a *um núcleo arqueano* ou *Cinturão Móvel Proterozóico*.

A nordeste de Piên, na região de Agudos do Sul-PR, Fiori (1978), através de estudos fotogeológicos, caracterizou o caráter polidiapírico do *Granito Agudos do Sul* na região homônima, mapeando cinco fácies distintas para este maciço.

Soares *et al.* (1978) abordaram aspectos petrológicos das rochas ultramáficas de Barra Velha e lhe atribuíram uma natureza ortometamórfica, sendo totalmente recrystalizadas em condições de fácies granulito.

Através de novos dados radiométricos e na reavaliação dos já existentes, Teixeira (1979 e 1982) apresentou uma compartimentação geocronológica, no âmbito das Folhas

ao Milionésimo, Assunción, Curitiba e Iguape. Reconheceu *uma província antiga pré-Brasileira*, representada pelos gnaisses granulíticos do setor nordeste de Santa Catarina.

Hartmann *et al.* (1979) propôs a designação de “*Complexo Granulítico de Santa Catarina*” ao conjunto de rochas metamórficas de fácies granulito e anfibolito que ocorrem no segmento setentrional do Escudo Catarinense, inserido no Maciço de Joinville e reconhecido como uma porção da crosta pouco afetada por processos termotectônicos brasileiros. Admitiram a correlação de tal complexo com o Cinturão Granulítico Atlântico.

Kaul (1979 e 1980) propuseram a denominação de “*Cráton Luís Alves*” para a porção compreendida entre os Lineamentos de Blumenau e Corupá. Essa mesma região referida por Hartmann (1979) e Basei (1987) estende o *Complexo Luís Alves* (Kaul e Teixeira 1982) até o *Cráton Rio de La Plata* (Almeida 1973).

Nos anos 80, deve se destacar os trabalhos de Kaul e Teixeira (1982), Wernick e Oliveira (1982), Silva (1984 e 1987) e Basei (1985). Foi designado o termo “Maciço Marginal de Curitiba” para os terrenos gnáissico-migmatíticos a sudeste da porção sul da faixa Ribeira por Basei e Teixeira (1987), Basei et al. (1988) e Hartmann et al. (1989).

Moreira e Marimon (1980) realizaram estudos petrográficos e geoquímicos nas rochas granulíticas de Santa Catarina atribuindo uma origem ígnea para estas.

Silva e Dias (1981a, b e c), com base em cartografia, estudos de petrografia e petrogênese da região centro-norte de Santa Catarina, apresentaram o Complexo Granulítico de Santa Catarina como pertencente a uma área cratônica arqueana. Delimitaram uma importante zona de Cisalhamento (*Lineamento Garuva*), separando os terrenos migmatíticos a norte do Cinturão Granulítico a sul.

Hartmann (1981) mencionou a existência de rochas ultramáficas, em forma de lentes, nos gnaisses granulíticos na região de Luís Alves.

Kaul e Teixeira (1982) apresentaram síntese dos dados geológico-geocronológicos do nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná. Estenderam o *Complexo Luís Alves* à região de Serra Negra-PR e Itatins-SP.

Kaul *et al.* (1984) redefiniu os limites do *Cráton Luís Alves*, estendendo-o ao norte até o *Sistema de Dobramento Apiaí*. Kaul (1984 e 1985) denominou os corpos graníticos pós tectônicos do sul do Brasil de *Suíte Intrusiva Serra do Mar*.

Fragoso César (1980), Soliani Jr. (1984) e Soliani Jr. *et al.* (1984) consideraram o **Cráton Luís Alves** como sendo a extensão setentrional do **Cráton Rio de La Plata** e utilizaram o termo **Bloco Luís Alves** para sua denominação.

Silva (1984) propôs a denominação “**Cinturão Móvel de Joinville**” para toda a extensão dos terrenos de alto grau metamórfico do Escudo Catarinense, isolando porções que denominou de **Proto-Crátons de São Francisco e de Piên** (setor setentrional).

Basei (1985) propôs uma compartimentação interna dos terrenos do nordeste de Santa Catarina e sudeste do Paraná em duas unidades maiores denominadas de “**Maciço Marginal de Curitiba**” e **Cráton Rio de La Plata**. Apresentou dados isotópicos U-Pb, Pb-Pb, Rb-Sr e K-Ar, caracterizando um magmatismo precursor anterior a 2.6Ga, um metamorfismo regional de fácies granulito a 2.4 ± 0.2 Ga, com alçamento e resfriamento a 1.8 ± 0.1 Ga e reativações localizadas a 0.6-0.8Ga.

Góis *et al.* (1985), Fassbinder *et al.* (1985) e Fiori (1985) caracterizaram os principais compartimentos e lineamentos tectônicos do Pré-Cambriano dentro do contexto da ocorrência dos **Grupos Setuva e Açungui**.

Kaul (1985) sugeriu um esquema evolutivo da crosta no sul-sudeste do Brasil durante o Proterozóico Superior - Eopaleozóico, através do desenvolvimento de um fundo oceânico (Sistema de Dobramentos Apiaí) com subducção do tipo B, seguida de colisão continental.

No texto explicativo relativo ao mapa geológico de Santa Catarina (1.500.000), Silva (1987) caracterizou o Cráton “**Garuva-São Francisco do Sul**” e o “**Cinturão Móvel Granulítico**” de provável idade Transamazônica.

Uma integração e reavaliação dos dados geocronológicos de Santa Catarina foi feita por Basei e Teixeira (1987) distinguindo três entidades geotectônicas maiores: a oeste a **Bacia do Paraná**, a norte os terrenos antigos Transamazônicos e pré-Transamazônicos do **Complexo Granulítico de Santa Catarina** e, a sul, o **Cinturão Dom Feliciano**, desenvolvido no Proterozóico Superior.

Mantovani *et al.* (1987), utilizando isótopos de Nd e Pb, obtiveram valores entre 3.3 e 2.6Ga para os terrenos granulíticos de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul. Este intervalo é interpretado como o principal período de acreção de material diferenciado do manto à crosta.

Fiori *et al.* (1987) caracterizaram, na região próxima a Curitiba, três principais fases de deformação para os metasedimentos do *Grupo Açungui*, originadas por cavalgamentos e transcorrências.

Lopes (1987) apresentou um mapa geológico da Serra da Prata, onde caracteriza os granitóides *Morro Inglês*, *Rio do Poço*, *Rio Canavieiras*, granitos cataclásticos *Cubatãozinho*, granito *Estrela* e os metasedimentos da formação *Rio das Cobras*. Sugeriu uma evolução geológica durante o Arqueano para a região.

Campanha *et al.* (1987) e posteriormente Campanha (1992) apresentaram uma reorganização da *Faixa de Dobramentos Apiaí* e sugeriram um modelo geodinâmico envolvendo subducção de uma placa oceânica de SE para NW e conseqüente colisão continental, representando o *Maciço Catas Altas* como parte de um arco magmático.

Em 1987 e 1988 foram realizados, na região de Piên (PR) e adjacências, trabalhos de *mapeamento geológico*, na escala de 1:25.000, pelo Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná.

Soares (1987 e 1988) apresentaram um quadro geotectônico evolutivo na região sul do Brasil envolvendo as bacias de *Setuva e Açungui*, sugerindo transporte tectônico para sudeste, associado a processos de *colisão* do tipo *arco-continente* durante o Mesoproterozóico e *continente-continente* durante o Neoproterozóico.

Hartmann (1988) caracterizou, através de termo-geobarometria em granulitos de Santa Maria Chico (RS), temperaturas da ordem de 800°C e pressões da ordem de 7-9Kb, para a formação destas rochas e, em Santa Catarina, obteve temperaturas similares admitindo pressões da ordem de 7Kb.

Em termos cartográficos, Biondi *et al.* (1989) lançaram um novo mapa geológico do Estado do Paraná integrado na escala 1:750.000, com diversas correções e reinterpretações das informações disponíveis. Enquadraram a região em estudo, dentro do Bloco Costeiro.

Mantovani *et al.* (1989), com base em dados de perfil gravimétrico entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano, apresentam um modelamento envolvendo, do sul para o norte, o *Cinturão Dom Feliciano*, o *Cráton Luís Alves* e o *Maciço Marginal de Curitiba*, utilizando ainda os dados geológicos disponíveis. Através do padrão obtido individualizaram duas unidades crustais distintas sobrepostas ao "*Bloco Luís Alves*". Indicaram uma forte anomalia gravimétrica *positiva* (nas regiões de Agudos do Sul-Pr e Jaraguá do Sul-Sc) entre o Maciço de Curitiba e o Cráton Luís Alves atribuída ao

soerguimento de partes da crosta inferior durante os processos da justaposição destas unidades. A existência de um *bloco crustal independente* a norte do Bloco Luís Alves foi anteriormente sinalizada por Haralyi *et al.* (1982), que atribuíram a estruturação do mesmo ao *Evento Jequié*, fato esse não comprovado pelos dados geológicos e geocronológicos posteriores (Siga Jr. *et al.* 1991 e Basei *et al.* 1992).

Nos anos 90, destacamos a grande contribuição dos trabalhos de Siga Jr et al. (1990a e b), Basei et al. (1990 a, b, c, d e 1991), Figueiredo et al. (1991), Basei et al. (1992), Machiavelli (1991), Machiavelli et al. (1993), Siga Jr et al. (1994a e b), Kaul e Cordani (1994), Harara et al. (1994 e 1995) e Siga Jr (1995).

Uma compartimentação geotectônica para o Maciço de Joinville em três entidades geológicas foi apresentada por Siga Jr. *et al.* (1990a), com base em dados geológicos, estruturais e geocronológicos: *Meridional* (ortogranulitos) correspondente ao *Cráton Luís Alves* (Kaul 1980) ou *Complexo Granulítico de Santa Catarina* (Hartmann *et al.* 1979); *Setentrional* (rochas granito-gnáissico-migmatíticas) e o *Cinturão Granitóide Costeiro* (granitóides porfíricos).

Siga Jr. *et al.* 1990 a e Basei *et al.* 1990a, caracterizaram, através de *Perfil Térmico K-Ar* envolvendo os domínios setentrional e meridional referidos e o Cinturão Dom Feliciano, diferenças marcantes entre os limites destes domínios, apontando um *contato frontal a frio* para o limite sul e uma justaposição com *contato a quente* para o limite norte.

Basei *et al.* (1990 a, b, c e d Basei *et al.* 1991) apresentaram novos dados geocronológicos principalmente sobre o *Batólito Paranaguá* e denominaram os terrenos granito-gnaisses-migmatíticos do domínio Setentrional de "*Nappe Rio Iguaçu*", sendo representantes da infra-estrutura do *Cinturão Ribeira* e teriam sido jogados por sobre os terrenos granulíticos do *Cráton Luís Alves* à sul. Sugerem vergência para o sul. O limite sul do maciço de Joinville com o Cinturão Dom Feliciano é representado pelas *Nappes de Brusque e Florianópolis* com vergência para NW. Levantaram a idéia de que a atual configuração do Maciço somente tenha sido alcançada ao final do Proterozóico Superior, como resultado de aglutinação e amalgamento de diferentes fragmentos crustais .

Machiavelli (1991) e Machiavelli *et al.* (1993) apresentaram estudos sobre *os granitóides deformados da região de Piên*, enfatizando seus aspectos petrológicos e publicaram os primeiros dados geocronológicos sobre estes. Propuseram que estes

granitóides representassem um arco magmático formado e deformado durante o Neoproterozóico.

Figueiredo *et al.* (1991) caracterizaram, através de dados geoquímicos dos granulitos do Cráton Luís Alves, uma evolução cogenética para os termos básicos e ácido-intermediários. Apontaram um ambiente de *Arco Insular* para a formação desses terrenos, em função das características geoquímicas e o tamanho reduzido do Cráton,

Campos Neto (1991) e Campos Neto & Figueiredo (1994) registraram episódios orogênicos cambrianos relacionados à evolução do Cinturão Costeiro do sudeste brasileiro e os denominaram de "*Orogênese Rio Doce*". Esta se desenvolveria entre 590-480Ma.

Os dados geocronológicos, geofísicos (Mantovani *et al.* 1989) e geológico-estruturais levaram Basei *et al.* (1992) a proporem um modelo geotectônico, onde individualizaram a *Microplaca Curitiba* (cuja os limites são o Cinturão Apiaí a norte e os granitóides deformados da região de Piên a sul), a *Microplaca Luís Alves* (que se estenderia desde a margem norte do Cinturão Dom Feliciano rumo a norte até a região de Serra Negra (PR) e Itatins (SP)) e o *Cinturão Granitóide Costeiro* a leste. Demonstraram uma evolução geotectônica através de processos de subducção, seguidos de colisão, de *microcontinentes* que passariam a constituir as referidas *microplacas*, durante o Neoproterozóico, com sentido predominante de acreção de E para W. Expressiva granitogênese de natureza alcalina a peralcalina e vulcanismo ácido-intermediário seriam resultados da colisão entre as microplacas de Luís Alves e Curitiba.

Ribas (1993) relatou a existência de corpos de metaperidotitos, metapiroxenitos, serpentinitos, xistos magnesianos e gabros na região de Vossoroca-Tijucas do Sul (PR).

Harara *et al.* (1994) apresentaram novos dados estruturais para as rochas máfico-ultramáficas, os granitóides miloníticos e os gnaisses anfibolíticos e granulíticos, da *Zona de Cisalhamento Piên*. Demonstraram o paralelismo existente entre as estruturas destas rochas e sugeriram o envolvimento *tectôno-metamórfico* da margem Norte-Noroeste do *Domínio Luís Alves* durante o *Neoproterozóico*. Posteriormente, Harara *et al.* (1995) mostraram dados geocronológicos (Perfil K-Ar na direção N35 W) nesta região, confirmando sugestão inicial.

Siga Jr. *et al.* (1994b), Kaul e Cordani (1994) e Siga Jr. (1995) apresentaram dados geológicos, petrológicos e geocronológicos Rb-Sr, U-Pb, K-Ar e Sm-Nd (T_{DM}), para os maciços graníticos de natureza alcalino-peralcalina da porção nordeste de Santa

Catarina e sudeste de Paraná, caracterizando a geração destes durante o Neoproterozóico.

Siga Jr. (1995, tese de doutorado) apresentou um acervo de dados geológico-geocronológicos, com implicações geotectônicas para os terrenos gnáissico-migmatítico-granulíticos, os corpos graníticos e as bacias vulcano-sedimentares situados entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano, permitindo assim avanços significativos na compreensão desta região. O autor sugeriu o uso dos termos *Domínios Curitiba, Luís Alves e Paranaguá* sem conotação geotectônica (tais como Microplacas, microcontinentes ou crátons). e ainda modificou suas interpretações anteriores quanto à evolução geotectônica da Região. Propôs uma colisão entre o Domínio Luís Alves e o Cráton do Paraná. Os terrenos pertencentes ao Domínio Curitiba representariam a margem do microcontinente Luís Alves intensamente deformada e migmatizada em função da tectônica colisional. A justaposição do Domínio Costeiro teria se dado tardia à colagem dos terrenos Luís Alves e Paraná. Durante esta justaposição ocorreu, no âmbito dos terrenos adjacentes já relativamente estabilizados, uma expressiva granitogênese de natureza alcalino-peralcalina e vulcanismo ácido- intermediário.

Novos dados petrológicos sobre o granito Morro Redondo foram apresentados por Góis (1995). Demonstra a natureza alcalina a peralcalina deste corpo e discute a gênese e a relação temporal de rochas vulcânicas bimodais associadas.

3.2 DESCRIÇÃO DAS PRINCIPAIS UNIDADES GEOLÓGICAS REGIONAIS

A evolução tectôno-termal dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano, é reflexo de uma evolução policíclica, com eventos de reestruturação, remobilização, rejuvenescimento isotópico e adição de material juvenil em diferentes épocas.

As diferentes unidades serão descritas de acordo com a recente subdivisão de Siga Jr. (1995) em *Domínio Curitiba, Domínio Luís Alves e Domínio Paranaguá* (Figura 3.1). Adicionalmente, serão abordados os principais maciços graníticos e as bacias vulcanosedimentares que ocorrem no contexto dos domínios Curitiba e Luís Alves, dentro dos quais está inserida a região da pesquisa do presente trabalho.

Principais Unidades Geológicas da porção Sudeste do Paraná e Nordeste de Santa Catarina

49° 30'

25° 00'

26° 00'

0 20 40 Km

FIGURA 3.1

Modificado de Siga Jr (1995)

- Depósitos Cenozóicos. Bacia de Curitiba. *
- Cobertura Paleozóica da Bacia do Paraná.

- Corpos Graníticos Neoproterozóicos Tardi-Tectônicos.** Graciosa (1) Anhangava (2) Marumbi (3) Serra da Igreja (4) Agudos do Sul (5) Morro Redondo (6) Dona Francisca (7) Pirai (8) Corupá (9).

- Cinturão de Dobramento Ribeira.** Sequências Meta-vulcanosedimentares dos Grupos Setuva e Açungui e granitos Neoproterozóicos associados.

- Domínio Tectônico Paranaguá.** Gnaisses, migmatitos, xistos e Granitóides Cálcio-Alcalinos. Morro Ingles, Rio do Poço, Canavieiras e Estrela.

Domínio Tectônico Curitiba.

- Suite Granito-Milonítica Cálcio-Alcalina Rio Piên

- Gnaisses Anfibolíticos, migmatitos, mobilizados quartzo feldspáticos e restos de núcleos de gnaisses granulíticos.

- Corpos máfico-Ultramáficos, principalmente serpentinitos e subordinadamente xistos magnesianos, metaharzurgitos, metaortopiroxenitos e Gabronoritos.

Domínio Tectônico Luis Alves

- Principalmente Gnaisses e anfibolito-Granulíticos félsicos e máficos com ocorrências restritas de, corpos máfico-Ultramáficos, quartzitos, formações ferríferas e paragneisses.

- Bacias Vulcanosedimentares: Quaratubinha (10), Campo Alegre (11) e Corupá (12)

Domínio Tectônico Dom Feliciano

- Bacia Itajaí (13).

- Sequências Metasedimentares do Grupo Brusque.

- Granitóides Intrusivos Neoproterozóicos.

- Núcleos de Embasamento

- Cinturão Granitóide de Florianópolis. Migmatitos, gnaisses e granitos intrusivos.

3.2.1- DOMÍNIO CURITIBA

Os limites deste domínio a norte-noroeste (Basei *et al.* e Siga Jr. *et al.*, *op cit.*) são os metasedimentos do Cinturão Ribeira (Grupos Açungui e Setuva) e a sudeste, as rochas pertencentes ao Domínio Luís Alves. Seus contatos são realizados por importantes zonas de cisalhamentos (Figura 3.1).

Litologicamente predominam, neste domínio (Basei *et al.* 1990b, Basei *et al.* 1992 e Siga Jr. *et al.* 1994a), rochas gnáissicas e migmatíticas (mesossoma de biotita-anfibólio-gnaisses e leucossoma de composição tonalito granodiorítica) onde as unidades de biotita-anfibólio-gnaisses e anfibolitos dividem as áreas de exposição com gnaisses graníticos e migmatitos cinzentos e róseos, folhados, maciços ou bandados e núcleos de gnaisses granulíticos. São comuns os mobilizados quartzo-feldspáticos foliados e isótopos, que seccionam o bandamento destas rochas.

Próximo ao limite sul deste domínio, ocorrem *granitóides deformados* (Machiavelli 1991 e Machiavelli *et al.* 1993) bem como *corpos máfico-ultramáficos de Piên* com padrão estrutural concordante com o observado nos gnaisses deste domínio, marcando a passagem deste domínio para o domínio Luís Alves, a sul.

Nas rochas máfico-ultramáficas destacam-se metaperidotitos, serpentinitos, xistos magnesianos, metapiroxênitos e corpos gabróides. Os corpos possuem estruturação NE-SW e consistem em uma sequência de intrusões, provavelmente comagmáticas, diferenciadas de uma série toleítica submetidas a um metamorfismo de alto grau durante o ciclo Transamazônico e um segundo metamorfismo de mais baixo grau, durante o ciclo Brasileiro (Girardi 1974, Girardi *et al.* 1974 e Girardi & Ulbrich 1980).

O padrão estrutural (Basei *et al.* 1992, Siga Jr. *et al.* 1994b e Siga Jr. 1995) mostra uma foliação Sn marcante nestas rochas gnáissico-migmatíticas, notadamente de direção NE-SW e marcada pelo estiramento e achatamento de minerais com desenvolvimento de “augen” de quartzo e feldspato. Esta foliação de transposição, paralela ao bandamento, representada em grande parte das rochas gnáissicas, deve estar associada ao desenvolvimento da *Nappe Rio Iguaçu*, que teria vergência para o sul.

Indicadores cinemáticos sugerem um sentido de transporte para sul-sudeste. Dobramentos amplos cilíndricos, admitindo uma direção axial NE-SW observados na escala regional, seriam desenhados pelas superfícies Sn, em fases tardias ao seu desenvolvimento. Nos gnaisses e migmatitos deste domínio seria um dobramento D3

enquanto nos granitóides deformados no limite sul deste domínio seria um dobramento D2. Os eixos construídos destes dobramentos e as lineações de estiramento se orientam N30-60E/05°-40° e S50-70E/20°-40°.

Os principais dados geocronológicos (U-Pb em zircões, Rb-Sr em rocha total e Minerais, K-Ar em biotita e anfibólio e Sm-Nd em rocha total e mineral) deste domínio estão relacionados na Tabela (3.1) e são reportados principalmente por Basei *et al.* 1988, Basei *et al.* 1990a e b, Siga Jr. *et al.* 1990 a e b, Basei *et al.* 1992, Siga Jr. *et al.* 1994a e Siga Jr. 1995.

Os digramas concórdia U-Pb em zircões revelam idades em torno de 2.1Ga. Os diagramas isocrônicos Rb-Sr, obtidos a partir de rochas gnáissicas e migmatíticas deste domínio, indicam idades entre 2.2-1.9Ga, com razões iniciais entre 0.703-0.708. Tais valores caracterizam a formação dessas rochas no Paleoproterozóico (Ciclo Transamazônico). Idades Rb-Sr em rocha total e minerais mais jovens, entre 577 e 617Ma e R_i mais elevadas, acima de 0.710, foram obtidas em leucossoma de migmatitos e mobilizados quartzo-feldspáticos.

Os dados K-Ar em biotita e anfibólio distribuem se entre 620-560Ma, indicando que as rochas deste domínio sofreram processos termo-tectônicos Neoproterozóicos, sugerindo que grande parte desses terrenos se encontravam a isothermas superiores a 500°C em épocas anteriores.

Idade isocrônica Sm-Nd em minerais (granada, plagioclásio e anfibólio) e rocha total de gnaisses, indicaram idade de 585 ± 30 Ma, interpretada como relacionada à época de reequilíbrio das paragêneses minerais às novas condições de P-T, durante o Neoproterozóico.

Tabela (3.1) Relação dos Principais Dados Geocronológicos do Domínio Curitiba.

Método	Material	Rocha	Idade (Ma)±Erro	Razão Inicial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶	Local	Fonte
Rb-Sr	R. Total	Gnaisses Granulíticos	1826 ± 96	0.71051	Norte de Curitiba	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	R. Total	Gnaisses Granulíticos	2116 ± 95	0.70160	Graciosa	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	R. Total	Bio-Anfib-Gnaisses	2220 ± 26	0.70660	Norte de Curitiba	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	R. Total	Mesossoma-Migmatitos	598 ± 48	0.71670	Ped.Atuba. Curitiba	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	R. Total e Mineral	Mesossoma-Migmatitos	617 ± 14	0.71594	Ped.Atuba. Curitiba	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	R. Total	Anfibólio-Gnaisses	2010 ± 60	0.70327	Mandirituba	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	R. Total	Leucossoma.Migmatito	595 ± 41	0.71308	Quitandinha	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	R. Total	Mesossoma.Migmatito	1868 ± 89	0.70584	Quitandinha	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	Minerais	Mobilizados Graníticos	577 ± 17	0.71791	Quitandinha	Siga Jr. 1995
U-Pb	Zircão	Gnaisses Granulíticos	2095 ± 5		Ped.CESB, N.Curitiba	Siga Jr. 1995
U-Pb	Zircão	Anfibólio-Gnaisses	2138 ± 6		Mandirituba	Siga Jr. 1995
Sm-Nd	R. Total e mineral	Gnaisses Migmatíticos	585 ± 30	0.51190	Mandirituba	Siga Jr. 1995
K-Ar	Biotita e Anfibólio	Biotita e Anfibólio gnaisses	entre 620-560		Domínio Curitiba	Kaul <i>et al.</i> 1994, Batolla Jr. 1977, Siga Jr. 1995

Quanto aos granitóides deformados de região de Piên (Machiavelli 1991 e Machiavelli *et al.* 1993) que ocorrem na borda meridional deste Domínio, os dados geocronológicos U-Pb, Rb-Sr e K-Ar indicaram idades neoproterozóicas.

Pelo exposto, segundo os referidos autores, os dados U-Pb, Rb-Sr entre 2.2-1.8Ga, revelam a formação destas rochas durante o *Ciclo Transamazônico*, enquanto as idades Rb-Sr mais jovens, dos leucossomas rosados dos migmatitos e dos mobilizados graníticos, aliados aos dados K-Ar e Sm-Nd em minerais e rocha total, caracterizam a atuação de *processos termo-tectônicos brasileiros*, e ainda, a exposição e conseqüente resfriamento destas rochas abaixo de isothermas de 500°C.

3.2.2- DOMÍNIO LUÍS ALVES

Os limites deste domínio (Basei *et al.* 1992 e Siga Jr. *et al.* 1994a) a norte e noroeste são o Domínio Curitiba (cavalgamento do Domínio Curitiba por sobre o Domínio Luís Alves) a nordeste; a leste o contato é em parte com o Batólito Paranaguá, por falhas transcorrentes e de cavalgamento; a sul os seus limites são definidos pelas frentes de cavalgamento (Basei 1985) do Cinturão Dom Feliciano e a oeste, encontra-se recoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná (Figura 3.1).

Silva & Dias (1981a, b e c) e Silva (1984 e 1987) apresentaram o Complexo Granulítico de Santa Catarina como pertencente a uma área cratônica arqueana. Assim, seria composto de gnaisses granulíticos leucocráticos, milonitos granulíticos, blastomilonitos de derivação granulítica, ultramafitos, gnaisses calcosilicatíticos, gnaisses kinzigíticos, anortositos, quartzitos, formações ferríferas e gnaisses cataclásticos.

De acordo com Basei *et al.* (1988), Basei *et al.* (1992), Siga Jr. *et al.* (1990b), os terrenos granulíticos do domínio do Cráton de Luís Alves (Kaul 1980) ou Complexo Luís Alves (Kaul & Teixeira 1982), na porção sul do Maciço de Joinville (Hasui *et al.* 1975), são constituídos principalmente por gnaisses granulito-tonalíticos, cujo metamorfismo de alto grau deu-se no início do Proterozóico Inferior, sobre rochas ígneas de possível idade arqueana.

Segundo Figueiredo *et al.* (1991) representam terrenos de alto grau que estariam constituídos originalmente por uma Suíte Ígnea Básico-Intermediário-Ácida, incluindo, em menor parte, diferenciados básicos em meio a granitóides tonalito-granodioríticos.

De acordo com Siga Jr. *et al.* (1994a) e Siga Jr. (1995), o domínio Luís Alves é representado principalmente por ortognaisses granulíticos bandados a maciços, de composição tonalito-granodiorítica com frequentes variações a granulitos básicos. Ocorrem adicionalmente migmatitos, ultramáficas, granulitos piroxeníticos, quartzitos, gnaisses kinzigíticos, formações feríferas.

Os *corpos máfico-ultramáficos*, que ocorrem neste domínio, apresentam dimensões variadas, desde pequenas inclusões a nível de afloramento até grandes corpos quilométricos, como o caso das rochas ultramáficas de Barra Velha (SC) e máfico-ultramáficas de Piên (PR) e Tijucas do Sul (PR). Hartmann (1981) menciona a existência de rochas ultramáficas, como lentes nos gnaisses granulíticos, na região de Luís Alves.

Os efeitos termo-tectônicos brasileiros neste domínio teriam se manifestado por reativações localizadas em zonas de falhas internas e nas bordas, granitogênese tardi-pós-orogênica à anorogênica com geração de diversos corpos graníticos, tais como Subida, Graciosa, Corupá, Anhangava, Dona Francisca, Agudos do Sul e Morro Redondo e, ainda, vulcanismo ácido-intermediário Guaratubinha, Campo Alegre e Corupá. Estes terrenos, internamente, tiveram comportamento “relativamente” estável, quando o desenvolvimento dos Cinturões Ribeira e Dom Feliciano, que foram jogados por cavalgamentos sobre este domínio.

O padrão estrutural (Basei *et al.* 1992, Siga Jr. *et al.* 1994a e Siga Jr. 1995) deste domínio mostra um bandamento S_n de orientação francamente noroeste, identificado facilmente em diversos locais e caracterizado por alternância de níveis félsicos e máficos e uma superfície de transposição S_{n+1} , muitas vezes paralela a este bandamento. Este bandamento, uma superfície S_2 gerada em condições de fácies granulito, apresenta-se dobrada com atitude do plano axial predominante NW/SE e eixos com orientação $S_{30-50E/40^\circ}$ a 60° $N_{20-60W/40^\circ-80^\circ}$. Encontra-se deformada em dobras amplas e abertas, regionais, identificada principalmente em estereogramas e bons afloramentos.

Silva (1984 e 1987) distinguiu nos granulitos de Santa Catarina, três fases deformacionais superimpostas nestas rochas. A primeira mostra um padrão de dobramento

aberto D1, com foliação S1 de baixo e médio ângulo, a segunda ligada à fenômenos de cisalhamento dúctil, com transposições, resultando em uma foliação de alto ângulo e a terceira originou uma foliação milonítica, transpondo as duas anteriores.

O padrão geocronológico (Tabela 3.2) mostra-se em geral compatível com uma estabilização tectônica no Paleoproterozóico.

Os dados **U-Pb** em zircões, de gnaisses granulíticos e migmatitos da porção sul deste domínio, indicaram idades em torno de 2.8 e 2.2-2.4Ga (Basei 1985 e Siga Jr. 1995), sendo as mais antigas interpretadas como de incorporação de material ígneo à crosta e as mais jovens como pico do metamorfismo do fácies granulito.

Estudos isocrônicos **Rb-Sr** (Hartmann *et al.* 1979, Basei 1985, Basei *et al.* 1992, Siga Jr. *et al.* 1994a e Siga Jr. 1995) realizados em gnaisses granulitos do Domínio Luís Alves, principalmente em sua porção sul, indicaram idades entre 1.9-2.0Ga e 2.3Ga. Sugerem a presença de rochas antigas formadas no arqueano e parcial ou totalmente rehomogeneizadas no Paleoproterozóico, com idades distribuídas principalmente no intervalo entre 2.2 e 1.9Ga e razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} entre 0.702-0.704.

Na região setentrional deste domínio (região sul de Piên e Serra Negra) os gnaisses granulíticos apresentaram idades distribuídas entre 2.0-2.2Ga, com R_i em torno de 0.702 (Girardi *et al.* 1974, Machiavelli 1993 e Siga Jr. 1995). Teixeira (1979) salientou que a região de Luís Alves-Barra Velha apresenta isócrona de referência Rb-Sr de 2600Ma, enquanto a região de Piên mostra idades isocrônicas de 2300Ma. De um modo geral o intervalo entre 2.0-2.2Ga é interpretado como referente a época do metamorfismo de alto grau a que foi submetido este domínio.

A idade isocrônica **Pb-Pb** em rocha total de 2100Ma (Basei 1985) obtida em granulitos félsicos e máficos, reforça a importância do Ciclo Transamazônico na evolução geológica deste domínio. O valor de μ_1 , próximo a 8.9, caracteriza rochas oriundas de reservatórios crustais que não teriam sido incorporadas à crosta nesta época, confirmando indicações de outros métodos.

Os dados **K-Ar**, obtidos *em minerais* (principalmente biotita, anfibólio e plagioclásio), distribuídos por todo o domínio (Siga Jr. 1995), mostram concentrações de idades no intervalo entre 2000-1700Ma. Tais valores são indicativos do resfriamento destes terrenos granulíticos durante o Ciclo Transamazônico e que a região foi preservada dos

processos termo-tectônicos Brasileiros. Os dados apresentados por Girardi *et al.* (1974) na região de enfoque deste trabalho, distribuem-se entre 1960 e 1570Ma em plagioclásios e anfibólios e ainda duas idades mais jovens de 1018 e 1554Ma obtidas em plagioclásio. Cordani *et al.* (1974) com base em datações K-Ar concluíam que a região de Barra Velha foi uma região estável durante o Ciclo Brasileiro, tendo sofrido metamorfismo de fácies granulito, ao final do Arqueano e de fácies anfibolito no Transamazônico.

O perfil K-Ar realizado por Siga Jr. *et al.* (1990b) mostra agrupamento de idades em torno de 1700-1900Ma para todo o fragmento granulítico, exceto na proximidades da região de Piên, onde as idades se mostraram híbridas (Mesoproterozóicas a Neoproterozóicas).

Tabela (3.2) Relação dos Principais Dados Geocronológicos do Domínio Luís Alves

Método	Material	Rocha	Idade (Ma)	Razão Inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	Local	Fonte
Rb-Sr	R. Total	Gnaisses Granulíticos	2663 ± 72	0.70397	Luís Alves	Hartmman <i>et al.</i> 1979
Rb-Sr	R. Total	Gnaisses Granulíticos	2478 ± 37	0.70129	Pomeróide	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	R. Total	Mesosoma-Migmatito	2581 ± 277	0.70418	Luís Alves	Basei 1985
Rb-Sr	R. Total	Leucossoma-Migmatito	1900 ± 200	0.70460	Luís Alves	Basei 1985
Rb-Sr	R. Total	Gnaisses Granulíticos	2700 ± 90	0.70409	Dona Francisca	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	R. Total	Gnaisses Granulíticos	1900 ± 70	0.70451	Dona Francisca	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	R. Total	Gnaisses Granulíticos	2169 ± 177	0.70150	Blumenau	Basei 1985
Rb-Sr	R. Total	Gnaisses Granulíticos	1970 ± 36	0.70245	Luís Alves	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	R. Total	Gnaisses Granulíticos	2184 ± 48	0.70257	Jaraguá do Sul	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	R. Total	Gnaisses Granulíticos	2067 ± 199	0.70244	Piên	Girardi <i>et al.</i> 1974
Rb-Sr	R. Total	Gnaisses Granulíticos	2107 ± 69	0.70284	S. Bento do Sul	Machiavelli 1991
Rb-Sr	R. Total	Gnaisses Granulíticos	2200 ± 100	0.70850	Serra Negra	Siga Jr. 1995

(continua)

Método	Material	Rocha	Idade (Ma)	Razão Inicial Sr^{87}/Sr^{86}	Local	Fonte
Pb-Pb	R. Total	Granulitos fels.e máficos	2100 ± 500	M1 = 8,9	Luís Alves	Basei 1985
U-Pb	Zircão	Gnaisses Granulíticos	2400		Luís Alves	Basei 1985
U-Pb	Zircão	Migmatitos	2890		Luís Alves	Basei 1985
U-Pb	Zircão	Gnaisses Granulíticos	2200 ± 2		Dona Francisca	Siga Jr. 1995
U-Pb	Zircão(rosado)	Gnaisses Granulíticos	2247 ± 18		Dona Francisca	Siga Jr. 1995
U-Pb	Zircão(marron)	Gnaisses Granulíticos	2360 ± 100		Dona Francisca	Siga Jr. 1995
Sm-Nd	Minerais	Gnaisses e sienitos	2258 ± 67	0.509724	Barra Velha	Hartmann <i>et al.</i> 1994
K-Ar	anf,bio,plag, pirox,rt	Gnaisses granulíticos	2000-1700		Domínio Luís Alves	Hartmann <i>et al.</i> 1979, Minioli 1972, Bartorelli <i>et al.</i> 1969, Kaul <i>et al.</i> 1984, Basei <i>et al.</i> 1985, Girardi <i>et al.</i> 1974,Machiavelli 1991 e Siga Jr. 1985.

3.2.3- DOMÍNIO PARANAGUÁ OU CINTURÃO GRANITÓIDE COSTEIRO

Os terrenos deste domínio (Figura 3.1) foram reconhecidos parcial e inicialmente por Bigarella (1965), Fuck *et al.* (1968), Fuck *et al.* (1969b, c e d) e descritos, em parte, por Lopes (1987) que identificou, na Serra da Prata e arredores, cinco variedades graníticas denominadas de *Morro Inglês*, *Rio Canavieiras*, *Cubatãozinho*, *Rio do Poço* e *Estrela*, para os quais, juntamente com os metasedimentos encaixantes (Formação Rio das Cobras), atribuiu idade arqueana. Siga Jr. (1995) manteve o uso das denominações destas variedades graníticas, estendendo-as para os setores a norte e a sul da Serra da Prata

Os seus limites destes terrenos a norte e oeste com o Domínio Luís Alves se dão por falhas de cavalgamento, que colocam este domínio por sobre o do Luís Alves. Os limites a sul e a sudoeste com o domínio Luís Alves são representados por expressivas zonas de cisalhamento dos lineamentos Palmital, Alexandra e Garuva.

A sua designação de *Batólito Paranaguá e Cinturão Granitóide Costeiro* deve-se a Basei *et al.* (1990d 1992) e Siga Jr. *et al.* (1990a) e *Domínio Paranaguá*, a Siga Jr. (1995). Segundo estes autores, é um *complexo ígneo polifásico* que inclui uma grande variedade de rochas graníticas distribuídas ao longo de uma faixa oriental, com mais de 100Km de extensão (da Ilha de São Francisco-SC ao sul de Itatins-SP), tendo em média cerca de 30Km de largura. Localiza-se na porção nordeste dos estados do Paraná e Santa Catarina..

Entre os seus litotipos predominam anfibólio-biotita granitóides porfiríticos, tendo como encaixantes xistos aluminosos, seqüências paragnáissicas com biotita gnaisses, mica xistos, quartzitos, com frequentes intercalações de anfibolitos e unidades de ortognaisses, onde se destacam biotita-anfibólio gnaisses bandados. Faixas miloníticas espessas são frequentes em meio aos granitóides. O tipo mais comum, apesar das frequentes variações, é um granitóide a base de quartzo, plagioclásio, microclínio, biotita e/ou hornblenda. Opacos, zircão, apatita e titanita são os principais minerais acessórios.

Estruturalmente, os granitóides deste domínio mostram-se heterogênicamente deformados com os megacrístais, principalmente de FK, na forma de "augen". Em certos locais observa-se uma fina clivagem, subordinada às feições ígneas, de fluxo magmático. Faixas miloníticas, desenvolvidas a partir de zonas de cisalhamento são frequentes e estão relacionadas a falhas transcorrentes ou de cavalgamento, com sentido de transporte para

oeste. A principal foliação observada nestes granitóides é uma superfície Sn, heterogênea, de direção nordeste e associada a uma lineação de estiramento 5° a 30° para sudeste. Esta foliação corresponde a uma segunda fase de deformação nos gnaisses e xistos encaixantes. Verifica-se, na maioria desses corpos, o dobramento cilíndrico da foliação principal Sn, admitindo uma direção axial predominante NE-SW.

Na tabela (3.3) encontram-se os *dados geocronológicos* (U-Pb em zircões, Rb-Sr em rocha total, K-Ar em biotita e anfibólio e Sm-Nd (T_{DM}) existentes e publicados por Teixeira (1982) Kaul & Teixeira (1982), Basei *et al.* (1990d), Basei *et al.* (1992), Siga Jr. *et al.* (1994b) e Siga Jr. (1995)

Determinações radiométricas Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircões, de anfibólio-biotita granitóides, definiram idades entre 620-570Ma e razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} entre 0,707 e 0,708. Estas idades são interpretadas como relativas à época do período principal da formação e deformação destas rochas e a razão inicial é considerada como alta demais para representar derivação mantélica.

Em diagramas isocrônicos de referência, Teixeira (1982) obteve idades mais antigas com R_i mais altas. A primeira, com três pontos correspondentes à um granodiorito, um granitóide e um gnaiss coletados na Ilha de São Francisco do Sul, forneceu idade de 607 ± 2 Ma, com R_i de 0.7101 e a segunda, obtida por acréscimo de mais dois pontos à primeira, um migmatito da região de Morretes e um protomilonito da região de Garupa, forneceu uma idade de 621 ± 13 Ma, com R_i de 0.7101.

Idades modelo Sm-Nd (T_{DM}), relativas ao setor ocidental deste domínio (tipo Rio Canavieras e Estrela), indicaram idades entre 2.6 e 2.4Ga, distintas das observadas para os granitóides da porção centro oriental (tipo Morro Inglês), de intervalo 2.2-1.9 Ga. Tal padrão sugere épocas distintas para a derivação do manto dos precursores crustais dessas rochas. Os valores de ϵ_{Nd} calculados para uma idade de 615Ma forneceram, respectivamente, valores de -12.1, -16.4 e -20.3, que sugerem um longo período de residência crustal dos protólitos que deram origem aos granitóides deste batólito.

As idades K-Ar em biotita e anfibólio destes granitóides concentram-se entre 560-480Ma e caracterizam o período do resfriamento regional deste Domínio, que atingiu parte dele, o Eopaleozóico.

Desta forma verifica-se a expressiva atuação do Ciclo Brasileiro neste domínio.

Tabela (3.3) Relação dos Principais Dados Geocronológicos do Domínio Granitóide Costeiro.

Método	Material	Rocha	Idade (Ma)	Razão Inicial	Local	Fonte
Rb-Sr	R. Total	Anf-Bio-Granitóides	537 ± 35 Morro Inglês	0.70820	Paranaguá	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	R. Total	Anf-Bio-Granitóides	589 ± 28 Morro Inglês	0.70757	Matinhos	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	R. Total	Anf-Bio-Granitóides	562 ± 33 Morro Inglês	0.70816	Quaratuba	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	R. Total	Anf-Bio-Granitóides	574 ± 14 Morro Inglês	0.70785	Paranaguá, Matinhos e Guaratuba	Siga Jr. 1995
Rb-Sr	R. Total	Anf-Bio-Granitóides	621 ± 13	0.7101	Guaraque. e Ilha S.F	Teixeira 1982
Rb-Sr	R. Total	Anf-Bio-Granitóides	560 ± 40 Estrela	0.707- 0.708	Rio.S.João, Cubatão	Siga Jr. 1995
U-Pb	Zircão	Anf-Bio-Granitóides	614 ± 9 Morro Inglês		Próx. C.Paranaguá	Basei <i>et al</i> 1990 d
U-Pb	Zircão	Anf-Bio-Granitóides	609 ± 28 Rio do Poço		Oest. C.Paranaguá	Basei <i>et al</i> 1990 d
U-Pb	Zircão	Anf-Bio-Granitóides	~ 590 Estrela		Norte de Garupa	Basei <i>et al</i> 1990 d
Sm-Nd	TDM	Anf-Bio-Granitóides	1909, 2025, 2223 M.Inglês		Leste D. Paranag.	Siga Jr. 1995
Sm-Nd	TDM	Anf-Bio-Granitóides	2417 Rio Canavieras		Oeste D. Paranag.	Siga Jr. 1995
Sm-Nd	TDM	Anf-Bio-Granitóides	2572 e 2614 Estrela		Oeste D. Paranag.	Siga Jr. 1995
K-Ar	Biotita e Anfibólio	Anf-Bio-Granitóides	560-480		Domínio Paranag.	Kaul <i>et al.</i> 1984, Basei <i>et al.</i> 1990d, Siga Jr. 1995

3.2.4- CORPOS GRANÍTICOS NOS DOMÍNIOS LUÍS ALVES E CURITIBA

O primeiro trabalho sobre estes corpos graníticos foi elaborado por Fuck *et al.* (1967b). Posteriormente, seguiram-se estudos de Fuck *et al.* (1969c), Trien *et al.* (1969a e b), Marini *et al.* (1970), Issler (1979), Kaul *et al.* (1982), Wernick (1982), Issler (1982), Silva *et al.* (1982), Issler e Freire (1985), Kaul (1984 e 1987), Siga Jr. *et al.* (1994b), Kaul & Cordani (1994) e Siga Jr. (1995), com dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, a maioria associando-os a atividades ígneas orogênicas e anorogênicas.

No contexto geológico dos Domínios Curitiba e Luís Alves, *as importantes atividades plutônicas, tardi a pós-tectônicas e anorogênicas*, de caráter notadamente *alcalino e peralcalino* (Kaul *et al.* 1982, Kaul 1984, Kaul 1987, Kaul & Cordani 1994, Siga Jr. *et al.* 1994b e Siga Jr. 1995), encontram-se representadas por inúmeros “*Stocks*” e “*Batólitos*” graníticos, tais como os Maciços de Agudos do Sul, Dona Francisca, Corupá, Anhangava, Graciosa, Serra Alta, Morro Redondo, Marumbi, Pirai, Subida, Alto Turvo, Mandira, Serra da Igreja, Ilha do Cardoso (Figura 3.1).

A geometria dos corpos (Kaul 1982) varia de circulares até elipsoidais. Estas formas estariam em maior ou menor intensidade alongadas na direção geral NE-SW, coincidentes com a direção principal de alinhamento das intrusões. A dimensão dos corpos varia desde 15 até aproximadamente 400Km².

Representam parte da *Suíte Intrusiva Serra do Mar* (Kaul *et al.* 1982 e Kaul 1984), caracterizada como um conjunto maior de stocks e batólitos graníticos. Os terrenos encaixantes destes maciços seriam, segundo estes autores, o domínio do “arqueano e Proterozóico Inferior” geograficamente correspondente ao então Maciço de Joinville.

Os dados petrológicos (Kaul 1984 e 1987, Siga Jr. *et al.* 1994b e Siga Jr. 1995) revelam que estes corpos graníticos são, na maioria, alcalinos a peralcalinos, meta-aluminosos a peraluminosos.

Chiodi Filho *et al.* (1989), através de estudos petrogenéticos utilizando padrões de terras raras, sugeriram que os Maciços Graníticos Morro Redondo, Serra da Igreja, Anhangava, Marumby, Graciosa, Mandira e Guaraú são derivados de fusão de crosta continental e caracterizam esses corpos como de natureza pós-colisional.

Siga Jr. *et al.* (1994a) associam a maioria destes corpos graníticos a atividades ígneas de geração de granitos tardi a pós tectônicos, resultantes da colisão entre os domínios Luís Alves, Curitiba e Paranaguá. Siga Jr. (1995) associa a colocação desses corpos graníticos a regimes tectônicos distensivos relacionadas a processos de adelgaçamento crustal ocorrido no âmbito dos terrenos gnáissicos-migmatíticos do Domínio Curitiba e envolvendo parte do Domínio Luís Alves.

Destaca-se aqui o ***Maciço Granítico Agudos do Sul*** que ocorre na região mapeada, tendo sido cartografado pela Comissão da Carta Geológica do Paraná (Trien *et al.* 1969a e b e Marini *et al.* 1970) e descrito por Fuck *et al.* (1967c), Fiori (1978), Siga Jr. *et al.* (1994b) e Siga Jr. (1995). Fiori (1978), através de estudos fotogeológicos, sugere um caráter polidiapírico deste granito, na região homônima, mapeando cinco fácies distintas para este maciço, colocados em três fases de intrusões sucessivas.

Ocupa uma superfície superior a 400Km² e é intrusivo na margem norte dos gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves e na margem sul do Domínio Curitiba, junto aos granitóides da região de Piên.

A Tabela (3.4) mostra os principais ***dados geocronológicos*** (U-Pb em zircões, Rb-Sr em rocha total, K-Ar em minerais (principalmente biotita e anfibólio) e Sm-Nd (T_{DM}), existentes para os maciços graníticos intrusivos nos Domínios Curitiba e Luís Alves. O intervalo de idades 600-550Ma representa o principal período de colocação destes corpos (U-Pb em Zircão e isócronas Rb-Sr em rocha total). O intervalo entre 550-500Ma representa o período principal de resfriamento dessas rochas conforme indicam as idades K-Ar em biotitas e anfibólios.

As idades modelo (T_{DM}) indicam o intervalo 2.1-1.85Ga (Ciclo Transamazônico) como principal período de diferenciação dos protólitos que originaram estes granitos, no Ciclo Brasileiro.

Tabela (3.4) Relação dos Principais Dados Geocronológicos dos Granitóides intrusivos nos domínios Luís Alves e Curitiba.

Método Granito	U-Pb (Ma)	Rb-Sr (Ma)	Sm-Nd (T_{DM}) (Ma)	K-Ar (Ma)	Fonte
Agudos do Sul	594±26	570±22, Ri = 0.70735 544±8, Ri = 0.709 596±22, Ri = 0.705 601±23, Ri = 0.70401	2085	Anf = 585±24 Bio = 541±28	Siga Jr. 1995 Kaul & Cordani 1994 Girardi <i>et al.</i> 1974
Corupá	580(6	550±26, Ri = 0.70703	1942	Anf = 533±21 Anf = 523±20	Siga Jr. 1995
Graciosa	594±64	584±12, Ri = 0.70796		Bio = 587±11 569±11 519±13	Siga Jr. 1995
Anhangava		600±20, Ri = 0.7193	1852	Bio = 549±17	Siga Jr. 1995
Morro Redondo	589±37	~580 Ri ~ 710	1978	Anf = 565±20	Siga Jr. 1995

Incluso no contexto geológico da região pesquisada, ocorre a porção meridional do corpo granítico *Agudos do Sul*. Girardi *et al.* (1974) obteve uma isócrona Rb-Sr de três pontos, de $601 \pm 23\text{Ma}$ com R_i de 0.704, para este granito enquanto Kaul & Cordani (1994) obtiveram, na porção norte do mesmo, idades de $596 \pm 22\text{Ma}$ com R_i de 0.705 e $544 \pm 8\text{Ma}$ com R_i de 0.709.

A maior parte das análises radiométricas existentes caracterizam épocas de *atividades graníticas neoproterozóicas* relativas ao Ciclo Brasileiro.

3.2.5 - BACIAS VULCANO - SEDIMENTARES

Expressivas seqüências vulcanosedimentares ocorrem na porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina, representadas pelas bacias de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá (Figura 3.1). São um importante marco geotectônico dentro da evolução dos domínios Curitiba e Luís Alves. Porém, até o momento são pouco conhecidas suas evoluções tectôno-sedimentares.

Características comuns a estas bacias são a presença de sedimentos variados, representando diferentes ambientes deposicionais e importantes contribuições de rochas vulcânicas (lavas, predominando ácidas-intermediárias e rochas piroclásticas).

3.2.5.1 - Bacia de Campo Alegre:

Situa-se no extremo norte do estado de Santa Catarina (próximo a região estudada) e cobre uma área de cerca de 480Km^2 , com formato bacinal grosseiramente elipsoidal e encaixada no âmbito do Domínio Luís Alves. Os primeiros autores a estudarem a região (Carvalho & Pinto 1938 e Maack 1947) não identificaram as rochas da bacia como uma nova unidade e correlacionaram-na à “Serie Itararé”.

Almeida (1949) foi o primeiro a assinalar a presença de rochas vulcânicas e piroclásticas na região, comparando-as com as reconhecidas na Bacia de Itajaí e Castro, atribuindo uma idade eopaleozóica a estas seqüências. Ebert e Brochini (1971) definiram as formações Bateias inferior, Campo Alegre e Rio Turvo e os correlacionaram com o Grupo Castro (PR).

Daitx (1979a e b) e Daitx e Carvalho (1980) analisaram detalhadamente os depósitos das bacias de Corupá e Campo Alegre. Para esta última definiram um empilhamento estratigráfico de seqüências deposicionais *vulcano-sedimentares*: Seqüência conglomerática e arenítica inferior, seqüência vulcânica inferior, seqüência sedimentar intermediária, seqüência vulcânica superior e seqüência sedimentar superior.

Os dados geocronológicos U-Pb e Rb-Sr devem-se a (Basei *et al.* 1992, Siga Jr. *et al.* 1994a e Siga Jr. 1995). A idade U-Pb em zircões de 602 ± 11 Ma (Siga Jr. 1995) de riolitos das bacias Campo Alegre e Guaratubinha, obtida em um mesmo diagrama concórdia é interpretada como relativa à época da cristalização destes zircões e conseqüente formação das rochas vulcânicas destas bacias. Os dados Rb-Sr em rocha total (Siga Jr. 1995) dos riolitos da Bacia de Campo Alegre, mostraram imprecisão em diagrama isocrônico, não permitindo definição quanto à idade da formação destas rochas (499 ± 13 Ma, para uma R_i de 0.70856 e 570Ma, para uma R_i de 0.707).

Os dados K-Ar obtidos em rocha total de traquitos (Ebert & Brochini 1971) indicaram idades de 458 ± 23 Ma e 481 ± 25 .

3.2.5.2 - Bacia de Guaratubinha:

A ocorrência de rochas vulcânicas nesta região já tinha sido referida por Oliveira (1927), Maack (1947), Almeida (1947) e Barbosa (1957).

Foi originalmente reconhecida durante os trabalhos da Comissão da Carta Geológica do Paraná (Fuck *et al.* 1967a, 1969a e 1971). Segundo estes autores, a Formação Guaratubinha é constituída por uma associação de rochas sedimentares e vulcânicas (ácidas e intermediárias), assentando-se em discordância angular sobre os migmatitos, granulitos e granitos do embasamento.

Detalhada por Daitx & Carvalho (1980) a seqüência ocupa uma área de aproximadamente 210Km², na forma de uma faixa de direção aproximada NNE-SSW, localizada a sudeste de Curitiba e a nordeste da Bacia de Campo Alegre. Suas rochas mostram-se afetadas por falhamentos e basculamentos, com as camadas mergulhando geralmente para sudeste e por vezes verticalizadas. Estes autores reconheceram seqüências

sedimentares, vulcânicas ácidas, intermediárias e rochas piroclásticas, sem entretanto estabelecer as relações estratigráficas entre essas unidades .

Castro *et al.* (1994) estabelecem uma estratigrafia composta por cinco associações litológicas, predominando rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e piroclásticas, reduzindo a importância de seqüências sedimentares e salientando o predomínio de vulcânicas.

A idade U-Pb em zircões de 602 ± 11 Ma (Siga Jr. 1995), conforme já comentado, é interpretada como relativa à época de formação das rochas vulcânicas destas bacias. Os dados isocrônicos Rb-Sr em rocha total de riolitos (Siga Jr. 1995) indicaram idade de 570 ± 10 e R_i de 0.70947.

3.2.5.3- Bacia de Corupá:

Ocupa uma área de aproximadamente 50Km², encaixada numa zona de falha com direção geral NE-SW. Os estudos geológicos realizados na bacia de Corupá se devem a Albuquerque *et al.* (1971), Ebert & Brochini (1971), Ebert (1971) e Daitx & Carvalho (1980).

De acordo com Daitx & Carvalho (1980), as rochas de natureza vulcanosedimentar pertencentes à bacia de Corupá mostram identidades litológicas e estratigráficas com as presentes na bacia de Campo Alegre, tendo conglomerados, arcóseos, siltitos, vulcânicas ácidas e básicas e tufos. Nesta bacia observa-se uma intensa atividade tectônica demonstrada pelas atitudes das camadas sedimentares com mergulhos mais elevados, entre 20 e 40°

CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

4. - A SUÍTE GRANITO-MILONÍTICA RIO PIÊN

4.1 - ASPECTOS GEOLÓGICOS GERAIS

As rochas granito-miloníticas desta suíte, estudadas no arredores de Piên, representam o limite meridional de um terreno granítico maior, que se estende a norte, numa largura máxima, da ordem de 22 Km, dentro de uma faixa de direção aproximada N40-50E. O contato deste terreno a norte-noroeste com os gnaisses de Domínio Curitiba (Siga Jr. 1995) e a sul-sudese com os gnaisses anfibolíticos se dá por meio de zonas de cisalhamento e com o Maciço Granítico Agudos do Sul, que ocorre a leste da área mapeada mostra relação "intrusiva", com indicação de atuação de falhamentos transcorrentes rúpteis (traçado retilíneo do contato com os granitóides miloníticos, concordante grosseiramente com a foliação Sn principal destes).

Os granitóides são em geral, de granulação média a grossa, de coloração avermelhada e cinzenta, leuco a mesocráticos, com foliação milonítica heterogeniamente desenvolvida na maioria dos corpos. Geralmente com megacristais centimétricos de feldspatos e com participação constante de biotita e anfibólio, em proporções variadas.

As principais composições destes granitóides são reconhecidas petrográfica e geoquimicamente (Figura 4.1 e 4.2) ocorrendo, principalmente, granodioritos, quartzomonzodioritos e subordinadamente, monzogranitos, representando uma série magmática calcioalcalina- granodiorítica de médio K.

Por critérios petrográficos dividiu-se os granitóides desta suíte em :

- Fácies biotita-ultramilonitos, de cor avermelhada, de granulação fina, concentrada ao longo da ZCP (Fotos 4.1 e 4.2) e representa o limite sudeste desta Suíte Granito-Milonítica.
- Fácies granitóides miloníticos a protomiloníticos, de granulação média a grossa, cor avermelhada, com porfiroclastos de K-feldspatos, biotita e anfibólio (Fotos 4.3 e 4.4).
- Fácies granitóides miloníticos a protomiloníticos, média a grossa, cinzenta, com porfiroclastos de K-feldspatos, biotita e anfibólio (Fotos 4.5 e 4.6) e, representa o limite Noroeste desta Suíte Granito-Milonítica. É notável a existência nestes granitóides de blocos ou lentes de serpentinitos (Foto 4.7), gnaisses anfibolíticos e

xistos magnesianos, que devem representar, enclaves da Suíte Máfico-ultramáfica e dos terrenos gnáissicos-anfibolito-granulíticos da porção sul.

Figura 4.1- Diagrama QAP, com as séries magmáticas de Lameyre e Bowden 1982 e utilizando os calculos de Le Maitre 1989, para as rochas da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên.

Concentrados máficos de biotita e anfibólio (Foto 4.8), são comumente encontrados na facies cinzenta. Ocorrem ainda nestes terrenos diques de microgranitos com largura variável atingindo, 4 metros.

O termo *Milonito*, que adjetiva estes granitóides é usado aqui, de acordo com a classificação de Sibson (1977) e Higgins (1971), onde 50-90% da matriz é recrystalizada dinamicamente, *Ultramilonitos* entre 90 a 100% e os *Proto-Milonitos* tem entre 10 a 50 % de matriz recrystalizada. Todos estes produtos miloníticos ocorrem dentro desta suíte, em proporções variadas, destacando-se os ultramilonitos, que distribuem-se principalmente ao longo da ZCP. A designação da denominação “Suíte Granito-Milonítica Rio Piên” utilizada aqui, incorpora inicialmente o tipo de rochas mapeadas (granitos) e o termo médio (milonito) das feições proto a ultra-miloníticas apresentadas por estes granitóides.

Figura 4.2 Diagrama de razões cationicas Q-P (Debon e Le Fort 1983) utilizado para a discriminação dos granitóides da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên.

4.2 - PETROGRAFIA

Os principais minerais constituintes das rochas da Suíte granito milonítica Rio Piên são, K-feldspato (ortoclásio e microclínio), plagioclásio (normalmente albita), quartzo, biotita, anfibólio (hornblenda), clorita, sericita e muscovita. Entre os acessórios ocorrem zircão, titanita, epidoto, apatita e magnetita. Os minerais mostram variados e diferentes estágios de microestruturas, em função do variável grau metamórfico-deformacional a que foram submetidas estas rochas. A seguir serão descritas as principais características dos principais minerais constituintes destes granitóides.

4.2.1 -Feldspatos (FK e Plagioclásio)

Estes minerais ocorrem principalmente sob a forma de porfiroclastos subhédricos a anédricos e raramente euhédricos, de tamanhos centimétricos, normalmente orientados e alongados com caudas simétricas a assimétricas, segundo a foliação milonítica, com claras evidências de rotação (Fotomicrografia 4.1), formação de subgrãos e desenvolvimento de sombras de pressão. Estas últimas preenchidas por cristais de

quartzo extremamente recrystalizados com forte extinção ondulante ou por concentração de biotita e anfibólio (Fotomicrografia 4.2) e que podem estar presentes também ao longo das margens dos porfiroclastos (Fotomicrografia 4.3).

O grau de trituração, quebramento e rompimento destes porfiroclastos em muitas amostras é elevado, desenvolvendo microfraturas dispostas paralelamente, oblíquas e perpendiculares a foliação (Fotomicrografias 4.4 e 4.5). Por vezes observa-se a formação de pequenos subgrãos finos de feldspatos ao longo destas microfraturas, ou principalmente contornando suas bordas, resultado de recrystalizações dinâmicas e que consequentemente causam o arredondamento dos margens dos feldspatos (Fotomicrografias 4.6 e 4.7). A ocorrência da deformação intracristalina nestes porfiroclastos é observada através de, encurvamento ou destruição das lamellas de geminação (simples ou em grade) e a formação de microfraturas (Fotomicrografia 4.4), bandas de deformação ou geminação mecânica (Fotomicrografia 4.8), forte extinção ondulante e deslocamentos que aparecem em direções cristalográficas principais.

Nas rochas mais deformadas, os porfiroclastos denotam evidências de rotação, recuperação e recrystalização em forma de pequenos grãos que concentram-se ao longo de microfraturas e, principalmente, nas margens dos porfiroclastos. Estas feições, segundo Simpson (1985) indicam alta taxa de deformação responsável pela redução dos porfiroclastos e consequente recrystalização.

As feições micro-estruturais observadas sugerem para os porfiroclastos, rotação envolvendo deformação não-coaxial, servindo como eixos de rotação para o desenvolvimento da foliação milonítica.

A sericitização dos FK e saussuritização nos núcleos dos plagioclásios, bem como, inclusões de quartzo, apatita e epidoto, são feições comumente observadas.

4.2.2 - Quartzo:

O quartzo ocorre geralmente como pequenos cristais, anédricos, recrystalizados e dispersos na matriz da rocha e mostram-se, estirados e orientados segundo a foliação milonítica (Fotomicrografias 4.6 e 4.9) ou nos bordos dos porfiroclastos dos feldspatos, preenchendo sombras de pressão. Apresentam-se ainda, em níveis descontínuos estirados, intercalados heterogenicamente com níveis descontínuos de biotita e anfibólio e paralelizados a foliação (Fotomicrografia 4.10).

O quartzo, por vezes, ocorre nestas rochas em forma de sigmóides de quartzo “Ribbons” normalmente estirados, desenvolvendo muitas vezes caudas alongadas. Apresentam-se orientados paralelamente e/ou obliquamente a foliação, dentro das quais, observa-se subgrãos poligonizados com extinção ondulante moderada à forte, frutos da intensa recrystalização deste mineral, feições características da maioria dos cristais de quartzo presentes, nestes granitóides.

4.2.3 - Biotita:

Este mineral tem presença marcante em todos os granitóides, presente em maior proporção nos granitóides ultramiloníticos que ocorrem próximos a ZCP. Apresenta-se em forma de lamelas orientadas, mostrando cores de pleuroísmo com tons esverdeados a marron, subédricas a anédricas, que se arranjam, com ou sem anfibólitos, em faixas descontínuas e anastomosadas, contornando cristais de feldspatos e quartzo, e orientados definindo principalmente a foliação milonítica. Os cristais de biotita mostram forte deformação, recrystalização e neoformação de finos cristais de biotita, a partir de cristais maiores, concentrados principalmente ao longo dos planos de clivagem ou nas bordas (Fotomicrografia 4.11). *Kink bands* foram observados em diversas amostras, denotando reorientação e deformação desses minerais.

A recrystalização metamórfica associada a elevada deformação resultou na formação de “Mica Fish” e sigmóides de biotita (Fotomicrografia 4.12), que se dispõem paralelos a foliação. Os cristais de biotita geralmente se associam aos anfibólitos em faixas ou em sigmóides, mostrando contatos interdigitados ou difusos sugerindo substituição metamórfica parcial a total, de hornblenda por biotita (Fotomicrografia 4.13). Em algumas rochas, este mineral mostra alteração parcial para clorita, seguindo preferencialmente a clivagem do mineral (Fotomicrografia 4.14) ou concentrando-se ao longo de suas bordas.

A biotita gerada durante o processo magmático, foi posteriormente deformada e intensamente recrystalizada, com geração de novos cristais, durante o processo tectono-metamórfico responsável pelo desenvolvimento da foliação milonítica. A geração da biotita a partir da hornblenda seria também, associado a este processo metamórfico.

4.2.4 - Anfibólio:

O anfibólio destes granitóides é do tipo hornblenda. Ocorrem em forma de cristais euhédricos de hábito prismático e até subhédricos a anédricos, geralmente em associação com a biotita, alongados e orientados subparalelamente, segundo os planos da foliação. Nos granitóides miloníticos e ultramiloníticos apresentam-se intensamente deformados com freqüente aparecimento de sigmóides orientados de hornblenda (Fotomicrografia 4.9). Ocorrem também em níveis anastomosados e dentro de sigmóides associados ou não com a biotita (Fotomicrografia 4.13) que contornam os porfiroclastos de feldspatos. Os cristais da hornblenda mostram, nas margens e acompanhando os planos da clivagem, freqüente alteração para biotita (Fotomicrografias 4.15 e 4.16) e é interpretada como resultado de substituições metamórficas, sin e por vezes tardi-tectônicas ao desenvolvimento da foliação milonítica. Em algumas amostras, verificou-se a alteração parcial deste mineral para a clorita.

A hornblenda aqui descrita, seria gerada em processos magmáticos, sendo posteriormente deformada e por vezes substituída por biotita durante o processo metamórfico.

Os minerais de muscovita, quando presentes, ocorrem normalmente associados a biotita. A sericita aparece como resultado da alteração dos K-feldspatos e a clorita como resultado da alteração da biotita e/ou hornblenda. Os minerais acessórios são principalmente titanita, magnetita, zircão e apatita e ocorrem dispersos nestas rochas, em forma de cristais, euhédricos a subhédricos, geralmente com indícios de fraturamento, isolados ou como inclusões nos principais minerais constituintes.

Os granitóides da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên apresentam texturas, grano-lepidoblásticas ou porfiro-lepidoblásticas. Nos ultramilonitos, que acompanham a ZCP, os processos da milonitização são extremos, alterando a mineralogia e textura original da rocha, passando a predominar principalmente biotita-ultramilonitos.

4.3 - RECONHECIMENTO ESTRUTURAL

A estrutura de maior distribuição nestas rochas, é uma foliação milonítica S_n com aspecto anastomosado (Fotomicrografia 4.17), bem observada na maioria dos granitóides e caracterizada pela orientação preferencial, paralela a subparalela, principalmente de porfiroclastos de feldspatos (FK e plagioclásio), quartzo (cristais finos estirados e em sigmóides), biotita (lamelas orientadas e em forma de sigmóides) e hornblenda (em formas de cristais isolados e em sigmóides).

Figura 4.3.- Diagrama Schimdt-Lambert, hemisfério inferior, de frequência de pólos da foliação principal S_n da Suite Granito-Milonítica Rio Piên.

A foliação milonítica destes granitóides, quando analisada em estereograma (figura 4.3), mostra uma concentração máxima em N66E /64NW com caimentos também para sudeste. Este padrão sugere a possibilidade desta foliação estar afetada por um dobramento cilíndrico, assimétrico, com eixos NE/SW subhorizontais (em torno de 16°/S60W).

O controle da lineação de estiramento, ressaltada principalmente pelo quartzo, tornou-se difícil, em função do elevado grau da alteração dos afloramentos, que dificultou muitas vezes até a identificação da foliação.

O par de foliações Ss-Sc (Lister e Snoke 1984; Simpson e Schmid 1983, Simpson 1985) é freqüentemente observado, principalmente em blocos, dando aspecto anastomosado à foliação. Tal feição se desenvolve devido a deformação ocorrer em rochas graníticas porfíricas, onde o estiramento dos cristais associado a movimentos interstratos diferenciados, promove ondulações e heterogeneidades das superfícies desenvolvidas.

O desenvolvimento da foliação, nos granitóides miloníticos, poderia estar associado, em seu início, a um processo de cavalgamento de N-NW para S-SE, em direção aos gnaisses a sul. Os dados disponíveis indicam ainda, a possível evolução dessa tectônica, ainda em regime dútil, para condições onde predominaria o caráter transcorrente. Lineações minerais escassas, definidas pela orientação de biotita com caimentos de 10-25° para SW e inflexões das foliações dos gnáisses anfibolito-granulíticos para posições paralelas a direção da foliação milonítica dos granitóides sugerem, a atuação dos movimentos transcorrentes também neste domínio.

Reativação tectônica com características transcorrentes de caráter essencialmente rúptil dextral, já ocorrida após a colocação do Granito Agudos pode ser identificada através de algumas estrias de falha subhorizontais na direção NE-SW, deslocamento do corpo granítico Agudos do Sul ao longo do traçado da ZCP, contato retílineo deste granito com os granitóides miloníticos e desenvolvimento generalizado de forte clivagem de fratura.

Deve-se ressaltar que os mergulhos da foliação milonítica destes granitóides, a norte e a nordeste deste terreno granítico, encontram-se ainda mais suaves.

4.4 - METAMORFISMO

As condições metamórficas durante o desenvolvimento da foliação milonítica nestes granitóides podem ser determinadas pela intensidade das mudanças físicas e química dos minerais e associações mineralógicas ora presentes, tais como:

- Formação de subgrãos e intensa recristalização, principalmente de quartzo e subordinadamente, de feldspatos.

- Recristalização e formação de novos cristais de biotita, processo não presente em condições metamórficas de muito baixo grau e indicativo de temperaturas mínimas em torno de 300° C (Simpson 1985a) e a formação de biotitas a partir de hornblenda.
- Permanência da hornblenda, frente ao evento tectôno-metamórfico sofrido por estas rochas, com feições, tais como, hornblenda em forma de sigmóides e substituições parciais por biotita.
- Transformações parciais da biotita para clorita e da hornblenda para clorita.

Os dados mencionados acima, indicam que, a adaptação das fases minerais primárias (feldspatos, quartzo, biotita, anfibólio) para as novas condições termodinâmicas da milonitização, variaram desde fácies xisto verde, zona da biotita até o limite inferior da fácies anfibolito. As feições da alteração parcial da hornblenda para clorita e da biotita para clorita, aconteceriam, quando as condições metamórficas foram as mais brandas possíveis. Dados da literatura indicam temperaturas da ordem de 300° C para a formação de subgrãos e a recristalização dinâmica do FK (Simpson 1985) e 450° C para o plagioclásio (Tulis 1979 e 1983, White 1975). Bell (1979), Etheridge *et al.* (1973), Etheridge e Hobbs (1974), Wilson e Bell (1979) demonstram que, a biotita quando deformada em processo de milonitização da fácies xisto verde produz *kink bands* com recristalização parcial e na fácies anfibolito inferior é completamente recristalizada.

Com o acréscimo da taxa de deformação, os granitóides deformaram-se por fragmentação, rotação e achatamento dos feldspatos, recristalização do quartzo e da biotita. A rotação dos porfiroclastos foi seguida pelo desenvolvimento de microfraturas com o contínuo esmagamento e a recristalização das bordas dos feldspatos. A formação dos *ribbons* de quartzo ocorreu em função da continuidade de sua recristalização e estiramento e, dos novos cristais de biotita, por recristalização e formação a partir da hornblenda. Ocorreu ainda, o forte estiramento de biotita e hornblenda resultando na formação de sigmóides destes minerais. A progressiva deformação com o incremento da taxa da deformação, que atuou variavelmente sobre o terreno granítico (gerando protomilonitos e milonitos), e a transformação mineral intensa, localizou-se principalmente ao longo da ZCP gerando os biotita-ultramilonitos e, em poucos locais ao longo da ZCP, até granito xistificado.

A história tectono-metamórfica dos granitóides mostra que a foliação milonítica foi gerada durante o Neoproterozóico (dados geocronológicos), possuindo caráter heterogêneo e não-coaxial, em regime dúctil, e em condições físico-químicas da facies xisto verde, zona da biotita até o limite inferior da facies anfibolito e associada aos movimentos tectônicos mencionados.

- A Suíte Granito-Milonítica Rio Piên

Prancha Fotográfica (1)

Fotos 4.1 e 4.2 - Aspectos macroscópicos da facies biotita granitóides-ultramiloníticos avermelhados. Amostras (OM03) e (OM04)

Fotos 4.3 e 4.4 - Aspectos macroscópicos da facies granitóides miloníticos a protomiloníticos, avermelhados, com porfiroclastos de K-feldspato. Amostras (OM183) e (OM181)

Foto 4.1

Foto 4.2

Foto 4.3

Foto 4.4

Prancha Fotográfica (2)

Fotos 4.5 e 4.6 - Aspectos macroscópicos da facies granitóides miloníticas a protomilonitos, cinzentos com porfiroclastos principalmente de K-feldspato. Amostras (OM183) e (OM206)

Foto 4.7 - Enclaves com forma de blocos, de serpentinito, em meio aos granitóides da Suíte Granito Milonítico Rio Piên. Amostra (OM177)

Foto 4.8 - Concentrados de biotita e anfibólio (hornblenda) que ocorrem na facies granitóides miloníticas a protomiloníticos cinzentos. Amostra (OM371)

Foto 4.5

Foto 4.6

Foto 4.7

Foto 4.8

Fotomicrografias

Prancha Fotográfica (3)

Fotomicrografia 4.1 - Porfiroclasto euhédrico de K-feldspato (centro da foto) com evidências de deformação com rotação, em meio a uma matriz milonítica caracterizada pela orientação de biotita e anfibólio, geralmente em forma de sigmóides, forte orientação e intensa recristalização de quartzo. Aumento de 25X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 406.

Fotomicrografia 4.2 - Porfiroclasto de K-feldspato (centro da foto) em forma aproximada sigmóidal, desenvolvida por efeito da intenso estiramento e deformação. Observa-se a concentração de biotitas e anfibólios somente em uma margem do porfiroclasto, indicando locais de alívio da deformação. Aumento de 25X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 406.

Fotomicrografia 4.3 - Porfiroclasto de K-feldspato contornado, em suas margens, por cristais orientados de biotita. Aumento de 25X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 409.

Fotomicrografia 4.4 - Porfiroclasto de microclina (observa-se a geminação em grade na borda do cristal) quando submetido a deformação, desenvolvendo fraturas em duas direções preferenciais, uma oblíqua em relação a outra. Observa-se ainda o tritramento da borda do cristal. Aumento de 100X. Nicóis Cruzados. OM 180.

Prancha Fotográfica (4)

Fotomicrografia 4.5 - Porfiroclasto de K-feldspato, apresentando fraturas internas paralelas à direção do fluxo e perpendiculares a esta. Observa-se ainda a formação de subgrãos nas margens do cristal. Aumento de 100X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 182.

Fotomicrografia 4.6 - Processo de formação de subgrãos a partir de porfiroclasto de K-feldspato (parte superior da foto) e conseqüente arredondamento da sua margem. Observa-se ainda o estiramento de cristais de quartzo e finos níveis de biotita. Aumento de 25X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 324.

Fotomicrografia 4.7 - Detalhe da formação de subgrãos (centro de foto) a partir das bordas de porfiroclasto de K-feldspato. Aumento de 100X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 179.

Fotomicrografia 4.8 - Desenvolvimento de bandas de deformação ou geminação mecânica em um porfiroclasto de k-feldspato. Aumento 100X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 416.

Prancha Fotográfica (5)

Fotomicrografia 4.9 - Detalhes de anfibólios, em forma de sigmóides, orientados segundo a foliação. Observa-se ainda cristais estirados e finos recristalizados de quartzo. Aumento de 100X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 408.

Fotomicrografia 4.10 - Detalhe da foliação de um granitóide xistificado, ocorrente no traçado da ZCP. O processo da deformação intensa imprime uma estrutura filonítica. É uma feição pouco comum a estes granitóides. Observa-se a orientação de quartzo em níveis heterogeneamente intercalados a níveis de biotita e muscovita. Aumento de 25X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 214.

Fotomicrografia 4.11 - Processo de recristalização de biotita. Nota-se um cristal maior de biotita (lado direito da foto) em processo de deformação e conseqüente geração de novos cristais de biotita nas margens do cristal. Aumento de 100X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 405.

Fotomicrografia 4.12 - Detalhe de forte estiramento de cristal de biotita resultando na formação de sigmóides, orientados de acordo com a foliação. Aumento de 100X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 416.

Prancha Fotográfica (6)

Fotomicrografia 4.13 - Biotita (marrom) e anfíbólio (verde) constituindo sigmóides e “mica fish”, orientados e dentro de níveis anastomosados, de diferentes dimensões. Observa-se no centro da foto “Mica Fish” constituído de biotita e anfíbólio com contatos difusos sugerindo, substituição incompleta de anfíbólio por biotita. Aumento de 25X. Nicóis paralelos. Amostra OM 414.

Fotomicrografia 4.14 - Biotita em processo de substituição parcial por clorita, ocorrendo ao longo dos planos da clivagens. Aumento de 25X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 417.

Fotomicrografia 4.15 - Cristal de hornblenda, orientado segundo a foliação, substituído nas margens por cristais de biotita (a substituição ocorreria, quando do desenvolvimento da foliação milonítica Sn). Aumento de 25X. Nicóis paralelos. Amostra OM 212.

Fotomicrografia 4.16 - Formação de biotita por substituição de hornblenda, ocorrendo preferencialmente ao longo dos planos da clivagem (esta biotita se formaria tardiamente ao desenvolvimento da foliação Sn). Aumento de 100X. Nicóis paralelos. Amostra OM 217.

Prancha Fotográfica (7)

Fotomicrografia 4.17 - Aspecto microscópico da foliação milonítica presente, na maioria dos granitóides, da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên. Aumento de 25X. Nicóis paralelos. Amostra OM 182.

5. - MACIÇO GRANÍTICO AGUDOS DO SUL

5.1. Aspectos geológicos Gerais:

Representa uma expressiva atividade granítica na região, que se estende a norte e a nordeste até os arredores do municípios de Mandirituba e Tijucas do Sul. A porção meridional deste corpo ocorre na parte leste da região mapeada, onde apresenta relação aparentemente intrusiva com os gnaisses -anfíbolito-granulíticos e com os granitóides miloníticos. Com este último, se dá também, através de um contato retilíneo, aparentemente tectônico (transcorrência rúptil possivelmente dextral).

Litologicamente apresenta uma variedade de fácies dos litotipos constituintes, tendo ainda enclaves de diversas origens. Entre os principais tipos graníticos ocorrem, alcali-feldspato-granito, sienogranitos, monzogranitos e granodioritos.

5.2 - Principais Fácies Graníticas

Por critérios de campo e análise de composição mineral por estimativa visual (Figura 5.1), foram divididas em fácies que serão descritos a seguir.

Figura 5.1 - Diagrama QAP (Streckeisen 1976) discriminando Os principais Tipos graníticos do Maciço Granítico Agudos do Sul. estimativa visual.

5.2.1 - Fácies Sienogranítica-Alcali-Feldspato Granítica:

É a principal fácies deste maciço granítico, predominando em extensa área. As rochas apresentam-se isótropas com textura inequigranular porfirítica, granulação grossa e cor predominante avermelhada a rosada (Fotos 5.1 e 5.2). São constituídas predominantemente por K-feldspato (geralmente microclina), quartzo, pequenas proporções de plagioclásio (albita) e biotita. Como acessórios são comuns, zircão, apatita, fluorita, muscovita, carbonato e opacos. A presença de anfibólio (hornblenda) é rara e quando este ocorre encontra-se associado a biotita. O quartzo ocorre sob a forma de cristais anédricos, inequigranulares com dimensões que alcançam o máximo de 0.5 cm, em contatos nítidos e irregulares com os K-feldspatos ou como inclusões neste. Normalmente não apresentam extinção ondulante, exceção ,quando próximo ao contato com os granitóides miloníticos e em zona de falha localizadas, internas ao maciço.

O k-feldspato ocorre geralmente sob a forma de megacristais, normalmente subhédricos, com geminação em grade, ocasionalmente pertíticos, apresentando contatos nítidos e irregulares com o quartzo. Mostram-se dispersos caoticamente na rocha, com evidências de sericitização, apresentando inclusões de diversos minerais principalmente quartzo, zircão e apatita. O plagioclásio albitico ocorre em quantidade normalmente inferior a 10% do volume da rocha, em forma de cristais milimétricos, subhédricos, zonados e saussuritizados, principalmente nos núcleos. A biotita ocorre em quantidade inferior a 10%, em forma de cristais subhédricos lamelares, dispersos caoticamente na rocha, intersticiais ou circundando os cristais do quartzo e com freqüente alteração para clorita nas bordas ou ao longo da clivagem.

5.2.2 - Fácies Granodiorítica - Monzogranítica, Cinzenta e Fina:

Apresenta-se como uma fácies isótropa, de cor cinza claro, equigranular e de granulação fina (Foto 5.3). A mineralogia principal é constituída, basicamente, por de K-feldspato (microclínio), quartzo, plagioclásio (albita a oligoclásio), biotita e anfibólio. O quartzo ocorre sob a forma de cristais finos anédricos e em contato irregulares com os feldspatos e com rara extinção ondulante. Os feldspatos (FK e plagioclásio), ocorrem em forma de cristais finos, geralmente euhédricos a subhédricos com geminação em grade

(FK) e simples e ocasionalmente polissintética nos plagioclásios. A biotita ocorre em forma de cristais euhédricos a subhédricos, sem orientação, em associação com hornblenda e com freqüente alteração parcial ou total para clorita. Como acessórios são comuns, zircão, titanita, apatita e opacos.

Manchas máficas com formas retangulares e dimensão da ordem de 1 a 2 cm, estão freqüentemente presentes. Estas, são constituídas por biotita e anfibólio e distribuídas caoticamente na matriz. Foram observados cristais de quartzo arredondados, vistos a olho nú, contornados por biotita e anfibólio formando aglomerados ao redor destes. São feições típicas desta fácies e também de diversas fácies do Granito Agudos. Ocorrem ainda em alguns locais, megacristais de K-feldspato rosados a avermelhados dispersos numa matriz cinzenta fina, típica desta fácies.

5.2.3.- *Fácies Biotita-Granodiorítica- Monzogranítica, Avermelhada-Cinzenta e Grossa:*

Apresenta-se como, fácies isótropa, granulação média a grossa (Foto 5.4) e mineralogia a base de K-feldspato (microclina), plagioclásio (albita), quartzo, biotita e hornblenda. Ocorrem ainda epidoto, opacos, zircão, apatita e titanita, como minerais acessórios.

O k-feldspato ocorre sob a forma de cristais subhédricos a anédricos, com formas tabulares que alcançam até 1 cm de diâmetro, normalmente sericitizados. O plagioclásio (albita) apresenta-se em forma de cristais menores anédricos a subhédricos. O quartzo ocorre como cristais anédricos e inequigranulares, dispersos caoticamente na rocha e com contatos nítidos e constantes com os feldspatos. Ocasionalmente, mostra feições de manteamento, onde minerais máficos (biotita e anfibólio) concentram-se ao longo de suas bordas. A biotita (10-20%) ocorre sob a forma de cristais maiores bem desenvolvidos, dispersos na matriz da rocha, bem como, em cristais menores finos anédricos, com processos de alteração para clorita, concentrando-se ao longo da clivagem. O anfibólio (hornblenda) ocorre na forma de cristais prismáticos, dispostos de forma caótica e associados geralmente a biotita.

Em certos locais, foram observados concentrados máficos em torno de, no máximo 2 cm de diâmetro, constituídos predominantemente por biotita e anfibólio (Foto

5.5), sugerindo representar processos de mistura de magmas ? (Magma Mixing), envolvendo termos graníticos e gabróides.

Esta fácies, quando analisada geoquímicamente sem a presença dos concentrados máficos, apresenta um comportamento geoquímico distinto das demais fácies principalmente em seu conteúdo de elementos menores (Y e Nb) e terras raras.

5.2.4 - Fácies Sienogranítica-Monzogranítica Rosa-Acizentada e Fina:

Apresenta-se como fácies isótropa, granulação fina, equigranular (Foto 5.6) tendo como principais minerais, K-feldspato (microclínio), plagioclásio (albita), quartzo, biotita, anfibólio e clorita. Como acessórios, são comuns, titanita, magnetita, zircão, apatita e opacos. O k-feldspato ocorre sob a forma de cristais subhédricos a anédricos com dimensão da ordem de 0.3 mm, normalmente em contato irregular com cristais de quartzo. Este se apresenta em forma de cristais anédricos, límpidos e sem extinção ondulante. A biotita ocorre dispersa caoticamente na rocha, em forma de cristais subhédricos lamelares finos, com freqüente alteração parcial para clorita e encontra-se associada ao anfibólio, quando presente.

5.3 - Corpos Gabro-Dioríticos :

Dentro da porção mapeada do Maciço Granítico, ocorrem corpos de composição gabróide, do tipo piroxênio-hornblenda gabro e hornblenda-gabro (Figura 5.2). Apresentam formas aproximadamente lenticulares e dispersas, onde as rochas são de cor cinza a cinza esverdeada, mesocráticas, granulação variável, de fina a média, e estrutura isótropa (Foto 5.7). Em alguns locais, observa-se uma foliação incipiente. São constituídos basicamente por plagioclásio (andesina), piroxênio (principalmente clinopiroxênio), anfibólios (hornblenda, tremolita-actinolita), além de biotita, epídoto e clorita. O quartzo e k-feldspato são traços ou ausentes.

Figura 5.2 - Diagrama Px-Plagio-Hb (Streckeisen 1976) para as rochas gabro-dioríticas incluídas no Maciço Granítico Agudos do Sul. Estimativa visual

O plagioclásio (andesina), apresenta-se em forma subhédrica, geminação polissintética, caoticamente distribuídos na rocha, mostrando-se parcialmente saussuritizados e em contato constante com os piroxênios. Estes últimos ocorrem na forma de cristais anédricos, em contato irregular e gradacional com tremolita- actinolita. Por vezes observa-se somente núcleos reliquiais de piroxênio ou pseudomorfos deste totalmente substituídos por tremolita-actinolita que imprimem uma foliação incipiente na rocha. A biotita ocorre como cristais lamelares, apresentando contatos nítidos com os piroxênios, hornblendas e plagioclásios, Sua proporção varia de 5% chegando até 15% do volume da rocha, apresentando freqüente alteração para clorita. A hornblenda ocorre em forma de cristais prismáticos associados aos piroxênios e a biotita.

Foram encontrados neste maciço granítico, diversos enclaves, em forma de blocos de serpentinitos e talco-xistos que, provavelmente, representam partes da Suíte Máfico-ultramáfica e ainda, gnaisses máficos que poderiam pertencer os compartimento gnáissico anfibolito-granulítico.

Entre as facies graníticas e os corpos gabro-dioríticos, são observadas rochas de composição intermediária, de dimensões métricas, a exemplo de rochas com pórfiros de k-feldspato e matriz máfica (biotita, anfibólio e piroxênio) e feições como, porções graníticas em meio a uma matriz máfica. Estas feições são interpretadas como possíveis facies de mistura (?), entre os termos gabrodioríticos e graníticos.

Maciço Granítico Agudos do Sul

Prancha Fotográfica (1)

Fotos 5.1 e 5.2 - Aspectos macroscópicos da facies principal sienogranítica alcali-feldspato-granítica avermelhada e grosseira. Amostra (OM104)

Foto 5.3 - Aspecto macroscópico da facies granodiorítica-monzogranítica cinzenta fina. Amostra (OM66)

Foto 5.4 - Aspecto macroscópico da facies biotita grano-monzogranítica avermelhada-cinzenta grosseira. Amostra (OM67)

Prancha Fotográfica (2)

Foto 5.5 - Concentração de máficos (biotita + anfibólio) que ocorrem nas facies biotita granodiorítica-monzogranítica avermelhada-cinzenta e grosseira. Amostra (OM67)

Foto 5.6 - Aspecto macroscópico da facies sienogranítica-monzogranítica rosa acinzentada fina. Amostra (OM80)

Foto 5.7 - Aspecto macroscópico dos corpos gabro-dioríticos, incluídos no Maciço Granítico Agudos do Sul. Amostra (OM65)

6 - A SUÍTE MÁFICO-ULTRAMÁFICA

6.1 - Aspectos Geológicos Gerais:

As rochas Máfico-ultramáficas desta suíte, constituem corpos lentiformes e sinuosos, distribuídos, principalmente entre os granitóides miloníticos e os gnaisses-anfibolito-granulíticos, se posicionando ao longo e próximo a *Zona de Cisalhamento Piên* (ZCP). As principais ocorrências na área mapeada são:

- *Campina dos Crispins* (C.C.): Corpo alongado na direção aproximada N45-50E alojado, entre os granitóides e os gnaisses anfibolítico granulíticos, apresentando comprimento aproximado de 6 km e largura variável entre, 0.2 e 1, 5 km.
- *Campina dos Maias* (C.M.): Ocorre em meio aos gnaisses anfibolito-granulíticos, próximos à ZCP, com direção aproximada E-W, com comprimento aproximado de 5 km e largura variável de 0.5 a 3 km.

São freqüentes ainda, lentes estreitas, dispersas e entremeadas aos gnaisses anfibolito-granulíticos, alcançando um comprimento máximo de 1 km e ainda, corpos de dimensões menores não mapeáveis na escala deste trabalho distribuídos, entre os dois corpos principais.

- Enclaves, em forma de lentes ou blocos de dimensões variáveis, de centimétricas a métricas, distribuídos internamente, tanto nos granitóides miloníticos, como no Maciço Granítico Agudos do Sul, são comuns.

Os litotipos predominantes nesta suíte são serpentinitos, ocorrendo em proporções menores e associadas a estes, metaperidotitos serpentinizados (principalmente harzburgitos), metapiroxenitos (principalmente ortopiroxenitos), metagabronoritos e xistos magnesianos. Os serpentinitos e os xistos magnesianos representam os produtos tectono-metamórficos das rochas peridotíticas e piroxeníticas e apresentam, constantemente, uma foliação milonítica, bem desenvolvida, caracterizada pela orientação da serpentina. Os xistos magnesianos e os gabronoritos, concentram-se preferencialmente junto a borda sul do corpo C.M. As relações de contato entre os gabros e os termos ultramáficos adjacêntes, são desconhecidas, podendo os primeiros representarem tanto formas em diques ou *sills*.

Os contatos destas rochas ultramáficas com as encaixantes são essencialmente tectônicos (falhas de cavalgamento e transcorrentes) envolvendo tanto os gnaisses anfibolito-granulíticos, a sul, quanto os granitóides miloníticos, a norte. Não foram observadas feições

que sugerem uma relação ígnea intrusiva destes corpos. As bordas desses corpos e suas porções internas mostram-se fortemente deformadas, dobradas, ou até mesmo desmembradas, assumindo um caráter brechóide-milonítico.

Num perfil gravimétrico, de direção NW, entre os terrenos do Dominio Curitiba e Luis Alves, uma anomalia positiva foi detectada por Mantovani *et al.* (1989), com valor em torno de 10 mgal. Tal anomalia foi interpretada como resultado da presença destes corpos, sugerindo ainda, segundo estes autores, um contato inclinado relacionado a uma descontinuidade crustal profunda entre os domínios mencionados.

6.2 - PETROGRAFIA DOS CORPOS MÁFICO-ULTRAMÁFICOS

Serão tratados aqui os dados petrográficos macro e microscópicos das principais rochas desta suíte. O estudo petrográfico realizado, envolveu a descrição de inúmeras amostras e lâminas petrográficas com o intuito de verificar, os principais minerais constituintes da cada litotipo e as feições estruturais e texturais presentes.

6.2.1 - Metaperidotitos Serpentinizados e Serpentinitos:

Nos corpos ultramáficos de C.C. e C.M, ocorrem rochas com composições variáveis entre meta-dunitos e meta-harzburgitos, serpentinizados (Figura 6.1). Apresentam coloração cinza escuro, de granulação fina e são constituídas predominantemente por olivina (forsterita), serpentina, ortopiroxênio (enstatita), clinopiroxênio (diopsídio-augita), espinélio (hercenita-paleonasto, Girardi 1974), e opacos. Carbonato, tremolita, talco e clorita são minerais secundários. Não foram observadas nestas rochas plagioclásio, granada ou anfibólio. A serpentinização predomina, onde a concentração de olivina é maior. Isto propicia o aparecimento de níveis de olivina-serpentina (mais susceptíveis a serpentinização) e de olivina-piroxênio (menos susceptíveis a serpentinização) com menor proporção de olivina.

Microscopicamente, a olivina ocorre como cristais anédricos, com freqüente extinção ondulante, em um arranjo granular com o piroxênio, espinélio e opacos, caracterizando uma textura granoblastica. Os cristais da olivina mostram-se freqüentemente com expressivo fraturamento e com, aparecimento de serpentina ao longo das fraturas internas e nas bordas (Fotomicrografia 6.1). Freqüentemente, os cristais maiores de olivina, deformados e triturados, formam subgraões com núcleos reliquiares de olivina contornados por serpentina. A substituição por serpentina ocorre preferencialmente ao longo das fraturas e em torno dos

subgrãos, se processando a partir das bordas em direção ao centro dos cristais e com os núcleos de olivina mostrando-se orientados, segundo os planos da foliação (Fotomicrografia 6.2).

O piroxênio apresenta-se como cristais subhédricos a anédricos com dimensões semelhantes ou maiores do que os da olivina, sem alterações e em contatos nítidos e irregulares com este último (Fotomicrografia 6.2) ou intensamente fraturados e por vezes cominuidos nas bordas. Mostra freqüente extinção ondulante, lamelas de deformação, alterações e fraturas internas múltiplas, normalmente preenchidas por serpentina (Fotomicrografia 6.3). O preenchimento destas fraturas por serpentina é, muitas vezes, o resultado do fluxo desta a partir dos cristais, de olivina serpentizada, adjacentes.

O espinélio ocorre sob a forma de cristais anédricos, cor normalmente verde clara (mais comum) ou levemente marrom, normalmente preenchendo os interstícios irregulares entre os cristais de olivina e/ou piroxênio. Observa-se ainda, por vezes, o talco como resultado da alteração de piroxênios. Os cristais de olivina e piroxênio se dispõem normalmente em uma textura granular, cortada, freqüentemente, por planos de foliação ou clivagens de fratura preenchidos por serpentina.

Mercier e Nicolas (1975) utilizam o espinélio para a distinção de ultramáficas residuais e cumuláticas. Segundo estes, o espinélio em ultramáficas residuais é normalmente anédrico, tende a se agrupar com orto e clinopiroxênios, apresenta coloração avermelhada-escura a marrom e é aluminoso. Em cumulos ultramáficos, o espinélio é euhédrico, associa-se a olivina, rico em Cr e opaco em seções delgadas. A cor verde do espinélio é normalmente atribuída a processos metamórficos.

Os metaperidotitos, quando fortemente serpentizados, apresentam-se com foliação bem desenvolvida (Foto 6.1), cuja a superfície é caracterizada pela orientação de serpentinas. Tais superfícies, mostram-se normalmente anastomosadas e subparalelas, definindo a foliação Sn, observada na maioria dos corpos ultramáficos. Esta foliação, por vezes, concentra-se segundo planos preferenciais, onde há incremento da foliação e conseqüentemente, maior serpentização (Foto 6.2).

A alternância de níveis piroxeníticos e de olivina-serpentina, define, em algumas rochas, um bandamento observado macro e microscopicamente (Fotos 6.3 e 6.4). Este, possivelmente representaria um antigo bandamento composicional de origem ígnea.

Figura 6.1 - Diagrama triangular Opx-Ol-Cpx (Streckeisen 1976) indicando a composição, por estimativa visual, das rochas ultramáficas da região de Piên. Ol=olivina + serpentina.

Os serpentinitos apresentam granulação fina a muito fina, coloração cinza escuro a cinza esverdeado, sendo constituídos principalmente por serpentina, espinélio, opacos, restos de olivina e piroxênio. Análises realizadas por (Girardi 1974) através de difração de raio X, análise térmica diferencial e de dissolução seletiva, revelaram que o tipo da serpentina mais comum das ultramáficas desta região é a lizardita, ocorrendo subordinadamente a antigorita.

Entre as feições texturais reliquias em serpentinitos, quando a deformação é ausente e ocorre somente serpentinitização total, observam-se pseudomorfos de olivina em contato poligonal, caracterizando ainda uma textura granoblastica preservada (Fotomicrografia 6.4). Nos serpentinitos, ainda é observada uma textura onde ocorrem núcleos de olivina envolvidos por um entrelaçado composto de serpentina e que, quando deformados, mostram-se orientados acompanhando planos de cisalhamento que imprimem uma foliação cataclástica (Fotomicrografia 6.5). Nestes serpentinitos, observa-se ainda restos da textura granoblastica. Quando a serpentinitização ocorre acompanhada de uma forte deformação, há o desenvolvimento somente de finos cristais de serpentina, recristalizados e orientados (Fotomicrografia 6.6), definindo uma foliação milonítica. Pelo exposto, as estruturas presentes nestes serpentinitos variam entre cataclásticas a miloníticas.

São presentes ainda, vênulas milimétricas a centimétricas preenchidas por serpentina, que a nível macro e microscópico, formam um sistema complexo de fraturas em rede,

cortando desordenadamente a foliação principal da rocha dificultando, muitas vezes, a identificação desta.

Em certos locais e, principalmente, no corpo de C.C., é identificada uma foliação S_{n+1} que corta obliquamente a foliação principal S_n e/ou bandamento (Foto 6.5). Esta foliação é caracterizada pela orientação de serpentina em planos irregulares do tipo *flaser*.

6.2.2 - Metapiroxênitos

São rochas de granulação fina a média por vezes grossa, de coloração cinza a cinza escuro, compostas principalmente por ortopiroxênio (enstatita), clinopiroxênio (diopsídio-augita), olivina (forsterita) e serpentina. Em proporções menores, ocorrem espinélio, opacos, anfibólio (pargasita-hornblenda), talco, tremolita, carbonato e clorita.

Entre os metapiroxênitos, ocorrem variedades (Figura 5.1) tais como, olivina-ortopiroxênio serpentinizados, websterito, olivina-websterito, espinélio-ortopiroxênio (cumuláticas ?) e ortopiroxênitos. Quando serpentinizados, a proporção de serpentina alcança nestas rochas 15 a 20% de volume.

Os metapiroxênitos ocorrem tanto como camadas concordantes, intercaladas nas seqüências metaperidotíticas/serpentiníticas ou em forma de diques tardios que cortam discordantemente essas seqüências, posteriormente deformados, com desenvolvimento de foliação na rocha hospedeira (Foto 6.6a) ou eventualmente, dobrados desarmonicamente (Foto 6.6b).

O piroxênio apresenta-se sob a forma de cristais subhédricos a anédricos, incolores, com intenso fraturamento interno preenchido por serpentina, arredondamento de suas bordas e a presença de lamelas de deformação. Observa-se, em algumas amostras, a alteração de piroxênio para carbonato, serpentina e talco. A olivina ocorre em forma de cristais anédricos, triturados formando subgrãos com substituições constantes por serpentina. O espinélio, ocorre sob a forma de cristais anédricos, preenchendo os interstícios entre os cristais de piroxênio (Fotomicrografia 6.9) e apresenta coloração verde (mais comum) ou levemente marrom.

Os metapiroxênitos, quando pouco deformados, apresentam textura granular deformada (Fotomicrografia 6.7) caracterizada ainda pela poligonização entre os cristais subhédricos a anédricos de piroxênio (predominantemente Opx), geralmente triturados. Quando intensamente deformados desenvolvem uma foliação cataclástica-milonítica, caracterizada pelo intenso fraturamento e trituramento desordenado dos cristais do piroxênio

e da olivina (Fotomicrografia 6.8), com os planos preenchidos principalmente por, serpentina, talco e carbonato.

Há feições em forma de “Colunas” ou “Charuto” de composição piroxenítica, conforme observado no corpo de C.M. Estas colunas mostram-se perpendiculares a foliação, sendo contornados por uma matriz foliada de composição serpentina-peridotítica. Essas colunas, possivelmente, de cumulos piroxeníticos, alcançam aproximadamente 7 cm de comprimento e 3-4 cm de largura e apresentam textura granoblastica, com os interstícios entre os cristais do piroxênio preenchidos por espinélio. Devem representar estruturas reliquiares magmáticas modificadas, por processos tectôno-metamórficos posteriores, relacionados a serpentinização.

Geralmente, os piroxenitos desta suíte contém espinélio, fato que os diferencia de outros corpos piroxeníticos que ocorrem no compartimento gnáissico anfibolito-granulítico a sul, estes últimos apresentando ainda, hornblenda, plagioclásio, ortopiroxênio (hiperstênio) e clinopiroxênio em proporções mais elevadas.

Figura 6.2 - Diagrama triangular Piroxênio-Plagioclásio-Hornblenda (Streckeisen 1976) indicando, a composição (por estimativa visual) das rochas gabróicas da suíte máfica de Piên.

6.2.3 - Rochas Gabróicas

São rochas que apresentam composições variáveis (Figura 6.2 e 6.3) entre gabronoritos, olivina-gabronoritos, ortopiroxênio-norito, noritos e espinélio-gabronoritos, concentrando-se preferencialmente no corpo C.M. As relações destes corpos com as encaixantes ultramáficas, são pouco conhecidas (em razão, possivelmente, da situação alóctone do corpo C.M.), podendo representar intrusões em forma de diques e/ou intercalações com os litotipos ultramáficos.

São rochas constituídas por ortopiroxênio (enstatita), clinopiroxênio (diopsídio-augita), anfibólio (pargasita-hornblenda), plagioclásio (andesina-labradorita), espinélio e, em menores proporções, serpentina, clorita, talco, epidoto, opacos e carbonatos. Apresentam estrutura ora maciça ora finamente bandada, esta definida pela alternância de níveis finos, descontínuos, milimétricos ricos em (piroxênio e anfibólio) e níveis félsicos (essencialmente de plagioclásio). A textura é granular-cataclástica, caracterizada pelo arranjo poligonal, entre os cristais de plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio.

Quando deformados, apresentam uma estrutura milonítica, paralela a subparalela e por vezes, oblíqua ao bandamento mencionado e caracterizada pela orientação de planos preenchidos por serpentina, bem como, dos minerais constituintes triturados e alongados.

Figura 6.3 - Diagrama triangular Opx-Plag-Cpx (Streckeisen 1976) indicando, a composição (por estimativa visual) das rochas gabróicas da suíte máfico-ultramáfica de Piên.

6.2.4 - Xistos Magnesianos:

Este grupo de rochas está representado principalmente por talco-xisto, talco-serpentina-xisto, serpentina-talco-xisto e, subordinadamente, clorita-talco xisto e tremolita-xisto. A mineralogia principal é a base de talco (50-90%), tremolita (10-30%), clorita (10-40%), serpentina (5-20%) e opacos (0-5%). Ocorrem intercalados nos serpentinitos e concentram-se preferencialmente, ao longo da borda meridional do corpo de C.M. e, em menor proporção, nas bordas do corpo de C.C.

Apresentam coloração esverdeada a cinza-esverdeada, granulação fina a muito fina e texturas nemato-lepidoblásticas (Fotomicrografia 6.10). Observam-se núcleos de serpentina contornados por coroas de talco, por vezes totalmente talcificados. Em certos locais, ocorrem porfiroblastos de tremolita distribuídas caoticamente na rocha, à exemplo de lentes próximas a ZCP.

A foliação normalmente apresenta padrão anastomosado sendo definida pela orientação de talco, tremolita, clorita e serpentina, denotando estiramento pronunciado, bem como, a intensa moagem dos minerais. Esta unidade da suíte, parece resultar do metamorfismo de rochas ultramáficas (peridotíticas, piroxeníticas e até estas mesmas serpentinizadas) em contato com as zonas de falhas e poderia estar relacionada e justificada sua ocorrência principal no corpo ultramáfico de C.M, pela posição tectônica deste último.

6.3 - RECONHECIMENTO ESTRUTURAL

A intensa deformação destes corpos é uma feição marcante, fato este, possivelmente, ocasionado por serem essas rochas menos competentes que suas encaixantes e terem concentrado grande parte dos esforços deformacionais ocorridos na região. Cuidados especiais foram tomados visando evitar-se considerações crono-estruturais equivocadas. O fato da existência, em alguns locais de planos serpentinizados com padrão caótico, cortando ou acompanhando a foliação, se tornam muitas vezes fatores complicadores na determinação da foliação e seu real posicionamento.

Em geral, as rochas Máfico-ultramáficas mostram uma foliação Sn, bem desenvolvida (Foto 6.1), com aspecto freqüentemente anastomosado, caracterizada pela orientação, de superfícies serpentinizadas. Esta foliação apresenta-se, notadamente no corpo de C.C., subparalela e por vezes oblíqua ao bandamento (Fotos 6.4 e 6.5). Este bandamento, é constituído por intercalações de níveis de composições harzburgíticas/duníticas

serpentinizadas e olivina-piroxeníticas e piroxeníticas, com passagens gradacionais entre esses tipos. Uma segunda foliação S_{n+1} (Foto 6.5) foi observada, notadamente nas rochas do corpo C.C. e caracterizada por finos níveis de serpentina, oblíquos a S_n . As atitudes desta foliação S_{n+1} são semelhantes aos da S_n e foram tratados conjuntamente, sem denotar, qualquer diferença, nas suas atitudes.

Quando analisadas em estereogramas, as superfícies S_n mostram, no corpo de C.C., concentrações máximas em torno de $N64E/50-70NW$ (Figura 6.4) e definem uma guirlanda indicativa de dobramentos cilíndricos assimétricos com eixos construídos inclinados para W e SW.

Figura 6.4 - Diagrama Schindt-Lambert, hemisfério inferior, de frequência de pólos da foliação principal S_n do corpo C.C.

As lineações minerais, caracterizadas pela orientação de serpentina e medidas nas superfícies S_n e analisados em conjunto com os eixos de mesodobras estão distribuídos (Figura 6.5) entre $20^{\circ}-50^{\circ}/S43-89W$. As lineações minerais com caimentos variáveis, entre 10° a 50° para $N40W$ a $N70W$ (Figura 6.5) e que se encontram transversais à direção das foliações do corpo C.C. (Figura 6.4), representam possivelmente lineações do reliqueares tipo

a cinemáticas e estariam relacionadas ao processo de cavalgamento de NW para S-SE, que envolveria também os granitóides miloníticos.

Figura 6.5 - Diagrama dos principais lineações minerais no corpo ultramáfico de Campina dos Crispins

No corpo de C.M., os planos da foliação apresentam baixos mergulhos (S_n máximo em torno de N66E/ 20NW) com freqüentes ondulações e dispersões entre N40E/ 40NW e N54W/ 29NE (Figura 6.6). São observadas mesodobras intrafoliais simétricas a assimétricas (Fotos 6.7 a e b) com eixos NE/SW subhorizontais. O comportamento estrutural deste corpo indica a existência de dobramentos recumbentes que, associados às lineações minerais do tipo (a) cinemáticas que variam entre 10°-30°/N20-60W (Figura 6.7), sugerem um processo da colocação do corpo C.M. sobre os gnaisses-granulíticos em forma de *klippe*.

Corpo Campina dos Maias
 No de polos : 120
 Sn Máximo : N66E/ 20 NW
 Isocurvas : 2,4,6,8,9 e 10 %

Figura 6.6 - Diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, de freqüência de pólos da foliação principal Sn do corpo ultramáfico de Campina dos Maias.

Corpo Campina dos Maias
 Lineações Minerais

Figura 6.7 - Diagrama dos principais lineações minerais no corpo de Campina dos Maias.

Foram observados em campo relações de contato entre as ultramáficas do corpo de C.M. e os gnaisses subjacentes. As rochas ultramáficas se encontram tectonicamente por sobre os gnaisses, apresentando superfícies onduladas e de baixo angulo (Foto 6.8).

Os dados planares e lineares dos corpos de C.C. e C.M., sugerem a colocação destes por processos associados a tectônica tangencial.

A verticalização das foliações observada em alguns locais, nos corpos C.C. e C.M, é atribuída a uma tectônica transcorrente tardia.

Os corpos ultramáficos encontrados em meio aos gnaisses anfibolíticos-granulíticos, que se distribuem na porção sul da área, ocorrem como lentes e exibem foliações em diversas direções (Figura 6.8) denotando, em parte, similaridades com o padrão estrutural regional dos gnaisses granulíticos encaixantes.

Figura 6.8 - Diagrama Schimidt-Lambert, hemisfério inferior, de frequência de pólos da foliação principal Sn dos corpos ultramáficos que ocorrem entremeados aos gnaisses-anfibolito-granulíticos.

6.4 - METAMORFISMO

As observações petrográficas indicam que a serpentinização se desenvolveu predominantemente em rochas de composição peridotítica, a partir de reações metamórficas envolvendo principalmente a olivina e possivelmente o piroxênio (reações indiretas). Este processo ocorreria como consequência da adição de fluidos aquosos, ricos em água, principalmente em dunitos, peridotitos e olivina-piroxenitos, promovendo a serpentinização. Uma rocha constituída principalmente por olivina e piroxênio, quando submetida a hidratação, em temperaturas ao redor ou abaixo de 500°C, sofreria reações diretas e indiretas, propiciando a serpentinização e esteatização (Evans 1977, Jenkins 1981, Winkler 1979). Entre as reações que podem ter ocorrido considerando-se a mineralogia destas rochas e as observações petrográficas, pode-se relacionar as seguintes:

- Olivina + água = serpentina + brucita ($f \text{ H}_2\text{O}$ é alto. reação entre 400 e 450°C)
- Enstatita + água = talco + olivina
Olivina + água = serpentina (reação em 300°C, formação indireta de serpentina a partir de piroxênio)
- Olivina + talco + água = serpentina (reação em torno de 400-450°C)
- Serpentina + água + CO_2 = talco (formação de talco em $f \text{ CO}_2$ mais alto)
- Serpentina + quartzo = talco + CO_2 (reação em 300°C, formação de talco por assimilação de sílica, possivelmente, a partir das encaixantes)
- Serpentina + CO_2 = talco + magnesita
- Serpentina + diopsídio = tremolita + olivina + água (400 a 500°C).

A paragênese magmática primária, no caso dos serpentinitos, metaperidotitos e olivina-piroxenitos serpentinizados, seria constituída, predominantemente, por olivina, ortopiroxênio (enstatita), clinopiroxênio (augita-diopsídio), espinélio e opacos (cromita ?), arrançados em uma textura granoblastica, formada em ambiente da geração dos protólitos ultramáficos. A paragênese secundária é o resultado da deformação e metamorfismo destas rochas e ocorreria após, ou durante, a colocação destas rochas em níveis crustais superiores e seria formada por minerais como serpentina, talco, tremolita, carbonato, clorita e opacos.

As observações petrográficas nas rochas desta suíte e as reações apresentadas (que ocorrem em temperaturas em torno de 400 a 500°C), indicam um metamorfismo, no intervalo da facies xisto verde (zona da biotita) até o início da facies anfibolito, responsável pela

generalizada serpentinização. Os dados sugerem ainda, a possibilidade da ocorrência de duas fases de geração de serpentinas, em ambos os corpos de C.C e C.M. A primeira atinge a maioria dos corpos, apresentando serpentinas orientadas segundo a foliação Sn e ainda, gerando os xistos magnesianos nas bordas destes corpos. Na segunda, tem-se a formação de cristais maiores de serpentina que preenchem fraturas e clivagens de fraturas, oblíquas e caóticas em relação a foliação Sn.

Os xistos magnesianos, principalmente os talco-xistos, mostram feições texturais de substituição de serpentina por talco, sugerindo uma origem a partir de serpentinitos por transformações posteriores ou associadas à serpentinização, em zonas de falhas. Tal processo pode ter ocorrido por reações, já apresentadas, envolvendo variação de CO₂ ou adição de SiO₂ a partir das encaixantes. As encaixantes granulíticas (rochas conhecidas por elevados conteúdos em CO₂, Newton 1980), podem ter contribuído para a formação e a localização destas rochas preferencialmente no corpo C.M.

Alguns aspectos tais como, paragêneses de olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio que ocorrem em uma textura original granoblástica, (produto de recristalização metamórfica em alto grau ?), bem como, os dados de geotermo-barometria, apresentados para os piroxênios desta suíte por Girardi (*op cit.*) com temperaturas em torno de 750-800°C e pressões de 5-7 Kbares, seriam indicativos da passagem destas rochas por um metamorfismo na facies granulito (?). Mesmo este último ocorrendo, isto não implica em relação temporal com a fase metamórfica granulítica dos terrenos gnáissico-granulíticos, porque tal grau e feições texturais poderiam até ocorrer em ambiente de geração dos protólitos ultramáficos mantélicos, com paragêneses formadas em alta temperatura.

O tipo de associação litológica, (serpentinitos, metaperidotitos do tipo harzburgitos serpentinizados, ortopiroxenitos entrecalados com harzburgitos e em forma de diques, xistos magnesianos), rochas gabróicas (que possam representar diques e/ou sills), contatos tectônicos (por cavalgamentos e transcorrências), texturas essencialmente finas e estruturas miloníticas (Nicolas et al. 1980), serpentinização intensa, aloctonia dos corpos, concentração maior ao longo e próximos da ZCP (separando terrenos de composições e idades distintas), são condizentes com atuais traços de colunas ofiolíticas pré-existent desloçadas em sua base, obductadas e possivelmente erodidas em zonas de descontinuidades, resultantes de colagens ou colisões. (Jackson e Thayer 1972, Coleman 1977 a e b, Coleman e Irwin 1974, Dewey 1974, Nicolas 1989).

Os dados geoquímicos apontam afinidades com corpos gerados em ambientes tectônicos relacionados a margens continentais ativas.

Para efeito de comparações e conhecimento, a tabela (6.1), retirada e traduzida do Pearce et al. (1986) apresenta, os principais dados geológicos, dos principais complexos máfico-ultramáficos Paleozóicos e Meso-Cenozóicos que ocorrem em diversos locais do mundo. Mesmo não tendo todos os dados possíveis que a tabela apresenta, a Suíte Máfico-ultramáfica de Piên mostra semelhanças em parte (litotipos mantélicos, assinaturas geoquímicas, a provável seqüência de cristalização) com as do tipo SSZ (Supra-Subduction Zone).

Complexo Máfico-Ultramáfico/Localização	1 Assinatura Geoquímica Seq. Inferior	Assinatura Geoquímica S. Superior	2 Sequência de Cristalização	3 Litotipo mantélico	4 Presença de corpos de cromita	5 Espessura de Lavas (Km)	6 Espessura crustal total (Km)	7 Tipo da cobertura Sedimentar/Vulcano- sedimentar	8 Idade da Formação	9 Idade da Colocação	10 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	Jl	Jl-M	SSZ
Papua (New Guinea)	IAT	IAT	BC	H	-	-	> 4.5	VS?	KS-TI	TI	SSZ
Semai (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 (S. California- USA)	IAT	IAT	C	H	-	1.0	2.5	PS	KM	-	SSZ
Zambales (Filipinas)	IAT	IAT	C	H	C	-	-	P	TI?	TS	SSZ
Sermiento (S. Chile)	MORB	CAB*	-	-	-	2.0	> 4	VS	J	-	MORB/SSZ
Smartville (W-Serra Nevada)	MORB	CAB*	D	-	-	1.5	> 4	VS	J	J	MORB/SSZ
Bay of Islands W. Newfoundland-USA	MORB	MORB	D	HL	(C)	0.3	3-4	S	OI	OM	MORB
Pindos (Grécia)	MORB	IAT	D	HL	(C)	0.4	2-3	P	Jl	Jl-M	MORB
Liguria	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	Jl	-	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-Alcaninos * 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 = Ambientes de ofiolitos relacionados com zonas de subducção; MORB = Ambientes de ofiolitos relacionados com margens continentais passivas.

Suíte Máfico-Ultramáfica

Prancha Fotográfica (1)

Foto 6.1 - Detalhes da foliação milonítica, desenvolvida nos serpentinitos, caracterizada pela orientação de serpentina. (Afloramento OM192)

Foto 6.2 - Concentração de deformações segundo planos preferenciais e paralelos e conseqüente desenvolvimento da foliação, segundo estes, causando maior serpentinização. (Afloramento OM149)

Foto 6.3 - Detalhe do bandamento composicional, alternando níveis com maior participação do piroxênio e níveis de olivina-serpentina. (Afloramento OM191)

Foto 6.4 - Nesta foto observa-se a foliação subparalela a oblíqua ao bandamento anteriormente mencionado. (Afloramento OM191)

Prancha Fotográfica (2)

Foto 6.5 - Foliação $S_n + 1$ subparalela à oblíqua à foliação S_n . Nota-se ainda o bandamento composicional. (Afloramento OM193). Corpo de C.C.

Foto 6.6 (a,b) - Piroxenitos em forma de diques, posteriormente deformados, com desenvolvimento de foliação na rocha hospedeira (a), ou desarmonicamente dobrados (b). Corpo de C.M. Afloramento OM 348.

Prancha Fotográfica (2)

Foto 6.5 - Foliação $S_n + 1$ subparalela à oblíqua à foliação S_n . Nota-se ainda o bandamento composicional. (Afloramento OM193). Corpo de C.C.

Foto 6.6 (a,b) - Piroxenitos em forma de diques, posteriormente deformados, com desenvolvimento de foliação na rocha hospedeira (a), ou desarmonicamente dobrados (b). Corpo de C.M. Afloramento OM 348.

Photo 6.6a

Photo 6.6b

Photo 6.6c

Prancha Fotográfica (3)

Foto 6.7 (a,b) - Dobras simétricas e assimétricas, intrafoliais, de eixos aproximados N70E/12° e flancos em baixo ângulo localizadas no Corpo de C.M. (Afloramento OM 38 e OM 348)

Foto 6.8 - Rochas serpentínicas do corpo C.M posicionadas sobre os gnaisses anfibolíticos-granulíticos. Apresentam superfícies onduladas e de baixo ângulo. (Afloramento OM 398)

Fotomicrografias

Prancha Fotográfica (4)

Fotomicrografia 6.1 - Detalhe de cristais de olivina serpentinizados segundo as fraturas internas do cristal, desenvolvendo-se a partir das bordas em direção ao centro de cada cristal. Na parte inferior da foto observa-se um cristal de ortopiroxênio sem alterações, exceção do preenchimento de suas fraturas por serpentina. Aumento de 100X. Nicóis cruzados. Amostra OM 190 . Corpo de C.C.

Fotomicrografia 6.2 - Substituição parcial de olivina por serpentina desenvolvendo-se preferencialmente acompanhando as fraturas internas, dos cristais de olivina. Observa-se os núcleos de olivina preservados e orientados que a nível de aumento maior acompanham os planos da foliação. No canto direito da foto nota-se um cristal de ortopiroxênio inalterado. Aumento de 100X. Nicóis cruzados. Amostra OM 188. Corpo de C.C..

Fotomicrografia 6.3 - Detalhe de cristais de ortopiroxênios com desenvolvimento de intenso micro-fraturamento. Observa-se no lado direito inferior da foto, fraturas múltiplas preenchidas por serpentina, resultado do fluxo destes minerais a partir do cristal de olivina adjacente. Aumento de 100X. Nicóis cruzados. Amostra OM 55. Corpo de C.C.

Fotomicrografia 6.4 - Processo de serpentinização total . Observa-se ainda pseudomorfos de olivina dispostos em uma textura granoblástica preservada. Aumento de 100X. Nicóis cruzados. Amostra OM 193. Corpo de C.C.

Prancha Fotográfica (5)

Fotomicrografia 6.5 - Processo de serpentinização total. Nota-se a preservação parcial da textura granoblastica e o aparecimento de uma estrutura cataclástica, caracterizada pelo intenso trituramento dos cristais de serpentina. Observa-se ainda o alongamento de pseudomorfos de olivina já serpentinizados com formação de bandas de deformação. Aumento de 100X. Nicóis cruzados. Amostra OM 308. Corpo de C.M..

Fotomicrografia 6.6 - Formação de finos cristais de serpentina resultado da intensa deformação e conseqüente recristalização, orientados definindo a foliação em serpentinitos . Observa-se a ausência completa de pseudomorfos de olivina. Aumento de 25X. Nicóis cruzados. Amostra OM 38. Corpo de Campina dos Maias.

Fotomicrografia 6.7 - Aspecto geral da textura granoblastica em piroxenitos da Suíte Máfico-ultramáfica pouco deformados, com presença de fraturamentos intracristalinos. Nota-se a presença de alguns cristais de olivina. Aumento 25X. Nicóis cruzados. Amostra OM 192. Corpo de C.C.

Fotomicrografia 6.8 - Aspecto microscópico da textura granoblastica em piroxenitos da Suíte Máfico-ultramáfica. Observa-se o contato entre os piroxênios preenchido por espinélio. Textura cumulática (?). Aumento de 25X. Nicóis cruzados. Amostra OM 344. Corpo de C.C.

Prancha Fotográfica (6)

Fotomicrografia 6.9 - Aspecto Geral da estrutura cataclástica desenvolvida em olivina-piroxenito. Observa-se o intenso fraturamento e trituramento dos cristais de piroxênio e deformação e substituição parcial por serpentina, em cristais de olivina (cor avermelhada e azul). Aumento de 25X. Nicóis cruzados. Amostra OM 349. Corpo de C.M.

Fotomicrografia 6.10 - Aspecto textural microscópico de tremolita-serpentina-talco-xisto. Aumento de 400X. Nicóis cruzados. OM 347. Corpo de C.M.

7-COMPARTIMENTO GNÁISSICO ANFIBOLITO-GRANULÍTICO

7.1 - Aspectos Geológicos Gerais:

As rochas deste compartimento compõem a margem norte-noroeste do Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.* 1979) ou “Domínio Tectônico Luis Alves” (Siga Jr. 1995) e se distribuem a partir da ZCP em direção ao sul. Uma pequena porção ocorre a norte desta zona. Constituem-se em ampla diversidade de gnaisses, tendo muitas vezes passagens bruscas e complexas entre seus litotipos. Afloram descontinuamente, apresentando-se muitas vezes alterados, o que dificultou uma melhor divisão e compreensão geológica deste compartimento.

Próximo à ZCP, numa faixa de direção NE de aproximadamente 4 a 5 Km de largura, as rochas presentes são caracterizadas pela destruição parcial-total das paragêneses minerais da facies granulito e geração de novas paragêneses, retrógradadas, de mais baixo grau, cujos principais litotipos são: gnaisses félsicos a anfibólio, gnaisses félsicos miloníticos, gnaisses a anfibólio e plagioclásio, anfibolitos e gnaisses granatíferos e ainda biotita-hornblenda gnaisses, gnaisses biotíticos e gnaisses anfibolíticos. Apresentam rejuvenecimentos isotópicos K-Ar e estruturação tectônica com direção predominante E-W e NE-SW, distinta da observada mais a sul e afastada da ZCP, com orientações francamente NW. Neste setor, entre os litotipos, predominam gnaisses granulíticos félsicos com ocorrências restritas de níveis granatíferos, gnaisses granulíticos máficos ricos em biotita, gnaisses granulíticos máficos com porções indeferenciadas da série charnoquítica (enderbitos, charno-enderbitos e charnoquitos) e gnaisses granulíticos máficos ricos em granada. Em digrama QAP essas rochas granulíticas (Figura 7.1), mostram composições charnoquíticas, charno-enderbíticas, enderbíticas, quartzo noríticas, noríticas e quartzo jutoníticas.

Figura 7.1 - Diagrama QAP (Streckeisen 1974) discriminando os principais litotipos do Compartimento Gnaissico Anfibolito-Granulítico. (Estimativa Visual).

7.2 - Descrição dos Principais Litotipos

São abordados aqui as principais características macro e microscópicas das principais rochas que compõem este compartimento. As porcentagens dos minerais, quando apresentadas, são resultantes de estimativas visuais.

7.2.1 - Gnaisses Granulíticos Félsicos e Gnaisses Félsicos e/ou Miloníticos a Anfibólio com lentes de Gnaisses Granulíticos Félsicos Granatíferos:

Estas rochas concentram-se principalmente na porção norte e leste deste compartimento numa faixa aproximadamente E-W. Mostram coloração cinza esverdeada clara (Foto 7.1) e possuem estruturas gnaissicas finas a grossas e/ou levemente foliadas a maciças e texturas geralmente granoblásticas. Os principais minerais constituintes são plagioclásio, por vezes antipertítico e microclínio, por vezes pertítico (60-70%, predominando o plagioclásio), quartzo (>20%), biotita (0-5%), anfibólios (5-15%), granada (0-5 %), ortopiroxênio e clinopiroxênio (5-10%), normalmente hiperstênio e diopsídio. Estes últimos, ocorrendo em forma de cristais subhédricos a anédricos, dispersos na massa

quartzo-feldspática ou em níveis finos e associados aos anfibólitos. A biotita, quando presente, apresenta pleocroísmo castanho-escuro a avermelhado escuro e ocorre sob a forma de cristais lamelares, subhédricos, orientados e associados geralmente aos ortopiroxênios e anfibólitos. Os grãos de quartzo apresentam-se na forma de cristais anédricos, freqüentemente com extinção ondulante. Ocorrem ainda, epidoto, apatita e zircão.

Associados a estes litotipos ocorrem lentes de granulitos félsicos granatíferos (granada > 5%), levemente foliados ou maciços; serpentinitos, gnaisses anfibolíticos, granulitos máficos levemente foliados e injeções quartzo-feldspáticas

Quando próximos à ZCP, apresentam-se geralmente com estruturas miloníticas (Foto 7.2), com forte estiramento mineral, principalmente de quartzo, ocorrendo freqüentemente, formação de subgrãos e recristalizações. Ocorre ainda alteração parcial (concentrando-se nas bordas ou segundo os planos de clivagem) ou total dos orto e clinopiroxênios para anfibólio fibroso do tipo tremolita-actinolita e/ou cumingtonita, formação de epidoto ao redor dos plagioclásios e alteração de granada, quando ocorre, principalmente em opacos.

7.2.2 - Gnaisses Granulíticos Máficos e Gnaisses a Anfibólio e Plagioclásio

Representam uma expressiva parte deste compartimento. Apresentam coloração cinza esverdeada (Fotos 7.3, 7.4 e 7.5), geralmente foliados ou com bandamento gnáissico fino a grosso heterogêneo, caracterizado pela alternância de níveis de composição ($\pm$ quartzo, $\pm$ Fk e essencialmente plagioclásio) e níveis constituídos principalmente por hornblenda, biotita e piroxênio. A maioria destas rochas é constituída de plagioclásio (30-60 %), quartzo (5-15%), k-feldspato (5-10 %), anfibólio (15-25 %), biotita (5-10 %), granada (0-5%) e ortopiroxênio-clinopiroxênio (10-20%). Os minerais menos comuns são da série tremolita-actinolita e/ou cumingtonita, opacos, zircão e apatita.

O ortopiroxênio ocorre sob a forma de cristais subhédricos a anédricos com pleocroísmo verde claro a amarelado ou marrom claro. Geralmente não apresenta alteração e quando ocorre concentra-se em suas bordas ou segundo os planos de clivagens, originando anfibólio fibroso de cor esverdeada. Apresenta-se geralmente em contato poligonal com os demais minerais (plagioclásio, biotita, hornblenda) ou em intercrescimento simpletítico com o plagioclásio e a biotita. Esta última apresenta pleocroísmo castanho escuro a avermelhado e ocorre em forma de lamelas orientadas subparalelamente, definindo principalmente a foliação. O anfibólio fibroso resulta também da alteração secundária da hornblenda. Esta última apresenta-se geralmente em forma de cristais anédricos com pleocroísmo verde oliva,

frequentemente sem alterações e em contatos nítidos com a biotita e os piroxênios e, por vezes, com inclusões de quartzo.

A granada concentra-se principalmente nos gnaisses granulíticos máficos, ricos neste mineral (proporção em volume alcança 5%) e que ocorrem como lentes esparsas. Apresentam-se sob a forma de cristais anédricos, fraturados, frequentemente com inclusões de biotita, plagioclásio e quartzo ou em intercrescimento com biotita e piroxênio na presença de quartzo e/ou plagioclásio.

Quando próximos a ZCP, principalmente à norte do corpo ultramáfico de C.M, tornam-se gnaisses a anfibólitos (hornblenda tremolita-actinolita e/ou cumingtonita) e plagioclásio. Apresentam-se milonitizados (Foto 7.6), com forte estiramento e recrystalização mineral principalmente de quartzo, quando este último está presente. Exibem texturas grano-nematoblásticas produzidas pela intensa alteração parcial (núcleos relictuais de piroxênio contornados por anfibólitos fibrosos) ou total, dos orto e clinopiroxênios para anfibólitos do tipo tremolita-actinolita-cumingtonita, dispostos subparalelamente, definindo a foliação. Estes anfibólitos ocorrem também como resultado de alteração de hornblendas.

Intercalados aos gnaisses granulíticos máficos ocorrem lentes de serpentinitos, gnaisses félsicos, gnaisses granulíticos máficos associados com anfibolitos e gnaisses anfibolíticos granatíferos (descritos a seguir), gnaisses biotíticos, biotita-hornblenda-gnaisses e biotita-gnaisses. Estes últimos apresentam bandamento, caracterizado pela alternância de níveis grosseiros quartzo-feldspáticos com níveis ricos em biotita, intensamente recrystalizada, com geração de novos cristais orientados paralelamente e, em posição oblíqua, ao bandamento (Foto 7.7).

Ainda dentro desta unidade, a sul e a leste do corpo ultramáfico de C.M. ocorrem porções indiferenciadas enderbíticas, charno-enderbíticas e charnoquíticas (Foto 7.8) com texturas granoblásticas e estruturas levemente foliadas ou maciças.

7.2.3 - Gnaisses Granulíticos Máficos Granatíferos e Anfibolitos e Gnaisses anfibolíticos granatíferos associados.

Ocorrem principalmente a norte dos corpos ultramáficos de C.M e C.C sob a forma de corpos lenticulares e intercalados aos gnaisses granulíticos máficos, na direção aproximada E-W, com cerca de 2 km de comprimento e 0.6 km de largura.

Estas rochas apresentam coloração cinza escura (Fotos 7.9 e 7.10) e constituem-se de plagioclásio do tipo andesina a labradorita (20-40%), ortopiroxênio do tipo hiperstênio (10-25%), clinopiroxênio (10-20 %), anfibólio (20-30%), granada (5-15%) e opacos (8-10%). A

biotita (pleocroísmo castanho escuro a avermelhado escuro), apatita, quartzo e actinolita-tremolita perfazem 5% do volume da rocha. Nos termos melanocráticos, a granada alcança altas proporções, apresentando-se preferencialmente em níveis, ocorrendo sob a forma de porfiroblastos, com diâmetro entre 2-5 cm, rotacionados, orientados ou não, segundo a foliação destas rochas. A estrutura gnáissica é materializada por níveis milimétricos a centimétricos, descontínuos de plagioclásio, alternando-se com níveis de hornblenda e/ou piroxênio e/ou piroxênio e plagioclásio. Neste último há concentração preferencial de granada que possui freqüentes inclusões de piroxênio e plagioclásio. As rochas exibem, dentro destas bandas, texturas granoblásticas caracterizadas pelos contornos relativamente retos entre os minerais subhédricos a anédricos de hornblenda, piroxênio e plagioclásio, com a granada crescendo principalmente em níveis, contendo estes dois últimos minerais. A foliação é definida principalmente pela disposição em formas relativamente alongadas dos minerais da hornblenda, segundo a direção do bandamento.

Dentro do contexto da ocorrência destas rochas estão associados, anfibolitos e gnaisses anfibolíticos granatíferos, estes últimos de coloração cinzenta escura, granulação fina a média e constituídas por plagioclásio, hornblenda, ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada, tremolita-actinolita, epidoto, biotita e opacos. Os anfibolitos granatíferos apresentam-se constituídos principalmente por plagioclásio, anfibólios e granada e, apresentam textura porfiro-nematoblástica. Constituem as partes mais próximas à ZCP e mostram feições claras de processos retrometamórficos, tais como: alteração total ou parcial de piroxênios em anfibólios fibrosos do tipo actinolita-tremolita e/ou cumingtonita, formação do epidoto, plagioclásios da variedade albita-oligoclásio e a presença da granada com alteração em suas bordas para opacos e, em suas inclusões, de piroxênio para anfibólios fibrosos mencionados.

7.2.4 - Gnaisses Granulíticos Máficos ricos em Biotita

Estas rochas situam-se na porção sudeste deste compartimento, a sul do corpo granítico Agudos do Sul, e ocorrem como lentes, na direção NW-SE, intercaladas aos gnaisses granulíticos máficos. Se diferenciam destes últimos por conterem maior quantidade de biotitas, que se apresentam orientadas paralelamente ao bandamento, definindo a foliação da rocha. Possuem coloração cinza esverdeada a cinza escura (Fotos 7.11, 7.12 e 7.13) e são constituídos por plagioclásio (40-50%), ortopiroxênio e clinopiroxênio (25-30%), hornblenda (10-20%) e biotita (20-30%) de cor castanha-escuro a avermelhada. Quartzo, apatita, opacos e granada são os minerais acessórios mais comuns. Apresentam bandamento milimétrico a centimétrico, heterogêneo, caracterizado pela alternância de níveis com maior concentração

de plagioclásio e níveis com plagioclásio, biotita, ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda, em uma textura lépido-granoblástica. A granada, quando presente, ocorre associada aos minerais de plagioclásio, piroxênio e biotita e quartzo, estes, muitas vezes, em forma de inclusões. A orientação mineral destas rochas é definida principalmente pela disposição paralela a subparalela dos cristais lamelares de biotita e, secundariamente, pelo alongamento dos cristais de hornblenda.

7.2.5 - *Gnaisses Anfibolíticos*

Ocorrem ao norte do corpo ultramáfico C.M e são compostos principalmente por plagioclásio do tipo oligoclásio a andesina (40-60%), anfibólios do tipo hornblenda, actinolita e cumingtonita (40-50%) e epídoto. Entre os minerais de menor expressão, ocorrem biotita, quartzo, FK (microclina), clorita e apatita. São de coloração cinza a cinza escuro e apresentam-se foliados (foto 7.14) ou com bandamento fino, caracterizado pela alternância de níveis finos, heterogêneos e milimétricos de plagioclásio com níveis de hornblenda, actinolita e/ou cumingtonita. Pseudomorfos de piroxênio são observados, com alteração total para os anfibólios fibrosos mencionados.

A hornblenda ocorre sob a forma de cristais anédricos, por vezes prismáticos, com pleocroísmo verde escuro a marrom, orientados de acordo com a foliação e exibem freqüentemente alteração em suas bordas para actinolita. Este último mais a cumingtonita dispõem-se em forma de cristais aciculares, orientados segundo a foliação ou concentrando-se acima e ao redor dos pseudomorfos de piroxênios, em forma de agregados. O plagioclásio ocorre em forma de cristais subhédricos a anédricos com contatos geralmente poligonizados, geminação polissintética, mostrando freqüentemente feições de fraturamento interno, tritramento das bordas, bandas de deformação e alterações. O epídoto ocorre em forma de cristais anédricos, dispersos caoticamente na rocha e associados principalmente aos plagioclásios.

7.2.6.- *Gnaisses Biotíticos e Biotita-Anfibólio Gnaisses*

Ocorrem junto e próximos à ZCP, sob a forma de lentes descontínuas, de no máximo 2.5 km, distribuídas em um *trend* aproximado N40-50E e, em parte, embutidos nos gnaisses anfibolíticos. São rochas de coloração esverdeada, cinza a cinza escuro e exibem bandamento fino a grosso, heterogêneo, caracterizado pela alternância de níveis de $\pm$ FK + plagioclásio (albita-oligoclásio) e quartzo (5-10%) e, níveis de hornblenda, tremolita-actinolita e biotita

(20-30 %). Este último mineral possui pleocroísmo esverdeado e ocorre em forma de cristais lamelares intensamente recrystalizados, orientados, segundo a foliação que, normalmente, é paralela ao bandamento. Além destes, ocorrem ainda cristais maiores de biotita deformados, com encurvamento das superfícies de clivagens e em forma de “kink bands”, exibindo bordas com recrystalização e geração de novos cristais finos de biotita. A hornblenda, de cor amarelo escuro a castanho, ocorre em forma de cristais subhédricos a anédricos ou em forma prismática, associada à biotita e, por vezes, alterando-se para tremolita-actinolita.

O quartzo, quando presente, apresenta-se intensamente recrystalizado, em forma de sigmóides ou cristais dispersos na rocha ou em forma de inclusões. Os feldspatos se apresentam em forma de cristais fraturados, com fortes extinções ondulantes. Ocorrem ainda, freqüentemente, cristais anédricos de piroxênio com alteração total para anfibólios tipo tremolita-actinolita. Os cristais de epidoto apresentam-se sob a forma de grãos arredondados, distribuídos caoticamente na rocha. A foliação nestas rochas é definida principalmente pela orientação subparalela de anfibólios e biotitas.

7.2.7 - Xistos Anfibolíticos

Localizados junto a ZCP, são rochas de coloração cinza esverdeada, granulação fina, constituídas por hornblenda, actinolita, biotita e epidoto. Apresentam uma xistosidade fina bem desenvolvida, caracterizada pela orientação de hornblenda, tremolita-actinolita e biotita. Este último ocorre sob a forma de finas lamelas, com pleocroísmo marrom, orientadas segundo a foliação e associadas aos anfibólios, que apresentam formas normalmente prismáticas (hornblenda) e aciculares (tremolita-actinolita), em texturas do tipo lepidonematoblásticas. A hornblenda, apresenta normalmente pleocroísmo castanho, apresentando alterações para actinolita. A tremolita e a actinolita ocorrem em forma de cristais aciculares, bem orientados com contatos interdigitados e difusos entre ambos.

Em campo, estes xistos anfibolíticos gradam, em direção ao norte (já no traçado da ZCP), para xistos anfibolíticos com quartzo, intensamente recrystalizado, com forte extinção ondulante e concentrando-se em níveis intercalados as concentrações de anfibólio e biotita, em texturas grano-nematoblásticas.

7.2.8 - Gnaisses Granulito-Piroxeníticos

São rochas de coloração cinza escuro a preta, granulação média a grossa, ocorrentes restritamente em meio aos gnaisses granulíticos máficos, em forma de blocos. São

constituídas por hornblenda (20-25 %), plagioclásio (10-20 %), biotita (0-5), ortopiroxênio (hiperstênio) e clinopiroxênio (diopsídio). Estes dois últimos somados perfazem até 60% do volume da rocha. Mostram bandamento caracterizado pela alternância de níveis finos milimétricos de plagioclásio e níveis grosseiros, centimétricos, de hornblenda, ortopiroxênio e clinopiroxênio.

7.2.9 - Hornblenditos

Freqüentemente ocorrem como lentes ou blocos associados tanto aos gnaisses félsicos quanto aos máficos. São de coloração verde clara, granulação grossa, constituídos essencialmente por hornblenda. Microscopicamente, mostram texturas grano-nematoblásticas com freqüentes inclusões de quartzo nas hornblendas, indicando possivelmente geração a partir de protólitos essencialmente piroxeníticos.

7.2.10 - Veios Quartzo -Feldspáticos

São de granulação média a grossa e constituídos principalmente por microclínio e quartzo com níveis finos de hornblenda e clorita. Estão encaixados dentro da porção próxima à ZCP em forma de veios cortando a foliação. Devem representar material gerado por fusões anatéticas.

7.3 - RECONHECIMENTO ESTRUTURAL:

A estruturação principal neste compartimento é definida por uma foliação ou um bandamento gnáissico heterogêneo fino, por vezes, grosseiro, caracterizado pela intercalação de níveis de plagioclásio, quartzo e Fk com níveis milimétricos a centimétricos de ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, biotita e granada. Os constituintes mineralógicos nestes níveis mostram-se orientados ou não, acompanhando geralmente o bandamento. Quando próximo da ZCP, a foliação é definida por seu caráter milonítico, paralela e por vezes oblíqua ao bandamento e caracterizada pela orientação principalmente de biotita, anfíbios e estiramento de quartzo.

Na porção sul deste compartimento, a foliação Sn (bandamento) se concentra principalmente em torno de N64W/60NE mostrando oscilações para SW (Figura 7.3), sugerindo caracterizar um dobramento desta foliação com, eixos subhorizontais, se

posicionando em torno de N50-60W e direção axial neste sentido. Frequentes mesodobras intrafoliais com eixos N50-60W subhorizontais e lineações minerais 20°-40°/N40-60W (Figura 7.4), caracterizadas pela orientação de biotita e anfibólio, subparalelas a esses eixos, têm sido encontradas.

Figura 7.2 - Diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, de frequência dos polos da foliação Sn no Compartimento Gnaissico Anfibolito-granulítico. Foliações distantes da ZCP.

Quando próximo à ZCP, os litotipos exibem uma mudança na estruturação, mostrando foliações Sn de caráter milonítico, superimpostas paralelamente e por vezes oblíquas, ao bandamento e concentradas, variavelmente, em torno de E-W/48N e N60-80E/50-70NW (Figura 7.3). Ainda ocorrem variações para SE concentradas principalmente, na parte deste compartimento, ocorrente a norte do corpo ultramáfico de C.C.

As lineações minerais, medidas nas superfícies Sn e caracterizadas pela orientação de biotita e anfibólio e estiramento do quartzo, próximas a ZCP, se dispoem em torno de 40°-50°/S50-70W (Figura 7.4). A similaridade estrutural planar e, em parte linear, desta porção norte do compartimento gnáissico anfibolito-granulítico com os granitóides da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e os corpos ultramáficos, é bem evidente, enquanto na porção sul deste compartimento, os gnaisses exibem uma distribuição espacial NW, característica do padrão regional do Domínio Luis Alves.

Figura 7.3 - Diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, de frequência dos polos da foliação S_n no Compartimento Gnaissico Anfibolito-granulítico. Foliações próximas da ZCP.

Figura 7.4 - Principais lineações minerais no Compartimento Gnaissico Anfibolito-Granulítico.

7.4 - Paragêneses Minerais e Metamorfismo

A análise petrográfica permitiu identificar, neste compartimento, um primeiro evento metamórfico principal, com paragêneses típicas de facies granulito presentes, preferencialmente, nos litotipos mais afastados da ZCP. Condições metamórficas do limite inferior da facies anfibolito também são verificadas afetando posteriormente as porções mais próximas e ao longo da ZCP. As principais paragêneses formadas e equilibradas durante o metamorfismo granulítico, observadas nos litotipos félsicos, intermediários e máficos deste compartimento, são as seguintes:

Plag + Fk + Qtz + Opx + Cpx ± Bio

Plag + Qtz + Opx ± Cpx ± Gr ± Fk

Plag + Qtz + Hb + Opx + Gr ± Cpx

Plag + Qtz + Bio + Opx + Cpx + Hb ± Qtz ± Gr

Plag + Opx + Cpx + Gr + Hb ± Bio

Plag + Opx + Cpx + Bio ± Hb

Plag + Bio + Hb + Gr ± Cpx

As paragêneses formadas e/ou equilibradas durante o metamorfismo retrógrado em condições de facies anfibolito, nos litotipos próximos à ZCP, em decorrência do retrabalhamento metamórfico e infiltração de fluidos por processos tectônicos relacionados a ZCP, são as seguintes:

Hb + Plag + Gr + Tremolita-Actinolita + Cumingtonita ± Opx ± Cpx

Hb + Plag + Gr + Epidoto + Tremolita-Actinolita + Cumingtonita ± Opx

Hb + Plag + Bio ± tremolita-actinolita ± Opx ± Cpx

Hb + Plag + Actinolita + Bio + Epidoto ± Cumingtonita

Legenda: (Bio = Biotita, Opx = Ortopiroxênio, Cpx = Clinopiroxênio, Plag = Plagioclásio, Hb = Hornblenda, Gr = Granada, Qtz = Quartzo, Fk = K-Feldspato).

A maioria das paragêneses mencionadas da facies granulito (Harley 1989), caracterizam a zona regional do hiperstênio de Winkler (1976). As texturas mais frequentes nas rochas deste compartimento são granoblásticas (Fotomicrografia 7.1 e 7.2), lépido-granoblásticas, grano-poiquiblasticas, grano-nematoblasticas e nematoblasticas (Fotomicrografia 7.3).

As *duplas de piroxênio*, Opx (hiperstênio) e Cpx (diopsídio) estão presentes em boa parte dos gnaisses granulíticos félsicos e máficos. São cristais essencialmente subhédricos a anédricos, incolores a pleocróicos, com pleocroísmo verde pálido a amarelado. Encontram-se dispostos caoticamente na rocha, principalmente nos gnaisses granulíticos félsicos ou, se alinham segundo à foliação ou bandamento em contato poligonal entre si e com hornblenda, biotita e plagioclásio. Podem ainda apresentar-se em intercrescimento simpletítico, principalmente com biotita e plagioclásio (Fotomicrografia 7.4). Estas duplas aparecem como inclusões em granadas, principalmente nos gnaisses granulíticos granatíferos. Nos litotipos gnaissicos mais próximos da ZCP, ocorrem como cristais parcial ou totalmente alterados para tremolita-actinolita e cumingtonita, com a substituição concentrando-se em suas bordas e acompanhando os planos de clivagem do mineral (Fotomicrografia 7.5).

Os *anfibólios* são geralmente do tipo Hornblenda, tremolita-actinolita e cumingtonita. A *hornblenda* da facies granulítica ocorre sob a forma de cristais subhédricos a anédricos com pleocroísmo verde oliva em contato geralmente poligonal entre si e também com os demais minerais, principalmente biotita e piroxênio (Fotomicrografia 7.6) e ainda inclusa neste último sob a forma de grãos arredondados. Esta feição de inclusão sugere envolvimento em uma reação incompleta de desidratação do tipo, $Hb + Qzo = Opx + Cpx + Plag + \text{água}$ (Winkler 1976). A hornblenda aqui, estaria em equilíbrio químico e termodinâmico com as biotitas e piroxênios, ambos cristalizados, em condições de facies granulito. A referida reação se desenvolveria também nos hornblenditos (OM 282, 246), porém em direção inversa, restando o quartzo como inclusões em hornblenda.

A *tremolita-actinolita* ocorre como produto da substituição parcial ou total de piroxênio (Fotomicrografias 7.7 e 7.8) e, a *cumingtonita* como do piroxênio (Fotomicrografia 7.9), provavelmente por reações de hidratação do tipo $Opx + Cpx + Plag + \text{água} = Hb + Qzo$ e $\text{piroxênio} + \text{água} = \text{cumingtonita} + Qzo$. Estes anfibólios de hábito fibroso ocorrem nos litotipos mais próximos da ZCP e são formados, provavelmente, por abaixamento das temperaturas e soerguimento tectônico destes terrenos, em fase bem posterior ao pico do metamorfismo granulítico. Muitas hornblendas da facies granulito, quando presentes em rochas que ocorrem próximas a ZCP, apresentam, com frequência, substituições parciais por tremolita-actinolita ou permanecem sem alterações.

Um tipo de hornblenda, com pleocroísmo ora verde escuro ora marrom, ocorre nos gnaisses anfibolíticos, biotita-anfibólio gnaisses, gnaisses biotíticos e os xistos anfibolíticos (Fotomicrografia 7.10) com evidências de substituição parcial por actinolita-tremolita ou

somente associada a estes. É possível que esta hornblenda não tenha sua geração associada a facies granulito.

A *Biotita* ocorre sob a forma de cristais subhédricos a anédricos, lamelares, em contato nítido e irregular com a hornblenda, piroxênio e plagioclásio (Fotomicrografia 7.6) ou sob a forma de palhetas orientadas definido a foliação (Fotomicrografia 7.4). Em ambos os casos, estão em equilíbrio com os piroxênios e hornblendas, indicando que foram estabilizadas durante o metamorfismo granulítico.

Este tipo de biotita, com pleocroísmo castanho escuro e avermelhado-escuro, ocorre somente no compartimento gnáissico-granulítico desta região. É típica da facies granulito (Winkler, 1976) e parece conter teores elevados de TiO_2 , entre 5% e 6 % sendo freqüente em vários granulitos do mundo. A existência de biotita em alta quantidade (a exemplo de OM 70, OM 242), deve indicar variações nas condições físico-químicas durante o metamorfismo granulítico caracterizado pelo não consumo total destas, nas reações da granulitização.

Este mineral ocorre ainda nos biotita gnaisses, presentes na proximidade da ZCP (OM 216-b), apresentando-se orientadas e com intensa recristalização e geração de novos cristais (Fotomicrografia 7.11). O fato de somente ocorrer recristalizações de biotita, neste caso durante a atuação do metamorfismo retrógrado, indica condições metamórficas que alcançam a facies anfíbolito.

Nos gnaisses granulíticos (principalmente os máficos), feições como inclusões de cristais de biotita em ortopiroxênio (hiperstênio) ou intercrescimento simplitítico com Opx e plagioclásio (Fotomicrografia 7.4), sugerem reações incompletas e progressivas (Winkler 1976 e Harley 1989) do tipo $\text{Bio} \text{ ou } \text{Hb} + \text{Qzo} = \text{Opx} + \text{Plag} + \text{água}$.

Outro tipo de biotita com pleocroísmo esverdeado a marrom é encontrado em biotita-hornblenda gnaisses e gnaisses biotíticos que ocorrem ao longo da ZCP. Ocorre como pequenos cristais, resultantes de recristalizações de cristais maiores, alongados e paralelos aos planos da foliação e geradas quando da ocorrência da facies retrógrada anfíbolítica.

A *Granada* é encontrada somente neste compartimento, gerada quando da ocorrência do metamorfismo granulítico e permanecendo estável durante o metamorfismo anfíbolítico retrógrado. Geralmente se apresenta sob a forma de porfiroblastos, subhédricos a anédricos, freqüentemente com inclusões de hornblenda, plagioclásio, piroxênio, biotita e quartzo, geralmente com suas bordas alteradas para principalmente opacos. Girardi (1974) definiu estas granadas por química mineral, como da série almandina.

Nos gnaisses granulíticos ricos em porfiroblastos de granada (exemplos de OM173 e OM174), este mineral está grosseiramente orientado ou não, crescendo associado aos níveis de plagioclásio e ortopiroxênio, tornando estes como inclusões. Esta granada é formada durante o metamorfismo granulítico, provavelmente por elevação da pressão (um dos principais fatores que controlam a formação da granada em fácies granulito, além da razão Fe/Mg) sugerindo reações do tipo $\text{Opx} + \text{Plag} + \text{H}_2\text{O} = \text{Gr} + \text{Cpx (ou Hb)} + \text{Qzo}$ ou $\text{Opx} + \text{Plag} = \text{Gr} + \text{Qzo}$.

Outras feições envolvendo a granada em gnaisses granulíticos máficos (OM 421) são presentes, onde a granada cresce em forma de cristais anédricos na presença de biotita e quartzo, incluindo-os na forma de inclusões (Fotomicrografia 7.12). Nos gnaisses e anfibolitos granatíferos, a granada permanece estável quando da ocorrência de substituições retrometamórficas que resultam na quebra dos piroxênios formando tremolita-actinolita (Fotomicrografia 7.13), inclusive, os que ocorrem como inclusões na granada (Fotomicrografia 7.14).

A maioria dos *plagioclásios* se apresenta sob formas subhédricos a anédricos, com geminação polissintética, por vezes antipertíticos, freqüentemente em contato poligonal com os demais minerais. Apresentam composição de andesina a andesina-labradorita. Os plagioclásios associados à fase retrometamórfica mostram composições de oligoclásio. Os *K-feldspatos*, estão presentes principalmente nos gnaisses granulíticos félsicos, por vezes pertíticos, geralmente do tipo microclina, com geminação em grade.

O *quartzo* ocorre sob a forma de cristais anédricos, sem extinção ondulante (Fotomicrografia 7.1) ou em níveis alongados e estirados, dentro dos quais, há formação de subgrãos e recrystalizações.

Compartimento Gnáissico Anfibolito-Granulítico

Prancha fotográfica (1)

Foto 7.1 - Aspecto macroscópico dos gnaisses granulíticos félsicos. Amostra (OM 315).

Foto 7.2 - Aspecto macroscópico dos gnaisses félsicos miloníticos, ocorrentes próxima à ZCP. Nota-se o forte estiramento de quartzo. Amostra (OM 321).

Fotos 7.3 e 7.4 - Aspecto macroscópico dos gnaisses granulíticos máficos. Amostras (OM 298 e OM 390). Observa-se o bandamento (foto 7.3) e quando estas apresentam-se somente foliados (foto 7.4).

Prancha Fotográfica (2)

Foto 7.5 - Aspecto macroscópico dos gnaisses granulíticos máficos. Amostras (OM242).

Foto 7.6 - Aspecto macroscópico dos gnaisses a anfibólio e plagioclásio, observando-se o forte estiramento mineral (quartzo, anfibólio e plagioclásio). Estas rochas ocorrem próximos à ZCP. Amostra (OM36).

Foto 7.7 - Aspecto macroscópico dos charno-enderbitos, com ausência de foliação e o bandamento que ocorrem em meio aos gnaisses granulíticos máficos. Amostra (OM 398).

Foto 7.8 - Aspecto macroscópico de biotita-gnaisses que ocorrem próximo a ZCP. Observa-se o bandamento, caracterizado pela orientação de biotitas que também posicionam-se em posição oblíqua e, por níveis félsicos. Amostra (OM 216).

Prancha Fotográfica (3)

Foto 7.9 - Aspecto macroscópico dos gnaisses granulíticos máficos. Observa-se a disposição de níveis de granadas orientadas grosseiramente, segundo a foliação da rocha, tendo ainda granadas dispersas caoticamente. Amostra (OM 09).

Foto 7.10 - Aspecto macroscópico dos gnaisses granulíticos máficos granatíferos. Observa-se a presença de porfiroblastos de granada da ordem de 2 cm de diâmetro. Amostra (OM174).

Foto 7.11 e 7.12 - Aspecto macroscópico dos gnaisses ricos em biotita. Amostras (OM 70, OM 283).

Foto 7.11

Foto 7.12

Foto 7.10

Foto 7.11

Prancha Fotográfica (4)

Foto 7.13 - Aspecto macroscópico dos gnaisses ricos em biotita. Amostra (OM 342).

Foto 7.14 - Aspecto macroscópico dos gnaisses anfíbolíticos. Amostra (OM 185).

Foto 7.15 - Aspecto macroscópico dos gnaisses biotíticos. Amostra (OM 369).

Foto 7.16 - Aspecto macroscópico dos biotita-hornblenda-gnaisses . Amostra (OM 323).

Foto 7.14

Foto 7.16

Foto 7.13

Foto 7.15

Fotomicrografias

Prancha Fotográfica (1)

Fotomicrografia 7.1 - Aspecto textural do tipo granoblastico em gnaisses granulíticos félsicos. Observa-se a distribuição caótica dos piroxênios e os cristais xenomórficos de quartzo, sem evidências de deformação ou alteração. Aumento de 25X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 399.

Fotomicrografia 7.2 - Aspecto textural do tipo granoblastico em gnaisses granulíticos máficos. Observa-se a distribuição caótica dos cristais de piroxênios e em contato poligonal com os do plagioclásio. Aumento de 25X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 128.

Fotomicrografia 7.3 - Aspecto textural lepidó-nematoblastico em xistos anfibolíticos caracterizado pela orientação de tremolita-actinolita e subordinadamente biotita. Aumento de 25X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 171-C.

Fotomicrografia 7.4 - Intercrescimento simpletítico entre ortopiroxênio e biotita (cor castanho escuro), manteados por plagioclásio. Na parte superior da foto observa-se a relação de contatos nítidos entre hornblenda (cor verde) e biotita. Há cristais de biotita e hornblenda que permanecem em forma de inclusões no ortopiroxênio. A foliação é definida pela orientação dos cristais de biotita. Aumento de 25X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 70.

Prancha Fotográfica (2)

Fotomicrografia 7.5 - Cristais de ortopiroxênio em processo de substituição parcial por anfibólios do tipo cumingtonita que concentram-se preferencialmente nos planos de clivagens. A actinolita ocorre substituindo principalmente as bordas do ortopiroxênio. Aumento de 100X. Nicóis paralelos. Amostra OM 44.

Fotomicrografia 7.6 - Paragênese mineral, ortopiroxênio-hornblenda-biotita-plagioclásio, da facies granulito em equilíbrio, denotada pelos contatos nítidos e irregulares entre ortopiroxênio (cor amarelada, lado esquerdo da foto), biotita (centro da foto), hornblenda (cor verde oliva, parte inferior da foto) e plagioclásio (cor cinzenta). Aumento de 100X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 298.

Fotomicrografia 7.7 - Cristais de piroxênio em processo, de substituição parcial por tremolita-actinolita, concentrado ao longo dos planos de clivagem. Aumento de 100X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 42.

Fotomicrografia 7.8 - Substituição total de piroxênio por tremolita-actinolita, preservando o contato poligonal entre os pseudomorfos de piroxênio. Observa-se ainda a permanência da biotita (centro da foto), entre os piroxênios sem qualquer tipo de alterações ou substituições. Aumento de 100X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 36.

Prancha Fotográfica (3)

Fotomicrografia 7.9 - Aspecto textural do tipo grano-nematoblastico dos gnaisses anfibolíticos que ocorrem a norte da ZCP. Nota-se a formação de agregados de cumingtonita e actinolita que substituem totalmente piroxênios pré existentes. Aumento de 25X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 185.

Fotomicrografia 7.10 - Aspecto textural de quartzo-biotita-anfibólio-xisto que ocorrem junto a ZCP. Observa-se a presença de hornblenda de cor marrom, em meio a uma matriz constituída por quartzo intensamente recristalizado e finos cristais de biotita. Aumento de 100X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 171A.

Fotomicrografia 7.11 - Intensa recristalização de cristais maiores lamelares de biotita e conseqüente formação de novos cristais finos de biotita em biotita-gnaisses. Aumento de 100X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 216-B.

Fotomicrografia 7.12 - Crescimento de um cristal xenomórfico de granada (parte superior da foto) preferencialmente em locais onde há biotita e quartzo e subordinadamente plagioclásio, que se tornam inclusões. Aumento de 25X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 421.

Prancha Fotográfica (4)

Fotomicrografia 7.13 - Permanência da granada, em gnaisses e anfibolitos granatíferos enquanto, ocorre a substituição maciça dos orto e clinopiroxênios por tremolita-actinolita, presentes na matriz da rocha. Observa-se ainda a presença de cristais de biotita (cor marrom) sem alterações. Aumento de 25X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 379-B.

Fotomicrografia 7.14 - Detalhe de inclusão em granada formada por plagioclásio, hornblenda e pseudomorfos de piroxênio. Enquanto a granada, a hornblenda e o plagioclásio permanecem estáveis, ocorre a substituição total dos piroxênios por tremolita-actinolita devido aos processos retrorretrometamórficos. Aumento de 100X. Nicóis Cruzados. Amostra OM 385.

8. DADOS GEOCRONOLÓGICOS DA ÁREA

Os dados radiométricos anteriores relativos a região em estudo foram obtidos principalmente por Girardi *et al.* (1974), Machiavelli (1991) e Siga Jr. (1995), visando o reconhecimento geocronológico dos litotipos da região. Neste trabalho foram efetuadas determinações isotópicas pelos métodos Rb-Sr em rocha total, K-Ar em minerais, Sm-Nd em rocha total e minerais e U-Pb em zircões, envolvendo rochas dos diferentes compartimentos geológicos da região, a fim de esclarecer a evolução geocronológica de seus litotipos.

Os critérios para o emprego de cada método foram em função do tipo da informação geológica desejada, tipo de rocha e minerais a serem submetidos às dosagens isotópicas, as possibilidades e limitações de cada método.

Devido aos minerais utilizados no método K-Ar apresentarem diferentes temperaturas para abertura do sistema K-Ar (biotita 250-300°C, anfibólio 400-500°C e plagioclásio 200-250°C), preferimos trabalhar, quando possível, com o par a biotita-anfibólio. Utilizá-los em conjunto em rochas cogenéticas pode fornecer detalhes de processos geológicos, tais como rejuvenecimentos isotópicos, idades do resfriamento do último aquecimento registrado por cada mineral utilizado, indicações do grau metamórfico, etc.

A seguir serão discutidos os principais dados geocronológicos inéditos e os já existentes nesta área.

8.1 - A Suíte Granito Milonítica Rio Piên:

- A idade de 716 ± 30 Ma, (Figura 8.1) obtida em zircões dos granitóides miloníticos deve-se a Machiavelli (1991) e foi realizada quando da implantação da metodologia no centro de pesquisas geocronológicas do IG-USP. Apresenta, dispersão dos pontos analíticos, sendo a idade obtida calculada a partir de zircões de duas amostras, que pertencem ao conjunto dos granitóides miloníticos.

Siga Jr (1995) apresentou novas análises em zircões da amostra OM 409-MJ 649, um granodiorito de facies milonítica cinzenta, e os resultados se encontram na (Figura 8.2). O dado é de excelente qualidade analítica e forneceu idade de 615 ± 29 Ma. A idade é interpretada como relativa à época de cristalização dos zircões, provavelmente associada à colocação desses granitóides.

Fig-8.1 - Diagrama U-Pb em Zircões - Granitóides Miloníticos

Fonte: Machiavelli 1991

Fig-8.2 - Diagrama Concórdia U-Pb em zircões - Granitóides Miloníticos

Os dados Sm-Nd (T_{DM}) de Siga Jr (1995) revelam valores de 1992, 2057 e 2104 Ma para estes granitóides sugerindo que a diferenciação dos protólitos desses granitóides ocorreu no paleoproterozóico.

Machiavelli (1991) obteve uma isócrona a partir de três dados analíticos de granitóides localizados próximos da ZCP (Figura 8.3), idade de $609 \pm 36 \text{ Ma}$ para uma razão inicial de 0.70437, que foi interpretada como relacionada à época da deformação, destes granitóides.

Siga Jr (1995), utilizando-se de diversas amostras destes granitóides feitas em diferentes épocas e laboratórios, diferenciou dois alinhamentos paralelos com idades de $600 \pm$

30Ma, porém com razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} distintas, 0.704 e 0.706. A razão mais alta foi obtida em rochas graníticas distantes da ZCP em direção a N-NW .

Para os granitóides localizados próximos da ZCP, foi obtida uma isócrona de 6 pontos (Figura 8.4 e Tabela 1 em anexol) com baixos erros analíticos, com idade de 605 ± 24 Ma e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} de 0.70462.

Todas as amostras constituintes da isócrona são da porção sudeste dos granitóides, coletadas paralelamente à ZCP, perfazendo um alinhamento aproximado N45E. As amostras OM 135 e OM 206 não se alinham com as demais, mostrando razões Sr^{87}/Sr^{86} mais elevadas e foram desconsiderados no cálculo da isócrona. É possível que, por estarem posicionadas próximo ao contato com o Maciço Granítico Agudos do Sul, este deve ter causado distúrbios isotópicos nestas rochas durante sua colocação. O mesmo acontece com a amostra OM 04, que representa um ultramilonítico, e está no traçado da ZCP. As idades Rb-Sr são interpretadas como representativas da época da deformação e metamorfismo destas rochas.

A deformação heterogênea destas rochas, e conseqüente distúrbio isotópico diferencial, tem afetado as isócronas e conseqüentemente as idades, sempre dentro de intervalos consistentes. A maioria das amostras apresentam razões Rb^{87}/Sr^{86} entre 0.1 e 0.3. Se eliminarmos a amostra 03 (Figura 8.4), a única com alta razão Rb^{87}/Sr^{86} (em torno de 0,65), e calcularmos uma isócrona somente com as demais cinco amostras, obteremos uma idade de 662 ± 50 e R_i de 0.704450, (Figura 8.5). O pequeno espalhamento dos dados, na abscissa do

diagrama, provoca um elevado erro na idade, em torno de 7.6%. A idade obtida poderia estar relacionada à época de colocação destes granitóides sendo, portanto, anterior ao evento deformacional que estaria próximo a 600Ma.

Fato interessante é que a razão inicial está sempre baixa, em torno de 0.704, para os granitóides próximos a ZCP e indica a participação, da crosta inferior e/ou manto na geração destas rochas.

Os dados K-Ar em minerais destes granitóides se encontram listados na Tabela 2 (em anexo 1) e mostram idades de 605-600Ma em biotita para os granitóides miloníticos que se

posicionam próximos e no traçado da ZCP e 595-590 Ma para os granitóides distanciados da ZCP, em direção a N-NW, indicando resfriamento e a estabilidade tectônica atingida após o processo deformacional destes granitóides. As idades em anfibólio mostram valores mais altos, em parte semelhantes aos Rb-Sr, indicando que tiveram, com a deformação, perdas parciais. Dados petrográficos reforçam esta interpretação com transformações totais e parciais deste mineral para principalmente biotita e por vezes clorita.

Em suma, levando-se em consideração os erros devido às causas geológicas e experimentais, os dados U-Pb em zircões, as isócronas Rb-Sr em rocha total, bem como os resultados K-Ar em minerais indicam que os granitóides miloníticos, no intervalo entre 700 e 595Ma, tiveram sua geração, colocação em níveis crustais superiores, resfriamento e estabilização tectônica abaixo da isoterma de 250°C. As razões iniciais (R_i), em torno de 0.704, sugerem maior participação mantélica na geração dos corpos da porção Sul e, as R_i mais altas (apresentadas por Siga Jr 1995) sugerem uma maior contribuição crustal na geração dos corpos distanciados da ZCP.

As variações nas idades isocrônicas Rb-Sr são interpretadas em função do distúrbio deste sistema isotópico nas rochas graníticas, submetidas a diferentes graus de deformação e de metamorfismo. A idade de 650Ma é interpretada, a partir de dados Rb-Sr e até mesmo K-Ar em anfibólio, como a melhor aproximação da idade principal de colocação desses granitóides a níveis elevados na crosta, com o valor ao redor de 605 ± 24 Ma representando a época da deformação e metamorfismo desses granitóides. As idades K-Ar em biotita entre 605 e 590Ma, representam o período de resfriamento e de estabilização tectônica dos granitóides após o processo deformacional destes, que associou cavalgamentos e transcorrências, de NNW para SSE.

A tendência do “decréscimo das idades K-Ar” nestas rochas em direção a NNW pode ser sugestiva de que o cavalgamento ocorreu com os granitóides ainda aquecidos (próximo portanto a idade da sua colocação), provocando um resfriamento mais rápido junto a ZCP (rápido alaçamento da parte basal) e mais vagaroso da porção NW que teria sido resfriada mais lentamente.

8.2 -Suíte Máfico-Ultramáfica

Para as rochas do corpo de Campina dos Crispins pertencente a Suíte Máfico-ultramáfica de Piên, Siga Jr (1995) obteve uma idade isocrônica Sm-Nd em rocha total de

2248 ± 46 (Figura 8.6) e idades modelos arqueanas. Segundo este autor, a idade em rocha total, sugere que os protólitos destas rochas, similar ao observado para os terrenos do domínio Luis Alves, se diferenciaram do manto nesta época, sendo a formação das mesmas relacionada ao Paleoproterozóico.

Fig.8.6- Diagrama Isocrônico Sm/Nd - Rochas Ultramáficas de Campina dos Crispins

Quando analisamos o conteúdo de terras raras destas rochas, observamos um enriquecimento e variações em TR leves em relação à composição condritica, devido provavelmente ao efeito de serpentinização resultante da colocação destes corpos em níveis crustais superiores. Este fato provoca dificuldades em aceitar-se a idade em torno de 2.2 Ga como a idade da diferenciação destas rochas ou de um possível evento metamórfico granulítico, mal caracterizado, do ponto de vista petrográfico, mesmo que esta idade seja próxima a idade do metamorfismo granulítico do Compartimento anfibolítico granulítico. Ao mesmo tempo necessita-se de uma explicação coerente para o significado geológico e a diferença, das idades modelo e em rocha total mencionadas.

O fato destas rochas serem pobres em K, Rb e Sr impossibilitou o emprego de outras metodologias. O uso do método K-Ar em plagioclásio dos corpos gabronoríticos (Tabela 3, em anexo 1) associados a esta suíte, apesar do conteúdo variável de K nas amostras e a dificuldade em trabalhar com este mineral (frequente alteração), tem indicado idades Neoproterozóicas, entre 500-600Ma, revelando os últimos aquecimentos que estas rochas sofreram.

Novos dados Sm-Nd em rocha total estão sendo efetuados, utilizando somente harzburgitos serpentinizados e serpentinitos, pois a isócrona em rocha apresentada por Siga Jr (1995) é constituída por gabros, olivina-piroxênitos e serpentinitos.

8.3 Compartimento Gnaissico Anfibolito-Granulítico

Para o Compartimento Gnáissico-granulítico, uma isócrona de 4 pontos (Figura 8.7) utilizando três amostras de granulitos máficos e um félsico, forneceu uma idade recalculada de $2067 \pm 199\text{Ma}$. com R_i de 0.7024 (Girardi *et al.* 1974).

Uma outra isócrona de referência (Figura 8.8) em granulitos félsicos, próximos à região de São Bento do Sul - SC, resultou em uma idade em torno de $2107 \pm 69\text{Ma}$. e R_i de 0.70284 (Machiavelli 1991).

Estas idades, em torno de 2.0-2.1 Ga, são interpretadas como sendo representativas da época do metamorfismo granulítico imposto a estas rochas. A baixa razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, de aproximadamente 0.702, pode refletir razões iniciais dos protólitos dos granulitos.

As idades K-Ar em biotitas das rochas do Compartimento Gnáissico-anfibolítico-granulítico (Tabela 4 em anexo 1) posicionadas nas proximidades da ZCP, indicam valores entre 650 e 620 Ma (OM 369, OM 215-B e AM 27) e caracterizam o resfriamento dessas rochas à temperaturas inferiores a 250°C no Neoproterozóico. Assim, esses valores caracterizam o reaquecimento térmico da margem norte do Compartimento Gnáissico-anfibolito-granulítico.

Quando distantes da ZCP, aproximadamente 5-6 Km em direção ao sul, aparecem inicialmente idades híbridas entre 1000-1600Ma, seguidas de idades em biotitas, plagioclásios e anfibólios, no intervalo 1750-1850 Ma (Tabela 4 em anexo 1). Estes resultados mostram claramente o resfriamento regional dos gnaisses granulíticos durante o Paleoproterozóico após a fase do metamorfismo granulítico que os afetou, relativa ao Ciclo Transamazônico. Os dados petrográficos de rochas cujas idades K-Ar mostram-se mais antigas, apresentam uma mineralogia a base de biotita, anfibólio e plagioclásio em equilíbrio com ortopiroxênio, clinopiroxênio e granada, em paragêneses minerais típicas da facies granulítico.

Foram escolhidas duas amostras do Compartimento Gnáissico anfibolito-granulítico: gnaiss anfibolítico granatífero (OM 379) e gnaiss granulítico granatífero (OM 173) para a realização do método Sm-Nd, objetivando obter-se isócronas minerais à base de granada,

plagioclásio e rocha total. Os resultados analíticos encontram-se listados na Tabela 5 (em anexo 1).

Para o anfibolito granatífero, foi obtida uma isócrona com idade de 1704 ± 9 Ma, (Figura 8.9) e para o granulito máfico granatífero, a idade de 1831 ± 9 Ma, (Figura 8.10). Esses valores se revelaram semelhantes aos obtidos através do método K-Ar em minerais deste compartimento. São interpretadas como a idade de resfriamento desta paragênese. A amostra OM 379 (Figura 8.9) apresenta idade mais jovem denotando, possivelmente, abertura do sistema Sm-Nd em função do aparecimento de alterações (substituições de piroxênios por anfibólios do tipo tremolita-actinolita) metamórficas nesta rocha, consequência da proximidade da ZCP.

O padrão obtido no perfil K-Ar regional em minerais, transversal a ZCP, com direção N35W, construído entre a Suíte Granito-Milonítica Rio Piên, a norte e o Compartimento Gnáissico-anfibolito-granulítico, a sul (Figura 8.11) revelou que, a sul da ZCP, as idades das rochas granulíticas concentram-se em torno de 1800 Ma e que, à medida em que ocorre uma aproximação da ZCP, estes valores se tornam mais novos com idades híbridas (1600-1000 Ma). Próximo a ZCP e nos milonitos por ela gerados, as idades se mostram francamente Neoproterozóicas (650-620 Ma), independente das características litológicas e da idade da rocha original.

A tendência do decréscimo das idades K-Ar nas rochas granitóides, em direção a NNW, pode ser explicada como função do distanciamento da ZCP, onde ocorreria um soerguimento mais rápido e conseqüente resfriamento precoce. Isto implica que a colocação

dos corpos graníticos deve ter ocorrido próxima da idade da deformação, pois a ZCP ter-se-ia iniciado quando estes corpos ainda estavam relativamente quentes.

No Compartimento granulítico ocorre exatamente o contrário, idades mais antigas quanto mais longe da ZCP. Este fato é possível somente se os milonitos sofreram uma superposição tectônica com aquecimento de rochas bem mais antigas, que já se encontravam frias, quando do evento deformacional, e foram parcial ou totalmente, rejuvenecidas isotopicamente.

8.4- Maciço Granítico Agudos do Sul

Girardi *et al.* (1974) obtiveram através do método Rb-Sr em rocha total, idades isocrônicas de 650 ± 10 Ma. e 580 ± 10 Ma com R_s de 0.7068 e 0.7040. Após uma análise destas isócronas, tendo a localização e a descrição de cada uma das 6 amostras, verificou-se impossível sua utilização pois as mesmas continham amostras de diferentes rochas (granitóides miloníticos e do Maciço Granítico Agudos do Sul), com razões isotópicas variadas e diferentes idades geológicas, mesmo resultando em bons alinhamentos casuais.

Siga Jr (1995) apresentou dados U-Pb em zircões relativos a este granito, na fácies alcali-feldspato granítica principal, com idade de $594 \pm 26\text{Ma}$ (Figura 8.12), bem como os dados Rb-Sr em rocha total, que em diagrama isocrônico acusou idade de $570 \pm 22\text{Ma}$ e R_i em torno de 0.7073 (Figura 8.13). Os dados K-Ar (biotita e anfibólio), obtidos pelos mesmos autores, registram idades no intervalo entre 580-540 Ma para este granito, indicando épocas relacionadas ao resfriamento desse maciço.

Pela extensa expressão geográfica deste maciço e das fácies (granodiorito-monzogranito a alcali-feldspato granito), é possível que o mesmo tenha sua formação associada a diversos pulsos magmáticos, traduzidos em diferentes composições, todas com idades muito próximas.

Os dados Rb-Sr e U-Pb aqui apresentados são interpretados como relativos a formação das rochas graníticas deste maciço. A idade de 590Ma representa a melhor aproximação da

idade da colocação das facies principais alcali-feldspato granito, sendo que as demais facies devem ter-se colocado precocemente. As razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ mais elevadas e as idades mais jovens, mostram diferenças desse corpo em relação aos granitóides miloníticos, sugerindo possivelmente, maior envolvimento crustal na geração do Maciço Granítico Agudos do Sul.

Considerando-se os dados radiométricos dos granitóides miloníticos e deste granito (U-Pb, Rb-Sr e K-Ar), sugerem uma geração tardia do maciço granítico Agudos do Sul e, coincidentemente ou não, a idade da colocação deste granito é mais jovem que as idades K-Ar em biotita dos granitóides miloníticos, que representam o resfriamento e a estabilidade tectônica destes últimos. Quando a colocação dos litotipos do Maciço Granítico Agudos do Sul, iniciou-se, os granitóides miloníticos já se encontravam praticamente frios.

Dado Sm-Nd (T_{DM}) obtido neste granito registrou idade de 2085Ma, sugerindo retrabalhamento de protólitos, com história geológica no Paleoproterozóico. Os dados Sm-Nd (T_{DM}) dos granitóides miloníticos e os demais granitos desta região também situam-se no intervalo 2.0-2.2 Ga, caracterizando este intervalo como a época de maior período de acreção de material na crosta o qual, através de fusões posteriores, durante o Neoproterozóico, teria gerado os granitóides miloníticos e o maciço granítico Agudos do Sul.

9 - OS PRINCIPAIS DADOS GEOQUÍMICOS DA ÁREA

Neste capítulo, serão abordados os dados geoquímicos referentes às principais unidades geológicas mapeadas nesta região. A Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e o Maciço Granítico Agudos do Sul são analisados em conjunto para verificar as principais diferenças geoquímicas entre estes. Serão tratados separadamente, a Suíte Máfico-ultramáfica e o Compartimento Gnáissico-anfibolito-granulítico. Neste último o interesse, foi de analisar os seus principais dados geoquímicos.

Foram verificados, e por vezes utilizados, alguns dados geoquímicos existentes sobre os litotipos da região, publicados por Girardi (1974), Machiavelli (1991) e Siga Jr (1995). Os dados geoquímicos encontram-se agrupados e listados em anexo 2.

9.1 - A Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e o Maciço Granítico Agudos do Sul

Nos diagramas SiO_2 X elementos maiores dos granitóides da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên (Figura 9.1.1), observa-se uma correlação negativa, num *trend* linear com dispersões entre o conteúdo da SiO_2 e os elementos maiores, principalmente, nos diagramas SiO_2 x TiO_2 , Fe_2O_3^* , CaO e MgO , para valores de sílica entre 61 a 73%. Uma relação inversa, ou seja correlação positiva é observada somente no diagrama SiO_2 x K_2O . Estas correlações sugerem uma possível cogeneticidade entre estas rochas.

Nos diagramas de SiO_2 X elementos menores (Figura 9.1.2), uma leve correlação negativa é observada nos diagramas principalmente de SiO_2 X Zr, La, Ce, e Nd. Nos demais diagramas, a tendência da dispersão dos elementos em relação ao conteúdo da sílica é bem visível, ou seja, não há alinhamentos claros com predominância de dispersões e, alguns mantêm-se constantes com aumento da SiO_2 .

Apesar do número bastante reduzido de análises efetuadas para o Maciço granítico Agudos do Sul, com exceção da amostra OM 67, observa-se algumas tendências em termos de elementos maiores e menores, distintos dos observados para a Suíte Granito-Milonítica Rio Piên. Nos diagramas (Figura 9.1.1) de elementos maiores (SiO_2 X TiO_2 , Fe_2O_3 e MgO), nota-se que no intervalo entre 70 e 75% de SiO_2 , os dados analíticos referentes a este maciço se posicionam em *trend* paralelo e superior ao

Figura - 9.1.1- Diagramas de variação SiO₂ X Elementos maiores para a Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e o Maciço Granítico Agudos do Sul.

Símbolos: Suíte Granito Milonítica Rio Piên. Quadrado vazio = Dados deste trabalho. Quadrado Cheio = dados retirados de Machiavelli (1991).

Maciço Granítico Agudos do Sul. Triângulo cheio = OM 66, fácies granodiorítica-monzogranítica cinzenta fina. Triângulo vazio = OM 67, fácies biotita granodiorítica-monzogranítica, grosseira avermelhada. Círculo cheio = OM 80, fácies sienogranítica-monzogranítica. Para estas fácies as simbologias permanecem as mesmas, por todo o texto.

observado para a Suíte Granito-Milonítica Rio Piên, caracterizando uma fraca correlação negativa. No diagrama de SiO_2 X K_2O e nos de elementos menores, SiO_2 X Ta, Nb, La, Ce, Nd, Zr, Y e Yb, (Figura 9.1.2), observa-se uma tendência a fracas correlações positivas, ou seja, aumento dos teores destes elementos em função de aumento da SiO_2 . Uma correlação negativa é observada principalmente no diagrama SiO_2 X Ba.

Os dados relativos a facies biotita granodiorítica-monzogranítica, avermelhada e grosseira, do Maciço granítico Agudos do Sul apresentam valores mais elevados de TiO_2 , Fe_2O_3 , Nb, Ga, Zr, Yb, Y e menores de Ba em relação as demais facies deste corpo.

Figura 9.1.2- Diagramas de variação SiO_2 X Elementos Menores para a Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e o Maciço Granítico Agudos do Sul.

Símbolos: Suíte Granito Milonítica Rio Piên. Quadrado vazio = Dados deste trabalho. Quadrado Cheio = dados retirados de Machiavelli (1991).

Maciço Granítico Agudos do Sul. Triângulo cheio = OM 66. facies granodiorítica-monzogranítica cinzenta fina. Triângulo vazio = OM 67. facies biotita granodiorítica-monzogranítica, grosseira avermelhada. Círculo cheio = OM 80. facies sienogranítica-monzogranítica.

Figura 9.1.2-(Continuação)

De um modo geral, as rochas da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên, posicionadas próximo à ZCP, demonstram maior conteúdo, principalmente, em TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , MgO e menor conteúdo, principalmente, em K_2O , em relação às rochas posicionadas a N-NW desta zona de cisalhamento. As diferenças que ocorrem nos teores de elementos menores são observados principalmente em diagrama de SiO_2 X Zr e são devidas a composições distintas, predominando, geralmente próximo a ZCP, rochas quartzo-monzodioríticas e granodioríticas.

Os granitóides da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên, quando analisados em diagrama triangular $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - FeO^* - MgO (Figura 9.1.3) das séries magmáticas, indicam um caráter cálcio-alcálico. Observa-se neste diagrama duas concentrações principais, uma cálcio-alcálica de médio K (onde se insere a facies biotita granodiorítica-monzogranítica do Maciço granítico Agudos do Sul) e outra, cálcio-alcálica de alto K.

No diagrama QAP das séries magmáticas de Lamerie e Bowden (1985), utilizando-se o cálculo da norma de Le Maitre (Figura 4.1), verifica-se que os granitóides da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên se posicionam no campo entre as séries granodiorítica de médio K e monzogranítica de alto K.

Figura 9.1.3 Diagrama AFM das séries magmáticas para os granitóides da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e O Maciço Granítico Agudos do Sul.

Quando utilizado o índice de alcalinidade de Wright (1969) em função de SiO_2 (Figura 9.1.4), os granitóides da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên apresentam caráter predominantemente cálcio-alcálico enquanto as facies do Maciço granítico Agudos do Sul mostram-se claramente alcalinas. A facies biotita granodiorítica-monzogranítica, grosseira avermelhada, mostra características intermediárias entre cálcio-alcálica e alcalina.

Figura 9.1.4 -

No diagrama de Maniar e Piccoli 1989 (Figura 9.1.5), utilizando o índice de Shand (1951), amostras da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e a facies biotita granodiorítica-monzogranítica avermelhada grosseira do Maciço granítico Agudos do Sul indicam um caráter meta-aluminoso. As demais facies do referido maciço mostram afinidades meta-aluminosas a levemente peraluminosas. Observa-se aqui uma das principais diferenças geoquímicas entre os granitóides de cada unidade.

Figura 9.1.5 - Diagrama $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O) \times Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$, de índice de aluminosidade para as rochas da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e O Maciço Granítico Agudos do Sul

Uma comparação visual dos diagramas de variações de multielementos da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên, normalizados segundo um hipotético granito de cadeia meso-oceânica (ORG) definido por Pearce *et al.* (1984) com diagramas semelhantes

apresentados por estes autores, permite associar os granitóides desta Suíte com os granitos do tipo *VAG* de arcos magmáticos do tipo Andinos e em parte com os granitos sin e pós-colisionais. Entretanto, uma análise mais atenta mostra que os granitóides desta suíte apresentam enriquecimento em K, Rb e Ba em relação ao Th, Ta e Nb, de Ce em relação ao Hf e Zr, de Sm em relação ao Y e Yb, bem como baixos valores em Y e Yb em relação à composição normalizada (Figura 9.1.6). Estas, são algumas das características típicas dos granitos de arco magmático cálcio-alcálinos, não deformados, tipo (*VAG*).

Os granitóides do Maciço granítico Agudos do Sul (exceção da facies biotita granodiorítica-monzogranítica avermelhada grosseira), mostram padrões (Figura 9.1.7), aparentemente semelhantes, aos da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên. Entretanto, em uma análise mais detalhada, verifica-se diferenças em relação aos granitos miloníticos, indicando valores menores de Ba (anomalia negativa de Ba) e mais altos em Rb, K, Ta, Th, Nb, Ce e Yb. A principal diferença se concentra, nos principais elementos litófilos LILE, e alguns HFSE, onde observam-se, valores menores de Ba e mais altos de K, Rb, Th, Ta e Nb, nos granitóides do Maciço Granítico Agudos do Sul em relação aos granitóides miloníticos. A facies biotita granodiorítica-monzogranítica avermelhada grosseira, apresenta diferentes características geoquímicas, em relação as demais facies deste maciço, conteúdos menores ainda de Ba e mais elevados de Rb, Nb, Ce, Hf, Zr, Sm Y e Yb (Figura 9.1.7). A principal notável diferença estaria nos teores de Ba e dos últimos quatro elementos mencionados.

Os granitos aqui estudados, tanto os miloníticos quanto os de Agudos do Sul, não possuem características mineralógicas, geoquímicas e isotópicas (relações iniciais Sr^{87}/Sr^{86}) que os classifiquem como granitos sin-colisionais do tipo S.

Os dados de elementos terras raras dos granitóides miloníticos (Fig.9.1.8) normalizados para valores condriticos de Nakamura (1974) mostram enriquecimento e forte fracionamento de terras raras, principalmente leves (ETRL), valores entre 20-200 vezes o condrito, com aumento gradual de terras raras pesadas (ETRP), entre 5 a 10 vezes a composição condritica.

Figura 9.1.6 - Diagrama de variação de elementos para as rochas graníticas da Suite Granito-Milonítica Rio Piên, normalizado ao valores de ORG (Ocean Ridge granite) do Pearce et al 1984.

Figura 9.1.7 - Diagrama de variação de multielementos para as rochas graníticas do maciço granítico Agudos do Sul, normalizado ao valores de ORG (Ocean Ridge granite) do Pearce et al 1984.

Os granitos do Maciço Granítico Agudos do Sul mostram fracionamento ainda mais forte com valores mais elevados (Figura 9.1.9) quando comparados aos miloníticos, principalmente em ETRL (Sm, Nd, Ce e La) e valores menores de Eu. O comportamento dos ETRP nos granitos do Maciço Granítico Agudos do Sul é praticamente semelhante

aos dos miloníticos. A facies biotita-granodiorítica-monzogranítica avermelhada grosseira mostra comportamento distinto, mostrando maior enriquecimento em ETRL e ETRP, em relação as demais facies do Maciço Granítico Agudos do Sul e uma leve anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Sm} = 0.33$). Nota-se nas demais facies deste maciço e nos granitóides da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên, a ausência de qualquer tipo de anomalia de Eu.

Figura 9.1.8 - Diagrama de comportamento de terras raras para as rochas da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên. Normalização ao condrito, segundo os valores de Nakamura (1974).

Figura 9.1.9 - Diagrama de comportamento de terras raras para as rochas do Maciço Granítico Agudos Sul. Normalização ao condrito, segundo os valores de Nakamura (1974).

No diagrama Rb X Y + Nb (Figura 9.1.10) de Pearce *et al.* 1984, os granitóides da Suíte Granito Milonítica Rio Piên apresentam afinidades com os do tipo *VAG* (granitos de arcos magmáticos, não deformados de margens continentais ativas), posicionando-se próximo ao limite do campo com os sin-colisionais. Deve-se ressaltar que as razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} (0.704) destes granitóides miloníticos, não são compatíveis com os sin-colisionais.

Figura 9.1.10 - Diagrama Rb x Y+Nb (Pearce et al 1984) para as rochas da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e O Maciço Granítico Agudos do Sul

As rochas do Maciço Granítico Agudos do Sul posicionam-se próximo ao limite de campo (ocupado também por granitos tardi a pós colisionais) entre os granitos do tipo *VAG* e os do tipo sin-colisionais e, em posição superior aos miloníticos, diferenciando-se destes últimos (Figura 9.1.10). A facies biotita granodiorito-monzogranito, avermelhada, grosseira do Maciço Granítico Agudos do Sul, mostra no diagrama Rb X Y + Nb, indicações de ser do tipo granitos intraplaca, posição esta caracterizada principalmente pelo conteúdo mais elevado em Y e Nb.

O diagrama mostra dificuldades, segundo seus autores, em separar as rochas quando estas se posicionam nos limites dos campos entre *SYNCOLG* e *VAG*, prevalecendo as informações geológicas, geocronológicas e mineralógicas disponíveis sobre cada tipo de granito.

O Maciço Granítico Agudos do Sul, é aqui considerado através de, evidências isotópicas, de campo e geoquímicas, como tardi a pós-tectônico em relação aos miloníticos.

No diagrama de Batchelor e Bowden, 1985 (Figura 9.1.11), os granitóides da Suíte Granito Milonítica Rio Piên posicionam-se nos campos dos granitos de soerguimento pós colisional e tardi-orogênicos, enquanto que os granitos do Maciço Granítico Agudos do Sul posicionam-se no campo dos tardi-orogênicos. A princípio, este diagrama atesta o caráter orogênico destes granitóides e descarta a possibilidade de serem sin-colisionais.

Figura 9.1.11 - Diagrama de discriminação tectônica (Batchelor e Bowden 1985), para as rochas da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên e o Maciço Granítico Agudos do Sul.

Machiavelli (informação verbal) distingue, na Suíte Granito-Milonítica Rio Piên, através de análises químicas e petrográficas em granitóides posicionados mais a norte (designados de facies norte), diferenças marcantes em relação aos que ocorrem na região de Piên, aqui apresentados. Verificou maiores enriquecimentos principalmente em ETRL e elementos LILE e predominância de litotipos monzograníticos. Este fato pode caracterizar uma polaridade magmática nesta suíte granítica, a partir da região de Piên em direção a N-NW.

A ausência de anomalias negativas do Eu, pode indicar que as rochas, principalmente da Suíte Granito Milonítica Rio Piên, não seriam, em grande parte, produzidas a partir da fusões crustais e sim por fusões parciais envolvendo fontes mantélicas e da crosta inferior, com diferentes participações de granada, anfibólio, piroxênio e plagioclásio, como fontes residuais. A interpretação dos dados disponíveis, bem como as razões iniciais de Sr^{87}/Sr^{86} em torno de 0.704, permitem sugerir mecanismos para a geração dos granitóides miloníticos. Uma considerável quantidade de fusão de crosta inferior, predominantemente granulítica, ou diferenciação de magmas basálticos mantélicos contaminados por materiais da crosta inferior, podem ser compatível com os altos teores de Sr e Ba, ausência de anomalia negativa de Eu e

as baixas razões Sr^{87}/Sr^{86} . Hipóteses envolvendo fusão da crosta em níveis mais superficiais são difíceis de compatibilizar, pelos motivos petrogenéticos mencionados. Hipóteses envolvendo participação ou contaminação crustal na geração do Maciço Granítico Agudos do Sul podem ser aceitas em função das razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} mais elevadas (0.707-0.708), e o caráter mais alcalino e a assinatura geoquímica deste, em relação os granitóides da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên.

Os dados apresentados sugerem a geração dos granitóides da Suíte Granito Milonítica Rio Piên em um ambiente de arco magmático, de natureza calcio-alcalina sendo posteriormente deformados. Os granitos do Maciço Granítico Agudos do Sul Agudos mostram diferenças geoquímicas, isotópicas e mineralógicas em relação aos miloníticos, sendo interpretados como tardi-tectônicos. A facies biotita granodiorítica-monzogranítica, caso descartada a hipótese de mistura de magmas, seria gerada em condições de maior contribuição crustal, apresentando assim uma leve anomalia de Eu e uma assinatura geoquímica caracterizada pelo maior enriquecimento em elementos LILE e HSFE, diferenciando-a em relação as demais facies.

9.2 - A Suíte Máfico-Ultramáfica:

Os diagramas de variação MgO x elementos maiores e menores demonstram a existência de três concentrações principais dos litotipos desta suíte, variando de acordo com seu conteúdo em MgO: metaharzburgitos serpentinizados e serpentinitos (40-35%), metapiroxenitos (35-30%) e gabronoritos (~20%).

Os serpentinitos (Figuras 9.2.1 e 9.2.2) mostram baixos teores de Ti_2O (0.01-0.05%), Fe_2O_3^* (~7%), CaO (<0.5%), Al_2O_3 (~1%), SiO_2 (~40%) e H_2O (10-14%, estes evidenciam o grau da serpentinização nestas rochas), Cr (2000-2500ppm), Ni (1500-2000), La (0.2-2ppm), Sm (0-0.5ppm) e Zr (~5ppm).

Os metapiroxenitos mostram valores superiores em TiO_2 (0.1-0.2%), Fe_2O_3^* (~10%), CaO (1-4%), Al_2O_3 (2 a 8%, relação com a quantidade e a presença de espinélio), SiO_2 (40-50), H_2O (2-8%), Cr (2500-4000), Ni (1500-3500), La (1-2), Sm (0.2-0.5) e Zr (2-10).

Na grande parte dos diagramas de variação MgO X elementos maiores (a exemplo de MgO X TiO_2 , Fe_2O_3^* , CaO , Al_2O_3 , SiO_2), dentro do intervalo dos serpentinitos e os piroxenitos, são observadas correlações negativas, em *trends* lineares com algumas dispersões (Figura 9.2.1). Padrão similar é observado nos diagramas MgO X elementos menores (Figura 9.2.2). A excessão ocorre nos diagramas MgO X Ni e Sm, onde observam-se uma correlação positiva para os tipos piroxeníticos.

Uma lacuna composicional é observada em todos os diagramas de elementos maiores e menores, situada entre o intervalo de concentração dos piroxenitos e os gabronoritos, sendo caracterizada pela ausência de litotipos que apresentem conteúdo em MgO entre 20 a 30%.

Poucas amostras referentes aos gabronoritos foram analisadas, não permitindo observar (Figuras 9.2.1 e 9.2.2) alinhamentos bem definidos nos diagramas, apresentando freqüentemente dispersões, embora em continuidade com os litotipos serpentiniticos e piroxeníticos.

As dados relativos às rochas peridotito-serpentiníticas e piroxeníticas mostram uma continuidade de *trends*, com algumas dispersões, sugerindo geração a partir de um mesmo magma, de composição toleítica de alto MgO. Os dados referentes às rochas gabronoríticas, na maioria dos diagramas apresentados da relação MgO X elementos maiores e menores, produzem quebras ou inflexões na continuidade dos *trends* apresentados pelos serpentinitos e piroxenitos, sugerindo geração a partir de um magma mais evoluído. Outra hipótese possível é a geração dos gabronoritos em um estágio tardio da formação dos peridotitos e piroxenitos

já envolvendo a participação de plagioclásio. A lacuna composicional referida anteriormente pode refletir este fato.

Figura 9.2.1 - Diagramas de variação MgO X Elementos maiores para a Suite Máfico-Ultramáfica da região de Piên. Círculos cheios = dados deste trabalho, essencialmente serpentinitos. Círculos vazios = dados de Siga Jr 1995, serpentinitos e piroxenitos. Quadrados vazios = gabronoritos, dados de Siga Jr 1995.

Figura 9.2.2 - Diagramas de variação MgO x Elementos menores da Suite Máfico-Ultramáfica de Piên. Círculos cheios = dados deste trabalho, essencialmente serpentinitos. Círculos vazios = dados de Siga Jr 1995, serpentinitos e piroxenitos. Quadrados vazios = dados de Siga Jr 1995, gabronoritos,.

Figura 9.2.3 - Diagrama de comportamento de terras raras para as os serpentinitos e harzburgitos serpentinizados da Suite máfico-ultramáfica. Normalização pelo condrito, conforme os valores de Nakamura (1974).

Os serpentinitos e harzburgitos serpentinizados, apresentam valores em terras raras (Figura 9.2.3) pesadas ETRP inferiores aos valores do condrito (0.5 do valor condritico) e leve fracionamento e enriquecimento de terras raras leves ETRL (0.8 a 6 vezes o valor condritico).

Os piroxenitos (Figura 9.2.4) apresentam enriquecimento em ETRP (valores da ordem de 2 a 3 vezes o valor condritico) e leve fracionamento e enriquecimento em ETRL, variando entre 1 a 10 vezes a composição condritica, em um padrão do tipo V. O enriquecimento em ETRP, em relação aos serpentinitos e harzburgitos serpentinizados pode ser explicado pela afinidade geoquímica de piroxênios em incorporarem ETRP. A leve anomalia negativa de Eu ($\text{Eu/Sm} = 0.25$) observada nos metapiroxenitos é decorrente da ausência de plagioclásio nestas rochas.

A natureza cumulática para algumas rochas piroxeníticas é sugerida pelo, padrão de terras raras apresentado, soma do conteúdo de CaO e Al_2O_3 de algumas amostras, textura granular com interstícios preenchidos por espinélio e pela correlação positiva no diagrama $\text{MgO} \times \text{Ni}$ dentro do intervalo da ocorrência dos piroxenitos.

Os gabronoritos (Figura 9.2.5) apresentam notável diferença em relação aos litotipos anteriores, com padrão de terras raras grosseiramente linear com enriquecimento de ETRL (da ordem de 10 vezes o valor condritico), e ETRP (5 vezes o valor condritico).

Figura 9.2.4 - Diagrama de comportamento de terras raras para os Olivina-piroxenitos e Ortopiroxenitos da Suite máfico-ultramáfica. Normalização ao condrito segundo os valores de Nakamura (1974).

Figura 9.2.5 - Diagrama de comportamento de terras raras para as rochas gabróicas da Suite máfico-ultramáfica. Normalização ao condrito segundo os valores de Nakamura (1974).

O enriquecimento em ETRL, dos serpentinitos e harzburgitos serpentinizados, é relativamente alto quando comparado a outras rochas semelhantes, podendo refletir fatores tais como:

- Proveniência dos protólitos ultramáficos de um manto do tipo E-MORB, já enriquecido em terras raras, sendo que estas rochas não serviram como fontes de fusão para a geração

de rochas basálticas, que normalmente encontram-se associadas aos peridotitos. Assim, seriam classificados de “peridotitos não residuais e enriquecidos”. A ausência das rochas vulcânicas, na região de Piên, poderia explicar este fato. Nesta hipótese não teria influência a serpentinização.

- A serpentinização é considerada como uma das principais causas do enriquecimento em ETRL (Otonello 1979; Frey & Suen 1983 e Frey 1984) em rochas peridotíticas, do tipo *alpino* e aquelas que fazem parte das seqüências basais de ofiolitos devido, pois estas rochas possuem baixas concentrações em TR, da ordem de 0.01-0.6 em relação a composição condrítica em ETRL e 1-2 vezes em ETRP. Assim, estas rochas apresentam, muitas vezes, teores modificados por processos de serpentinização. A introdução de ETRL durante este processo provavelmente causaria o acréscimo em ETRL e o formato em V nos padrões apresentados.
- Relação ultramáficas x tempo geológico (Pré-Cambriano x Mesozóico) X processos mantélicos distintos (mantos enriquecidos, heterogeneidade mantélica)
- Contaminação a partir de encaixantes. Os corpos de Piên possuem dimensão restrita e com encaixantes apresentando-se ricos em terras raras, a exemplo dos granitóides miloníticos e os gnaisses anfibolito-granulíticos.
- Problemas de limites de detecção e análise de terras raras neste tipo de rochas que, normalmente requerem, técnicas especiais para a dosagem.

Apesar de apresentar valores em terras raras mais elevados (rochas de Piên), o padrão geral desses elementos é coerente com o de harzburgitos e harzburgitos serpentinizados de vários complexos ofiolíticos (exemplos de Semail e Vourinos) mundiais.

Os dados geoquímicos sugerem o caráter residual destas rochas, utilizando-se de elementos como Cr, Ni e Ti. A natureza dos serpentinitos e os harzburgitos serpentinizados de região de Piên, pode ser indicada pela relação $\text{NiO} \times \text{Cr}_2\text{O}_3$ (Figura.9.2.6) apresentada por Malpas e Stevens (1977) distinguindo os peridotitos residuais alpinos dos peridotitos de complexos estratificados. O conteúdo relativamente alto em NiO pode sugerir uma natureza original, peridotítica residual (?), para estas rochas.

No diagrama Cr x TiO_2 (Figura 9.2.7) de Pearce *et al.* (1984), as rochas harzburgíticas serpentinizadas e os serpentinitos mostram baixos valores de TiO_2 (% em peso) e conteúdo de Cr entre 2000-3000 ppm, apresentando afinidades com os corpos ultramáficos, com *fabric* tectônico do tipo SSZ (Supra-Subduction Zone). Estes são relacionadas, quanto a geração, a

ambientes tectônicos do tipo *Less Arc*, pré ou retro arco (Pearce *et al.* 1981), em margens continentais ativas.

Figura 9.2.6 Diagrama NiO X Cr₂O₃ (% em peso) para os serpentinitos da Suite Máfico-ultramáfica, discriminando os peridotitos metamórficos do tipo Alpino e peridotitos de complexos estratiformes.

Figura 9.2.7 - Diagrama Cr X TiO₂ Para Rochas Ultramáficas deformadas, da Região de Piên, discriminando, Os ophiolitos relacionados a Margens Continentais Ativas (SSZ) e Margens Continentais Passivas (MORB). Fonte: (Pearce *et al* 1984).

9.3 - Compartimento Gnaissico Anfibolito-Granulítico:

São abordados neste item, somente alguns dos principais dados geoquímicos deste compartimento.

Nas análises químicas tratadas, pode-se observar características geoquímicas distintas de alguns gnaisses, a exemplo dos biotita-hornblenda-gnaisses e gnaisses biotíticos (amostras OM 165 e 369) e anfibolíticos (OM 185) que ocorrem junto à ZCP e alinham-se segundo esta. De um modo geral apresentam altos teores de álcalis ($\text{Na}_2+\text{K}_2\text{O}$) em torno de 7.6 %, K_2O em torno de 3.5 %, alta razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (maior que 0.6 a 50% de SiO_2 e maior que 1.0 a 55% de SiO_2), baixo TiO_2 (0.5-0.7%), baixa sílica (50-52%), alto Al_2O_3 (18-19%), P (0.3%), Rb (36-48 ppm), Sr (1300-1330 ppm), alto Ba (3200-3600 ppm), alto Pb (25-30 ppm) e enriquecimento e leve fracionamento principalmente de ETRL (Figura 9.3.2). Estas características são compatíveis com associações cálcio-alcálinas de alto K a Shoshoníticas, de acordo com as descrições de Morrison (1980).

Figura 9.3.1- Diagrama de variação de elementos para os gnaisses anfibolíticos e biotíticos do compartimento Gnaissico-anfibolítico-granulítico, normalizados pelos valores do MORB de Pearce et al 1982.

Quando normalizados aos valores do MORB (Pearce *et al.* 1982, 1983) e plotados em diagramas de variação de multielementos (Figura 9.3.1) mostram enriquecimento em Ba e Ta relativo ao Zr e Hf e destes em relação ao Y e Yb. Este padrão e os correspondentes valores,

segundo Pearce *et al.* (*op cit.*) são similares e característicos de basaltos e andesitos de alto K que ocorrem em margens continentais ativas, a exemplo dos presentes no Chile Central. Segundo Morrison (1980) tais tipos de rochas se associam a margens continentais ativas e ocorrem associados aos arcos magmáticos. Conforme ainda interpretação de Pearce *et al.* (*op cit.*), estes padrões indicam enriquecimento em elementos incompatíveis do tipo LILE, principalmente de Ba, Sr, K, Rb, Ce e P, a partir de contribuições em regiões próximas ou acima de zonas de subducção.

Figura 9.3.2 - Diagrama de comportamento de terras raras para os gnaisses anfíbolíticos e biotíticos do compartimento gnaissico anfíbolítico granulítico. Normalização segundo o condrito. Valores de Nakamura (1974).

Os gnaisses anfíbolíticos (Figuras 9.3.1 e 9.3.2) apresentam características cálcio-alcalinas, com padrões semelhantes àqueles apresentados pelo gnaisses biotíticos, exceto por possuírem valores mais elevados de Th e menores de elementos litófilos LILE, como Ba, Rb e K e ainda maiores enriquecimentos em ETRL.

No diagrama MgO (% em peso) X FeO* (% em peso), os gnaisses biotíticos e anfíbolíticos (Figura 9.3.3) demonstram afinidades com os basaltos cálcio-alcalinos de alto K e shoshoníticos de margens continentais ativas e não com arcos de ilha.

A amostra VG 131, de Girardi (1974), localizada próximo aos gnaisses biotíticos, apresenta características petrográficas e geoquímicas semelhantes, apesar da ausência de análise de alguns elementos traços e terras raras.

Existem neste compartimento rochas gnaissico-granulíticas retrógradadas (amostra OM 42) que mostram, empobrecimento, principalmente, em ETRL, em relação aos demais e ainda sinais de contaminação por Cr (428ppm). Tais rochas, se localizam próximo ao contato com o corpo ultramáfico de C.M., fato identificado em outros locais (amostra VG 46 de, Girardi 1974). Estas características podem sugerir uma contaminação de Cr nas rochas

encaixantes das ultramáficas e, o empobrecimento de ETRL nos gnaisses pode ser devido à assimilação destes elementos pelas ultramáficas.

Figura 9.3.3 - Diagrama de variação FeO^* X MgO , discriminando as séries cálcio-alcalinas de alto K e shoshoníticas basálticas, em margens continentais ativas e arcos de ilha, utilizado para os gnaisses biotíticos e anfibolíticos. Fonte : Morrison (1980).

No geral, os litotipos que se encontram na facies granulito do Compartimento gnáissico anfibolito-granulítico apresentam caráter levemente toleítico e predominantemente cálcio-alcalino de baixo K (Figura 9.3.4).

Figura 9.3.4 - Diagrama AFM das séries magmáticas, para os principais litotipos gnáissico-granulíticos.

10 - COMENTÁRIOS E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Durante a apresentação das informações geológicas de região estudada, discussões e interpretações foram feitas, separadamente ou em conjunto, envolvendo, as principais unidades geológicas presentes na região. A Tabela 10.1 apresenta, em resumo, os principais dados dos litotipos da região de Piên e adjacências.

Os granitóides da *Suíte Granito-Milonítica Rio Piên*, petrográfica e geoquimicamente mostram composições granodioríticas, quartzo-monzodioríticas e subordinadamente monzograníticas. A constituição mineralógica original, pré deformacional, destes granitóides seria por feldspatos (Fk e plagioclásio), quartzo, biotita, hornblenda, titanita, zircão, apatita e magnetita. As relações geoquímicas em diagramas de elementos maiores e menores, variação de multi-elementos e terras raras indicam a cogeneticidade destes granitóides e a geração a partir de um magmatismo cálcio-alcálico (série cálcio-alcálica granodiorítica de médio K a monzogranítica de alto K) cuja formação teria ocorrido no intervalo de aproximadamente 650-620 Ma (valor interpretado a partir dos dados geocronológicos idades U-Pb, Rb-Sr e K-Ar em anfibólio). Este terreno granítico foi acrescido nesta época, entre os domínios Luis Alves e Curitiba.

Posteriormente ocorreu, uma fase de deformação *D1* heterogênea nestes granitóides associada, em seu início, ao cavalgamento destes granitóides sobre o conjunto das ultramáficas e os gnaisses a sul, evoluindo, já no seu término, para transcorrências. Esse processo deu-se em condições metamórficas que variaram desde fácies xisto verde, zona da biotita, até o limite inferior da fácies anfibolito. Esta fase tectono-metamórfica alterou, variavelmente, as relações texturais e estruturais na maior parte destas rochas, gerando protomilonitos, milonítios e ultramilonitos, com estes últimos, concentrados ao longo da ZCP. Nestes granitóides miloníticos desenvolveram-se estruturas, tais como, sigmóides de biotita e anfibólio, *mica fish*, rotação, orientação, intensa deformação e formação de subgrãos a partir de porfiroclastos de feldspatos, geração de biotitas a partir de anfibólios, recristalizações de biotita, e ainda a intensa recristalização e estiramento de quartzo, evidenciando a foliação milonítica.

10 - Relação dos principais dados geológicos da Região de Piên e adjacências

Compartimento	Principais Litotipos	Paragênese Mineral Principal <i>Magmática ou Metamórfica</i>	Paragênese Mineral Secundária <i>Hidrotermal ou retrometamórfica</i>	Padrão Estrutural <i>Estruturas Planares e Lineares</i>	Fases de Deformação <i>(D1,D2,...)</i>	Metamorfismo <i>(M1, M2,...)</i>	Padrão Geocronológico <i>Valores em Milhões de Anos</i>
Granitóides Miloníticos	Granodioritos, Quartzo-Monzodioritos, e Monzogranitos.	Quartzo Feldspato (FK e Plagioclásio) Biotita Hornblenda Zircão Apatita Titanita	Biotita Clorita Sericita Epidoto	Foliação Milonítica Sn = N66E / 64NW.	D1 : Cavalgamentos e Transcorrências dextrais associadas de caráter dúctil. D2 : Transcorrências de caráter rúptil	M1 : Facies xisto Verde, Zona da biotita até o limite inferior da Facies anfibolito.	U-Pb : 615 ± 29 716 ± 30 Rb-Sr : 605 ± 24. Ri = 0.70462 662 ± 50. Ri = 0.70445 609 ± 36. Ri = 0.7043 600 ± 30. Ri = 0.704 K-Ar em Biotita : intervalo 605-595 K-Ar em Anfibólio : 644 ± 17 e 600 ± 48 Sm-Nd (TDM) : 1992; 2057 e 2104
Suite Máfica-Ultramáfica	Serpentinitos e Xistos Magnesianos. Metaharzburgitos serpentinizados Olivina-Metapiroxênitos, Meta-Ortopiroxênitos e Gabronoritos.	Olivina Orotopiroxênio Clinopiroxênio Espinélio e Opacos	Serpentina Talco Tremolita Clorita Carbonto Opacos	Foliação Cataclástica-Milonítica Corpo Campina dos Crispins = N64E / 59 NW com Indicação de Eixos 40° / W e SW. Lm = 20°-50° / S43-89W. Lm = 10°-50° / N40-70W. Corpo Campina dos Malas : N66E / 20 NW. Lm = 10°-30° / N20-60W	D2 : Cavalgamentos e Transcorrências associadas dextrais de caráter dúctil. D2 : Transcorrências de caráter rúptil	M1 : Facies Xisto Verde, zona da biotita até o limite inferior da Facies Anfibolito.	K-Ar em plagioclásio de Gabronoritos : 500-600. Sm-Nd em rocha total do corpo de Campina dos Crispins : 2248 ± 46. Sm-Nd (TDM) : 2700

<p>Compartimento Gnaissico- Anfibolítico- Granulítico</p>	<p>Gnaisses granulíticos félsicos e Gnaisses félsicos e/ou miloníticos a anfibólio. Granulitos félsicos granatíferos Granulitos máficos granatíferos. Granulitos máficos ricos em granada e em biotita. Anfibolitos e xistos anfibolíticos. Gnaisses biotíticos. Gnaisses a anfibólio e plagioclásio</p>	<p>Ortopiroxênio (Hiperstênio) Clinopiroxênio (Diopsídio) Anfibólio (Hornblenda) Plagioclásio (andesina) Biotita Granada Quartzo K-Feldspato Apatita Zircão</p>	<p>Anfibólios (Tremolita-Actinolita-Cumingtonita) Plagioclásio (Albita a oligoclásio) Epidoto Biotita Quartzo Carbonato Clorita Opacos</p>	<p>Distante da ZCP, foliação Sn = N64W / 60NE. Indicação do Eixo: 30°-40° / N50-60W Lm = 20°-40° / N40-60W</p> <p>Próximo da ZCP, foliação Sn = N60-80E / 50-70NW e E-W / 48 N. Lm = 40°-50° / S50-70 W</p>	<p>D1: Dobramentos cilíndricos assimétricos</p> <p>D2 : Cavalgamentos e transcorrências associadas de caráter dúctil.</p> <p>D3 : Transcorrências de caráter rúptil.</p>	<p>M1 : Limite superior da Facies Anfibolito a Facies Granulito.</p> <p>M2 : Facies Xisto verde, Zona da biotita -granada até o limite Médio-Inferior da Facies Anfibolito.</p>	<p>Rb-Sr : 2000-2100 Ri: 0.702-0.704</p> <p>K-Ar em Biotita: gnaisses próximos da ZCP : 650-620. Idades híbridas entre 1000-1600 em, principalmente, Plagioclásio.</p> <p>K-Ar em Biotita, Anfibólio e Plagioclásio: Os gnaisses distantes da ZCP : intervalo entre 1700-1900.</p> <p>Sm-Nd em rocha total e minerais : 1700-1800.</p>
<p>Maciço Granítico Agudos do Sul</p>	<p>Alcali-feldspato-Granitos e Sienogranitos. Ocorrem ainda, Monzogranitos, Granodioritos.</p> <p>Corpos Gabro-dioríticos.</p>	<p>K-Feldspato Quartzo Plagioclásio Biotita Anfibólio (Hornblenda)</p> <p>Hornblenda Plagioclásio Piroxênio Biotita Quartzo</p>	<p>Serecita Clorita Epidoto Tremolita-Actinolita</p> <p>Tremolita-Actinolita Epidoto Clorita</p>	<p>Isotropia.</p> <p>Ocasionalmente clivagens de fraturas e foliações cataclásticas</p>	<p>D1 : Transcorrências de caráter rúptil.</p>	<p>Não observado.</p>	<p>U-Pb em Zircões : 594 ±26</p> <p>Rb-Sr : 570 ± 22 Ri : 0.70735</p> <p>K-Ar em Biotita : 541±28 Anfibólio : 585±24</p> <p>Sm-Nd (TDM) : 2085</p>

O resfriamento e a estabilização tectônica que se seguiram ao soerguimento tectônico, e a colocação deste terreno granítico em níveis crustais superiores, em isothermas em torno de 250-300°C, ocorreu entre 605 e 595 Ma. Sugere-se que a colocação dos corpos graníticos deve ter ocorrido próximo da idade de deformação, pois a ZCP ter-se-ia iniciado quando estes corpos ainda estavam relativamente quentes. O intervalo entre 650 Ma e 595 Ma (U-Pb, Rb-Sr e K-Ar) representa portanto, o intervalo entre a geração, deformação e a estabilização tectônica destes granitóides. A tendência do decréscimo das idades K-Ar em biotita, nestes granitóides, a partir da ZCP em direção ao N-NW pode ser explicada em função do distanciamento da ZCP.

As razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} em torno de 0.704, destes granitóides, a presença de composições granodioríticas e quartzo-monzodioríticas, o caráter cálcio-alcalino e meta-aluminoso, bem como, o fato da ausência de anomalias negativas de Eu, sugerem que estes sejam produzidos por fusões parciais envolvendo fontes mantélicas e da crosta inferior, com diferentes participações de granada, anfibólio, piroxênio e plagioclásio como fontes residuais. Hipóteses envolvendo fusões em níveis crustais mais superficiais são difíceis de compatibilizar-se com, os dados apresentados. Os resultados geoquímicos disponíveis para estes granitóides sugerem formação em ambientes de arcos magmáticos de margens continentais ativas, do tipo VAG de Pearce et al (1984). Os valores de elementos LILE e HFSE são semelhantes aos apresentados por este tipo de granitóides, principalmente no que se refere aos valores relativamente altos, principalmente de Ba.

Os dados de Sm-Nd (T_{DM}) apresentados por Siga Jr (1995) entre 1.9 e 2.1 Ga sugerem para a formação destes granitóides, o envolvimento de protólitos gerados durante o Paleoproterozóico, que poderiam ser os gnaisses anfibolito-granulíticos dos Domínio Luis Alves (dentro dos quais, fazem parte o Compartimento Anfibolito-granulítico ocorrente nesta região). Assim, estes granitóides podem ter sido gerados a partir de participações de fusões destas rochas gnaissico anfibolito-granulíticas.

O Maciço Granítico Agudos do Sul representa uma expressiva atividade granítica, que ocorreu ao redor de 590-570 Ma (U-Pb e Rb-Sr em rocha total) quando houve a diferenciação e a colocação de suas facies principais. A colocação deste maciço ocorreu quando os esforços deformadores dos granitóides miloníticos já teriam praticamente, cessados. Os dados U-Pb e Rb-Sr neste maciço comparados com os dados K-Ar em biotita dos granitóides miloníticos, indicam que estes últimos já estariam

relativamente frios quando iniciou-se a atividade magmática deste maciço, cujo o resfriamento ocorreu entre 580-570 M.a.

As facies identificadas neste maciço mostram, diferenças estruturais, texturais, composicionais, geoquímicas e isotópicas, em relação aos granitóides miloníticos. Apresentam, isotropia, caráter alcalino e levemente peraluminoso, valores menores de Ba e mais altos, principalmente em elementos LILE, tais como, Rb, K, Ta, Th, Nb, maior fracionamento e enriquecimento em ETRL (La, Sm, Nd, Ce e valores mais baixos de Eu) e razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} mais altas (Ri em torno de 0.707).

Estes últimos dados geoquímicos e isotópicos sugerem maior envolvimento ou participação de componente crustal na geração destes granitóides. Hipóteses envolvendo participação crustal na geração da facies principal do Maciço Granítico Agudos do Sul, são mais aceitas. A facies biotita-granodiorítica-monzogranítica, descartando-se a hipótese de mistura de magmas, seria gerada tardiamente em relação as demais e em condições de maior contribuição crustal, exibindo a leve anomalia negativa de Eu e a assinatura geoquímica, distinta das demais facies, apresentando-se mais enriquecida nos elementos LILE e HSFE. Os dados petrográficos, geoquímicos e geocronológicos obtidos classificam esta porção de Maciço Granítico Agudos do Sul como tardi-tectônicos, em relação aos granitóides da Suíte Granito-Milonítica Rio Piên..

Os dados Sm-Nd (T_{DM}) sugerem a participação de protólitos paleoproterozóicos na formação deste maciço, fato semelhante dos miloníticos, porém aqui, teria possivelmente maior participação destes protólitos na geração deste granito. Não é descartada a hipótese dos granitóides miloníticos terem contribuído, em forma de contaminações, neste processo.

Os dados petrográficos e geoquímicos indicam que os corpos de Campina dos Crispins e dos Maias da *Suíte Máfico-Ultramáfica* são cogenéticos e diferenciados a partir de um magma toleítico de alto magnésio, que gerou litotipos, com paragêneses minerais primárias a base de olivina, ortopiroxênio (enstatita), clinopiroxênio, espinélio e opacos (cromita), arrançados em uma textura original comumente granoblastica, gerada em ambientes mantélicos, da formação destas rochas. Os litotipos formados seriam harzburgitos, olivina-piroxenitos, piroxenitos (intercalados aos harzburgitos e em forma de diques centimétricos com textura cumulática) e, tardiamente, gabronoritos, provavelmente na forma de diques.

➤ Todo o conjunto ultramáfico foi, em um processo tectôno-metamórfico Neoproterozóico (K-Ar em plagioclásio e relações estruturais com as encaixantes), provavelmente o mesmo que afetou a Suíte Granito-Milonítica Rio Piên, heterogênicamente deformado, dobrado e desmembrado, perdendo sua relação estratigráfica original. Isto teria acontecido em consequência da colocação dos protólitos ultramáficos em níveis crustais superiores, dentro das condições metamórficas da facies xisto verde, zona da biotita até o limite inferior da facies anfibolito, com o desenvolvimento de uma foliação cataclástica a predominantemente milonítica. Durante este processo, ocorreu a serpentinização praticamente total dos litotipos peridotíticos e a formação de talco xistos, nas bordas dos corpos, por reações metamórficas apresentadas envolvendo, principalmente, a olivina, piroxênio, serpentina, talco, H₂O, sílica e CO₂.

Embora, o padrão de terras raras nas rochas serpentiniticas apresente, semelhanças aos observados em várias seqüências basais de complexos ofiolíticos, observam-se conteúdos mais elevados (devido a possíveis alguns fatores, discutidos anteriormente, no capítulo 9) nas rochas de Piên; os dados de Cr, Ni e Ti sugerem a natureza peridotítica residual para estas rochas e os associam, por apresentarem baixos valores de Ti, às ultramáficas com *fabric* tectônico gerados, em ambientes tectônicos do Tipo "Less Arc", pré arco e retro arco, em margens continentais ativas.

O critério de espinélio usado por Mercier e Nicolas (1975), poderia indicar o caráter residual, pois apresenta-se, nas rochas de Piên, anédrico e tende-se a se agrupar com orto e clinopiroxênio, apresenta coloração verde e por vezes marrom e, aluminoso (dados de análises de espinélio, Girardi 1974). Caso correta a hipótese de possíveis protólitos peridotíticos residuais, os altos valores em ETRL nos serpentinitos e harzburgitos serpentinizados, seriam causados pelo processo de serpentinização.

Estes últimos dados, quando somados às seguintes características

- Tipo da associação litológica (serpentinitos, harzburgitos serpentinizados, ortopiroxenitos intercalados com harzburgitos e em forma de diques com texturas cumuláticas, xistos magnesianos e rochas gabróicas),
- Contatos tectônicos (por cavalgamentos e transcorrências),
- Texturas essencialmente finas nos peridotitos serpentinizados e serpentinitos, estruturas miloníticas e serpentinização intensa,
- Aloctonia dos corpos e concentração maior e mais expressiva ao longo da ZCP (esta separando terrenos de idades e composições distintas),

são condizentes com lascas mantélicas representando traços de colunas ofiolíticas pré-existent, deslocadas em sua base, obductadas (transportando e restando somente as partes basais destas) e possivelmente erodidas em zonas de descontinuidades, resultantes de colagens ou colisões.

É necessário resaltar aqui que, dentro do contexto do Domínio Luis Alves ocorrem ultramáficas serpentinizadas, somente em forma de lentes de pequena dimensão, de ultramáficas e se distribuem desde a região de Luis Alves (SC) até a região estudada aqui. São freqüentes lentes de ultramáficas em regiões de ocorrência de rochas granulíticas (Dewey 1986, Windley 1986). E ainda, as lentes observadas dentro do compartimento gnaissico anfíbolito-granulítico, além de mostrarem relações estruturais, compatíveis com os gnaisses anfíbolito-granulíticos, apresentam-se com texturas mais grosseiras com cristais maiores de serpentina, não indicando provavelmente relação genética com os dois principais corpos ultramáficos de Piên

A ausência na região de Piên de rochas vulcânicas e vulcanossedimentar, normalmente associadas aos complexos máfico-ultramáficos, poderia ser explicada pelo fato do enriquecimento em ETRL (comentado no capítulo 9). A presença dos xistos anfíbolíticos na ZCP, com ocorrência muito restrita, representando, provavelmente, produtos metamórficos, de protólitos do tipo sedimentos ferro-magnesianos, possuindo atualmente alto conteúdo em Ba, ETRL e ETRP, poderia representar muito restritamente, tais litotipos vulcanossedimentares.

Nos complexos ultramáficos, onde há ausência de vulcânicas e sedimentos associados, a explicação é dada, pelo curto período de tempo entre a formação das rochas ultramáficas e sua deformação, ou seja entre a divergência crustal formadora e a convergência deformadora (Pearce et al 1986 e Nicolas 1989). Em regiões com longa vida de zonas de subducção, normalmente as seqüências ofiolíticas apresentam-se completas com rochas vulcânicas, vulcanossedimentares e tufos vulcânicos associados, a exemplo de Semail em Oman. O fato é atribuído que sejam somente indícios de bacias marginais de regiões de subducção, com evolução interrompida. Talvez, aí estaria a explicação, nas idades próximas obtidas, por diversos métodos radiométricos, nas encaixantes destas rochas.

A idade provável da geração deste material máfico-ultramáfico seria Neoproterozóica e anterior a geração dos granitóides miloníticos, interpretação retirada dos dados geológicos disponíveis sobre estas e contrapostos aos existentes sobre as

encaixantes, apesar, da impossibilidade em trabalhar com estas rochas, utilizando-se de métodos com conhecido poder de resolução e significado geológico, tais como, Rb-Sr e U-Pb.

A idade Sm-Nd de 2248 ± 46 (Siga Jr 1995), obtida a partir de dispersões de análises Sm-Nd em rocha total, do corpo de C.C. seria talvez representativa da idade do manto da época, a partir do qual se diferenciaram estas rochas e não significariam a idade da colocação destas, a exemplo dos granitóides miloníticos e do Maciço Granítico Agudos do Sul, que apresentam dados geocronológicos (U-Pb, Rb-Sr e K-Ar), todos Neoproterozóicos, contra dados Sm-Nd (TDM) Paleoproterozóicos. Deve-se lembrar dos fatos mencionados envolvendo os pontos constituintes desta isócrona e do possível efeito de serpentinização.

Os corpos máfico-ultramáficos (peridotitos serpentinizados e serpentinitos) que ocorrem na região de Tijucas do Sul-PR (Ribas 1993), podem representar a continuidade para NE, dos ocorrentes na região de Piên. Estão encaixados em gnaisses anfibolito-granulíticos e rochas diversas associadas. É necessário identificar bem suas encaixantes, com estudos geoquímicos e geocronológicos, para entender o seu contexto geológico e não assumir, antecipadamente, somente que estas estariam no contexto do Domínio Luis Alves.

É muito provável que durante a colocação dos corpos ultramáficos, foram trazidos, em forma de lascas tectônicas, fragmentos de gnaisses granulíticos máficos ricos em megacristais de granada, que ocorrem como lentes a norte dos corpos de C.C e C.M. Estas rochas apresentam paragéneses minerais cristalizadas em condições metamórficas da fácies granulito de alta pressão (discutidos no capítulo 7), durante o Paleoproterozóico (Sm-Nd em rocha total e minerais). O processo de retrometamorfismo em condições de fácies anfibolito teria ocorrido, variavelmente, durante o transporte destas rochas, para níveis crustais mais elevados. Estas rochas ricas em granada são observadas somente a norte de cada um dos corpos ultramáficos, são exóticos em relação aos demais litotipos granulíticos e devem ter um significado importante (Variedade eclogítica ?).

O Compartimento Gnaissico Anfibolito-Granulítico de região de Piên e adjacências apresenta-se como parte de uma margem tectôno-metamorficamente

reativada durante o Neoproterozóico, de um terreno gnaissico anfibolito-granulítico (Domínio Tectônico Luis Alves). Na região mapeada, este terreno apresenta litotipos onde, gnaisses granulíticos máficos compõem com félsicos, as principais unidades mapeadas.

Exibem padrão estrutural com a foliação e/ou o bandamento concentrados em N64E /60NW, no mínimo uma segunda foliação neste compartimento, e coerente com o padrão regional apresentado pelo Domínio Tectônico Luis Alves. Sugere estar associada a um dobramento regional cilíndrico assimétrico com direção axial N50-60W. O desenvolvimento deste padrão ocorreria quando do início do metamorfismo da fácies granulito a 2.1-2.0 Ga (dados Rb-Sr em rocha total), a que foram submetidos os protólitos granodioríticos-tonalíticos (terrenos do tipo TTG) levemente toleíticos e predominantemente cálcio-alcálinos de baixo K (dados geoquímicos). Nota-se a ausência de qualquer paragênese presente que caracterize origem para-derivada destes gnaisses granulíticos.

As relações iniciais Sr^{87}/Sr^{86} entre 0.702-0.704 sugerem a geração dos referidos protólitos a partir de grande participação de fontes mantélicas. As relações estruturais atuais observadas entre os litotipos granulíticos félsicos e máficos sugerem que, os félsicos ficariam, tectôno-estratigraficamente (?), sobre os litotipos predominantemente máficos. Durante a primeira fase metamórfica (M1) ocorreu, retrabalhamento metamórfico nos protólitos e a cristalização de paragêneses de fácies granulito (principalmente hiperstênio, diopsídio, hornblenda, biotita, plagioclásio, K-feldspato e quartzo) observadas principalmente em locais, a sul da ZCP. O resfriamento e a estabilização tectônica deste fragmento crustal ocorreu durante o Paleoproterozóico em aproximadamente 1.8 Ga (dados K-Ar em biotitas e ainda anfibólios e plagioclásios e, isócronas Sm-Nd em rocha total e minerais). Este compartimento permaneceu frio entre 1.7-1.8 Ga até cerca de 650 Ma, quando houve uma reativação tectônica concentrada em sua porção norte.

Durante o Neoproterozóico, entre 650-620 Ma (dados K-Ar em biotita), os litotipos gnaissico anfibolito-granulíticos localizados na margem deste compartimento, foram submetidos a uma nova fase tectôno-metamórfica (desenvolvimento da ZCP), que devido ao soerguimento tectônico e infiltração de fluidos, sofreram retrometamorfismo dentro das condições do limite inferior da fácies anfibolito até, fácies xisto verde, zona de biotita. Durante esta fase ocorreu, dependendo do litotipo, a substituição de

ortopiroxênio e clinopiroxênio por cumingtonita, tremolita-actinolita, a permanência de hornblenda ou a sua quebra parcial para tremolita-actinolita, permanência da granada com alterações ocasionais para opacos, intensa formação de subgrãos e recristalizações de biotita e quartzo com forte estiramento deste último, quando presente. Associado a este metamorfismo, ocorreu a imposição de uma foliação milonítica com direção E-W e NE, concentrada nos litotipos gnaissicos que ocorrem ao longo da ZCP.

Foram cartografados, gnaisses biotíticos, biotita-hornblenda-gnaisses e gnaisses anfibolíticos, que ocorrem exclusivamente junto e ao longo da ZCP. Estas rochas são diferentes das constituintes da associação gnaissico-granulítica e apresentam idades K-Ar em biotita Neoproterozóicas porém, são desconhecidas suas idades U-Pb e Rb-Sr. Ressalta-se que, até o momento, não foram identificadas rochas com estas características químicas, nos Domínios Curitiba e Luis Alves. A hornblenda presente nestas rochas apresenta pleocroísmo verde escuro e marrom e a biotita apresenta pleocroísmo verde e por vezes marrom, assim, não tendo semelhança com a biotita típica de facies granulito que possui cor castanho escuro a avermelhado escuro.

Apresentam conteúdos e assinaturas geoquímicas (descritos no capítulo 9) que mostram afinidades com basaltos e andesitos cálcio-alcalinos de alto K a shoshoníticos, característicos de margens continentais ativas. É provável que estas rochas foram geradas durante o Neoproterozóico e que representem equivalentes metamórficos de rochas com composições basalto-andesíticas.

Um perfil regional, K-Ar em minerais, construído desde a Suíte Granito-milonítica Rio Piên, a norte, e o Compartimento Gnaissico Anfibolito-granulítico, a sul, revela que, as idades das rochas gnaissico anfibolito-granulíticas concentram-se em torno de 1800 Ma e que a medida que ocorre a aproximação da ZCP, estas tornam-se mais jovens (entre 1600-1000 Ma, denotando, perdas parciais do sistema K-Ar) e próximo a ZCP e nas rochas por ela deformadas, as idades mostram-se Neoproterozóicas (650-605Ma), independente das características e da idade da rocha original, observando um decréscimo do sul para o norte. Desta forma fica evidente que no Compartimento Gnaissico Anfibolito-granulítico, idades mais antigas ocorrem longe da ZCP, em direção ao sul, implicando que estas rochas foram parcialmente reaquecidas, durante o Neoproterozóico, por superposição tectônica associada provavelmente a tectônica de

cavalcamento e transcorrências que culminaram na superposição de rochas aquecidas sobre gnaisses que já se encontravam relativamente frios. Dados estruturais e metamórficos corroboram esta hipótese.

A Evolução estrutural dos litotipos desta região está associada, em seu início, a um processo de tectônica de cavalcamento, com sentido de movimento do N-NW para S-SE, provocando a sobreposição destes granitóides miloníticos sobre os corpos ultramáficos e destes sobre o Compartimento gnaissico anfibolito-granulítico (mergulhos de 60°-70° para NW das foliações nas diferentes unidades). Durante este processo ocorreu possivelmente o rompimento da continuidade que existira entre os corpos ultramáficos de C.C e C.M e a colocação deste último por sobre os gnaisses em forma de *Klippe* (baixos mergulhos da foliação neste corpo e lineações minerais para NW em baixo caimento). Os dados de lineações minerais caracterizadas pela orientação de serpentina, no corpo de C.C, entre 10° a 50° para N40W a N70W e em C.M, entre 10°-30° para N20-60W, que encontram-se transversais à direção das foliações nestes corpos, representariam lineações do tipo a cinemáticas, caracterizando esta tectônica tangencial. É muito provável que, a falha do Rio Piên seja do tipo falha transcorrente de rasgamento, que movimentaria-se transversalmente participando, da colocação do corpo de C.M por sobre os gnaisses-granulíticos e destruiria a continuidade existente entre os corpos ultramáficos. Ocorreram Ainda, associados, dobramentos internos concentrados nos corpos ultramáficos, principalmente em função do diferente comportamento reológico destas rochas em relação aos encaixantes. Estas dobras possuem eixos inclinados para W e SW e desenvolvimento de lineações com rumo 20°-50° / S43-89W. Como produto final desta tectônica tangencial, evoluiria para uma tectônica transcorrente, ainda em condições dúcties, possivelmente transpressional e dextral, que reorientaria as lineações existentes e escassas encontradas nos biotita ultamilonitos ao longo da ZCP e as observadas nos gnaisses próximos a ZCP, em torno de 40°-50° / S50°-70°W.

Nos granitóides miloníticos e na Suíte máfico-ultramáfica, seria uma fase de deformação *D1*, enquanto no Compartimento gnaissico anfibolito-granulítico corresponderia a uma fase de deformação no mínimo *D2*.

Uma movimentação transcorrente de caráter rúptil ocorreu após a colocação do Maciço granítico Agudos do Sul (provável reativação da ZCP), sendo sugerida pela linearidade do contato entre o Maciço granítico Agudos do Sul e os granitóides da Suíte

granito-milonítica Rio Piên, sem identificação de foliações no primeiro e com clivagens de fraturas.

A compartimentação atual da região de Piên, foi estabelecida durante o Neoproterozóico, sobre uma crosta que se encontrava estável e fria desde 1.7-1.8 Ga. As possíveis etapas construtivas deste cenário geotectônico, podem ter sido as seguintes:

- A Evolução geodinâmica da região se iniciaria com uma divergência crustal, separando a continuidade que existiria entre os Domínios Luis Alves e Curitiba (idades U-Pb e Rb-Sr Paleoproterozóicas), gerando uma placa oceânica entre ambos, do tipo Proto-Oceano, Mar Vermelho ou Golfo.
- O fechamento deste, teria ocorrido em um processo de convergência entre duas placas oceânicas, com o sentido da subducção do sul para o norte, gerando uma Bacia Marginal entre ambas (em ambiente de “*Sea Floor Spreading*”), situada acima da zona da subducção “*Supra-subduction Zone Setting*”. No caso de Piên, não teria ocorrido a formação do arco vulcânico, tendo sido gerados somente os litotipos da suíte máfico-ultramáfica, nos estágios mais iniciais e primordiais da evolução desta bacia.

A ausência de vulcânicas constituintes de Arco de Ilha associadas, normalmente, ao início do desenvolvimento do arco vulcânico, seria possivelmente indicativo da interrupção ou a inexistência deste estágio. Talvez estas características sejam devido a curta duração desta etapa em função da possível curta duração da zona da subducção. Caso tenha ocorrido a formação de arco vulcânico este seria, dentro desta evolução, facilmente erodido, já que teria-se formado em níveis crustais mais superiores, restando somente traço deste, representado, possivelmente, pelos xistos anfibolíticos já mencionados.

- O término da interação entre duas placas oceânicas, provavelmente de pequeno tamanho, resulta no início da interação entre uma placa oceânica e uma microplaca continental (os terrenos gnaissicos do Domínio Curitiba a norte), num processo de subducção do tipo B. O início deste processo da construção da margem continental ativa seria marcado pela geração, na borda do fragmento crustal a norte (Domínio Curitiba), dos correspondentes plutônicos de basaltos e andesitos cálcio-alcalinos de

alto K a shoshoníticos (Gnaisses biotíticos e biotita-anfibólio gnaisses) e em seguida, ou mais a norte, adentrando a microplaca continental, se iniciaria um magmatismo granítico calcio-alcálico gerando os granitóides da Suíte Granítica Rio Piên, em um ambiente de arco magmático construído e posicionado na borda do Domínio Curitiba. Isto ocorreria ao redor de 650-620 Ma. A largura deste arco magmático seria em torno de aproximadamente 20 km, com possível polaridade magmática de sul para o norte.

A contribuição de material mantélico, com prováveis de fusões da crosta inferior (litotipos do Domínio Curitiba, sugestão dos dados TDM), gerariam os granitóides da Suíte Granito-milonítica Rio Piên, com possível aporte e enriquecimento em elementos tipo LILE, principalmente Ba, a partir de contribuições da zona de subducção.

- A destruição da margem continental ativa como, resultante da colagem ou colisão entre o arco magmático e a margem continental de um microcontinente, ocorreu entre 630-600 Ma, através do metamorfismo (facies xisto verde zona da biotita até o limite inferior da facies anfibolito) e a deformação, que se propagaram em todos os litotipos da região de Piên, iniciando-se com cavalgamento do N-NW para S-SE e evoluindo no seu fim para transcorrências. Nesta época seriam jogados contra o Compartimento gnaissico anfibolito-granulítico, respectivamente, a Suíte Máfico-ultramáfica de Piên (esta, como resto da bacia marginal mencionada obductada na margem do compartimento gnaissico), os gnaisses biotíticos e anfibolíticos e também os granitóides da Suíte granito-milonítica Rio Piên, causando aquecimento e retrabalhamento metamórfico da margem norte do Compartimento gnaissico anfibolito-granulítico.

Mais a norte, os gnaisses do Domínio Curitiba, durante este processo, seriam postos em níveis crustais mais elevados, sofrendo aquecimentos por posicionarem-se a norte da zona da subducção e restariam como terrenos exóticos, perdendo a identidade, entre os granitóides miloníticos e os metassedimentos da faixa Ribeira. Durante este processo, os gnaisses do domínio Curitiba seriam colocados, devido ao soerguimento tectônico, em níveis crustais superiores aos da margem norte do Compartimento Gnaissico anfibolito-granulítico, assim, tendo o primeiro apresentando idades K-Ar em biotita e anfibólio, todos Neoproterozóicos (em torno de 620 Ma), resultado deste soerguimento tectônico e do aquecimento de toda porção a norte (Domínio Curitiba),

sobreposta a zona de subducção existente. Os granitóides da Suíte Granito-milonítica Rio Piên se resfriariam por último (idades K-Ar mais novas) em isothermas ao redor de 250-300°C, em níveis crustais mais superiores aos do Domínio Curitiba.

- Como resposta final, ocorreu ao redor de 590-570 Ma, já após o resfriamento e a estabilidade tectônica dos granitóides miloníticos e das demais unidades, uma expressiva atividade granítica (Maciço Granítico Agudos do Sul), limitada geograficamente entre a porção norte do Domínio Luis Alves até o limite sul do Domínio Curitiba com maior participação e contribuição, na sua geração, de fusões dos gnaisses, dos dois domínios mencionados (hipóteses discutidas anteriormente). Sugere-se ainda a continuação da influência da zona de subducção na formação destes granitóides.

A região necessita ainda de, detalhamentos geológicos e geocronológicos de rochas que se encontram principalmente ao longo da ZCP, a exemplo dos gnaisses biotíticos e anfibolíticos. A continuidade na pesquisa detalhada, da suíte granito-milonítica Rio Piên, no Domínio Curitiba e nas relações entre os domínios Luis Alves e Curitiba, a verificação das rochas ultramáficas da região de Tijucas do Sul (PR) e as relações e o tipo de suas encaixantes.

Pelo exposto e apesar das dificuldades em se trabalhar nesta região, novos dados e detalhamentos permitiram a caracterização e o enquadramento da região dentro de um processo geodinâmico de margem continental ativa, no cenário geotectônico do Ciclo Brasileiro, sendo a Zona de Cisalhamento Piên forte candidata a ser local de subducção seguida de colisão e amalgamento de terrenos de distintas composições, origens e idades de geração.

11 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADDAS, W.; CARVALHO, M.A.S. & MACHADO, G.I. (1980) Projeto Geoquímica na Área de Guaratubinha-Piên (PR). DNPM/CPRM. Relatório final, 9 volumes.
- ALBUQUERQUE, L.F.F.; ARIOLI, E.E.; DIAS, A.D.A. & KIRCHNER, C.A. (1971) *Geologia das quadrículas de Blumenau e Joinville, SC*. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 101p. (Relatório interno).
- ALMEIDA, F.F.M. (1949) Novo campo de riolitos e tufos no sul do Brasil. *Mineração e Metalurgia*, 14(82):101-103.
- ALMEIDA, F.F.M. (1967) *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DGM/DNPM, Boletim 241, 36p.
- ALMEIDA, F.F.M. (1981) Síntese sobre a Tectônica da Bacia do Paraná. SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Curitiba. *Atas*. Curitiba, v.1, p.
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. (1973) The precambrian evolution of South America cratonic margin, south of the Amazon River. In: NIRN, A.E.M. & STHIEL, F.G. (Eds.). *The ocean basins and margins*. New York, Plenum Press, v.1, p.411-446.
- BARBOSA, J.S.F. & FONTEILLES, M. (1989) Caracterização dos protólitos da região granulítica do sul da Bahia-Brasil. *Rev.Bras.Geoc.*, 19: 3-16.
- BARD, J. (1980) *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. D. Reidel Publishing Company-Dordrech, Holand. 264 p.
- BARTORELLI, A.; MINIOLI, B. & KAWASHITA, K. (1968) Nota preliminar sobre rochas ultrabásicas de Itajuba - Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte, SBG, v.1, p.243-246.
- 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.; SIGA JR., O. & KAWASHITA, K. (1990a) A K-Ar profile through the Joinville Massif and the Dom Feliciano Belt, southern Brazil - tectonic implications. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOCHRONOLOGY COSMOCHRONOLOGY AND ISOTOPE GEOLOGY, 7, Canberra. *Abstracts*. Camberra, Australia, v.27, p.8.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O. & MACHIARELLI, A. (1990b) Tectônica de nappes do Proterozóico Superior e Eopaleozóico da porção sul brasileira. In: REUNIÃO INTERNACIONAL DO PROJETO 270 - PICG, 3, São Paulo, IUGS/UNESCO.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O. & MACHIARELLI, A. (1990c) Tectonic relationship between the Dom Feliciano Belt and the Joinville Massif, Southern Brazil. In: WORKSHOP "GEOQUÍMICA ISOTÓPICA, LITO-GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DAS REGIÕES SUL E SUDESTE DO BRASIL", São Paulo. *Boletim de Resumos*. São Paulo. SBG. v.1, p.17-19.

- BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O.; MACHIAVELLI, A. & MANCINI, F. (1991) Evolução tectônica do Maciço de Joinville (PR - SC). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro. *Boletim de Resumos*. Rio Claro, SBG, p.132-133.
- 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. (1990d) 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.; VASCONCELLOS, J.P.B.C. & SILVA, P.C.S. (1988) Evolução e geotectônica dos terrenos pré-cambrianos a eopaleozóicos dos estados do Paraná e Santa Catarina. São Paulo, 20p. (Relatório Fapesp, Projeto 87/0175-9, inédito).
- 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.
- BASUMALLICK, S. (1969) Preliminary note on the charnockite occurrence around Serra Negra, State of Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 27: 105-110.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1/4):43-55.
- BATOLLA JR., F.; HAMA, M. & LOPES JR., I. (1977) Idades radiométricas Rb/Sr e K/Ar em rochas cristalinas pré-brasilianas da região leste do Estado do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, São Paulo. *Atas*. São Paulo, SBG, p.324-337.
- BELL, T.H. (1979) The deformation and recrystallization of biotite in the Woodroffe Thrust mylonite zone. *Tectonophysics*, 58: 139-158.
- BENVENUTTI, L.R.; SANTOS, M.R. dos & YAMASHITA, R.M. (1987) Relatório e mapa geológico da região de Fragosos-Avenquim-SC. *Relatório de Graduação*, UFPR (inédito).
- BIGARELLA, J.J. (1965) Nota explicativa acompanhando a Folha Geológica de Paranaguá. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia*, 13: 6p.
- BIONDI, J.C.; CAVA, L.T. & SOARES, P.C. (1989) *Mapa Geológico do Estado do Paraná (Escala 1:650.000)*. Curitiba, DNPM/MINEROPAR.
- BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPEL, B.W.; DIDIER, J. & LAMEYRE, J. (1984) Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: A discussion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35(1/3):1-11.
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. (1991) Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53(1/2):23-40.
- CAMPANHA, G.A.C. (1992) *Tectônica proterozóica no alto e médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. São Paulo, 296p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

- CAMPANHA, G.A.C.; BISTRICHI, C.A. & ALMEIDA, M.A. (1987) Considerações sobre a organização litoestratigráfica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. Atas. Curitiba, SBG, v.2, p.725-742.
- 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.
- CARVALHO, M.A.S. & DAITX, E.C. (1980) Projeto Geoquímico da Área de Guaratubinha-Piên. Curitiba. CPRM, v. 3.
- CARVALHO, P.F. & PINTO, E.A. (1938) *Reconhecimento geológico no Estado de Santa Catarina, Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. Boletim 92, 30p.
- 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.
- CHIODI FILHO, C.; SANTOS, J.F.; SOARES, P.C. & MORETZOHN, J.S. (1989) Estudos de elementos terras raras para caracterização e avaliação metalogenética de granitóides no Escudo Paranaense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2, Porto Alegre. *Anais*. Porto Alegre, SBG, p.487-497.
- 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.
- 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.
- 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. (1980) Fundamentos de interpretação geocronológica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. *Boletim Especial*. Camboriú, SBG, v.6, p. 22-.
- 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. & GIRARDI, V.A.V. (1967) Geologia da Folha de Morretes. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia*, 26:40p.
- DAITX, E.C. & CARVALHO, M.A.S. (1980) *Projeto geoquímica na área de Guaratubinha - Piên*. São Paulo, DNPM/CPRM, 184p. (Relatório interno).
- DE LA ROCHE, H.; LETTERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagram and major-elements analyses - Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1/2):183-210.
- DE PAOLO, D.J. (1988) *Neodymium isotope geochemistry: an introduction*. Berlin, Springer Verlag, 187p.

- 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.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1966) *Minerais Constituintes das Rochas - uma introdução*. Lisboa, Fundação Calouste Gulbenkian, 556 pp.
- 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. (1986) Diversity in the lower continental crust. In: DAWSON, J.B.; CARSWELL, D.A.; HALL, J.; WEDEPOHL, K.H. (eds). *The nature of the lower continental crust. Geol. Soc. Spec. Publ.*, **24**: 71-78.
- 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.
- DUTRA, E.B. (1926) Reconhecimento topographico e geológico no Estado de Santa Catarina. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, **21**: 29-56.
- EBERT, H. (1971) O Grupo Guaratubinha ao norte do Estado de Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. *Anais*. São Paulo, SBG, v.1, p.147-165.
- EBERT, H. & BROCHINI, M.F. (1971) A Formação Campo Alegre, Santa Catarina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. *Resumo das Comunicações*. São Paulo, SBG, p.181-182.
- ELLIS, D.J. (1987) Origin and evolution of granulites in normal and thickened crust. *Geology*, **15**: 167-170.
- 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 & PATERSON, 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.
- EVENSEN, N.H.; HAMILTON, P.J. & O'NIONS, R.K. (1978) Rare earth abundances in chondritic meteorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**(8):1119-1212.
- FAURE, G. (1986) *Principles of isotope geology*. New York, John Wiley & Sons, 589p.
- FERREIRA, C.J. & WERNICK, E. (1985) Petrografia dos granitóides dos escudos de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis. *Anais*. Florianópolis, SBG, p.124-125.
- 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.
- FIORI, A.P. (1978) *Análise do caráter polidiapírico do Granito Agudos na região de Agudos do Sul, PR*. Curitiba. MINEROPAR S/A, 28p. (Relatório interno).

- FIORI, A.P. (1985) As falhas Lancinha e de Morro Agudo e estruturas secundárias associadas. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 2, Florianópolis. *Anais*. Florianópolis, SBG, p.159-171.
- FIORI, A.P. (1992) Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui, PR. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 23:55-74.
- FIORI, A.P.; FASSBINDER, E.; GÓIS, J.R. & FUMAGALLI, C.E. (1987) Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba. *SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 3, Curitiba. *Atas*. Curitiba, SBG, v.1, p. 183-198.
- 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, A. F (1984) Rare earth element abundances in upper mantle rocks. *In : HENDERSON, P. (ed.). Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, p. 153-196.
- 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 (1967a) A Formação Guaratubinha. *Boletim Paranaense de Geociências*, 23/25:237-256.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J. & TREIN, E. (1967b) Contribuição ao estudo das rochas graníticas no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 23/25:183-219.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. & MURATORI, A. (1971) Geologia do leste paranaense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 25, São Paulo. *Anais*. São Paulo, SBG, v.1, p.121-130.
- FUCK, R.A.; MURATORI, A. & TREIN, E. (1968) *Folha geológica da Ilha do Mel (escala 1:70.000)*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- FUCK, R.A.; MURATORI, A. & TREIN, E. (1969a) *Folha geológica de Guaratuba (escala 1:70.000)*. Curitiba, Comissão da Carta geológica do Paraná.
- FUCK, R.A.; MURATORI, A. & TREIN, E. (1969b) *Folha geológica de Paranaguá (escala 1:70.000)*. Curitiba, Comissão da Carta geológica do Paraná.
- FUCK, R.A.; TREIN, E. & MARINI, O.J (1967c) Geologia e petrografia dos migmatitos do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 23/25:5-41.
- FUCK, R.A. ; TREIN, E.; MURATORI, A. & RIVEREAU, I.C. (1969c) Mapa geológico preliminar do litoral, da Serra do Mar e parte do Primeiro Planalto do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 27:123-152.
- GIRARDI, V.A.V. (1969) *Petrologia das rochas metamórficas da região de Morretes-Antonina*. PR. São Paulo. 131p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- GIRARDI, V.A.V. (1971) Os anfibolitos da região de Morretes - Antonina. PR. *Revista Brasileira de Geociências*, 1(1):43-65.

- 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. & ULBRICH, H.H.G.J. (1978) Saphirine-orthopiroxene spinel occurrence in the Pien Area, Paraná, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 8(4): 284-293.
- 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.; 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.; SALAMUNI, E. & FIORI, A.P. (1985) Lineamentos e compartimentos tectônicos do pré-Cambriano paranaense. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis. *Anais*. Florianópolis, SBG, p.159-171.
- HANES, A.J. (1991) K-Ar and Ar^{40}/Ar^{39} geochronology: methods and applications. In: HEAMAN, L. & LUDDEN, J.N. (Ed.). *Short Course Handbook on Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology*. Mineralogical Association of Canada, 19(2):27-57.
- HARALYI, N.I.E.; HASUI, Y. & KAUL, P.F.T. (1982) Dados gravimétricos da região costeira do Paraná e Santa Catarina e sua interpretação estrutural. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador. *Anais*. Salvador, SBG, v.1, p. 64-67.
- 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.
- HARLEY, L.S (1989) The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geol. Magaz.* 126 (3): 215-247.
- 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.
- HARTMANN, L.A. (1976) Ocorrência de granulitos em Luis Alves, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Belo Horizonte. *Boletim de Resumos*. Belo Horizonte. SBG, p.321.
- HARTMANN, L.A. (1981) *Petrogênese dos granulitos e ultramafitos de Luis Alves (SC)*. Porto Alegre, 104p. (Tese de Doutorado apresentada à Universidade Federal do Rio Grande do Sul).

- HARTMANN, L.A. (1988) Geoquímica de terras raras e geotermobarometria de granulitos de Dom Pedrito e Luis Alves, no extremo sul do Brasil. *Geochimica Brasiliensis*, 2(1):1-14.
- HARTMANN, L.A.; BASEI, M.A.S. & SOMMER, M.W. (1994) Geochemistry of the lower proterozoic granulite - facies granitoid potassic syenite, southern Brazil. *Precambrian Research*, (no prelo).
- HARTMANN, L.A. & NARDI, L.V.S. (1980) O cinturão granulítico atlântico nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. *Acta Geologica Leopoldensia*, 4(7):3-12.
- 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.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. (1984) A Província Mantiqueira, Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (Eds.). *O pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Editora Blücher, 378 p.
- HIGGINS, N.W. (1971) Cataclastic rocks. *Prof. Paper U.S. Geol. Surv.*, 687p.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian J. Earth Sciences*, 8: 523-548.
- ISSLER, R.J. (1982) Evento Geodinâmico Brasileiro-Fechamento de Oceânico e colisão continental nos Crátons de Rio de La Plata e Dom Feliciano: Granitos a duas micas e ofiolitos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador. *Anais*. Salvador, SBG, v.1, p. 24-38.
- ISSLER, R.S. & FREIRE, F.A. (1985) A diversidade dos granitos da região sul do Brasil. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis. *Anais*. Florianópolis, SBG, p.89-101.
- JACKSON, E.D. & THAYER, T.P. (1972) Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complexes. In: INTERNATIONAL CONGRESS MONTREAL, v.2, p.289-296.
- JENKINS, D.M. (1981) Experimental phase relations of hydrous peridotite modelled in the system H_2O -CaO-MgO- Al_2O_3 - SiO_2 . *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77 (22): 166-176.
- JOST, H. & HARTMANN, L.A. (1984) Província Mantiqueira - Setor meridional. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI Y. (Eds.). *O Precambriano do Brasil*. São Paulo. Edgard Blücher, 358 p.
- KAUL, P.F.T. (1979) Pré-Cambriano e Eopaleozóico do nordeste de Santa Catarina e leste do Paraná: reavaliação de dados e correlações com a África. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro. *Atas*. Rio Claro, SBG, v.1, p.1-15.
- KAUL, P.F.T. (1980) O Cráton de Luis 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. (1985) Magmatismo e evolução da crosta no sul-sudeste do Brasil, durante o Proterozóico Superior e Eopaleozóico. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 2, Florianópolis. *Anais*. Florianópolis, SBG, p.126-127.
- 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. & 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-southeast, Brazil: an outline of their geological evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1/3): 172-182.
- 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.
- KAWASHITA, K.; SONOKI, I.K.; SATO, K. & SONOKI, H.M. (1990) Regressões lineares em geocronologia: isócronas, errôcrônicas e pseudoisócronas. *Boletim do IG-USP, Série Científica*, 21:53-72.
- KRUBNIKI, E.; RECUERO, J.C. & MORO, R.P.X. (1987) Relatório e mapa geológico da área de Piên-Poço Frio. *Relatório de Graduação*, UFPr. (inédito).
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. (1982) Plutonic rocks types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14(1/2):169-186.
- LE MAITRE, R.W. (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford. Blackwell, 193 p.
- LISTER, G.S. & SNOKE, A.W. (1984) S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6: 617-638.
- 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. *Atas*. 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. *Atas*. Curitiba, SBG, v.2, p.481-490.
- MAACK, R. (1947) Breves notícias sobre a geologia dos estados de Santa Catarina e Paraná. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 2: 65-154.
- MAACK, R. (1953) *Mapa geológico do Estado do Paraná (escala 1:750.000)*. Curitiba, IBPT.

- MAACK, R. (1961) Sobre a ocorrência de granitos alcalinos no Estado do Paraná e sua porção dentro das fases orogenéticas algonquianas. *Boletim da Universidade Federal do Paraná, Geologia*, 4: 52p.
- 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.
- MACHIAVELLI, A.; GUIMARÃES, G.B. & KFFURI, R. (1987) Relatório do mapa geológico da região de Campina dos Maias (Piên-PR) e Fundão (São Bento do Sul-SC). *Relatório de Graduação*, UFPr. (inédito).
- 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.; HAWKESWORTH, C.J. & BASEI, M.A.S. (1987) Nd and Pb isotope studies bearing on the crustal evolution of Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(3):263-268.
- MANTOVANI, M.S.M.; SHUKOWSKY, W.; BASEI, M.A.S. & VASCONCELOS, A.C.B.C. (1989) Modelo gravimétrico das principais discontinuidades 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.
- 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.
- 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).
- MORAES REGO, L.F. & GUIMARÃES, D. (1926) Estudo geológico e Petrographico da jazida de magnetita de Anitápolis, Estado de Santa Catharina. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, 21: 1-27.
- MOREIRA, M.L.O. & MARIMON, M.P. (1980) Ensaio petrográfico e petroquímico das rochas do fácies granulito. Complexo Granulítico de Santa Catarina, Folha SC-22-ZB, Camboriú, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. *Anais*. Camboriú, SBG, v.4, p.2119-2133.
- MURATORI, A.; TREIN, E. & FUCK, R.A. (1969a) *Folha geológica Serra da Igreja (1:70.000)*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- MURATORI, A.; TREIN, E.; FUCK, R.A.; HAUSEN, J.P. & BASUMALLICK, S. (1969b) *Folha geológica de Guaraqueçaba (escala 1:70.000)*. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná.

- NAKAMURA, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**: 757-775.
- NEWTON, R.C.; SMITH, J.V. & WINDLEY, B.F. (1980) Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, **288**: 45-49.
- NICOLAS, A. (1989) *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Dordrecht, Kluwer Acad. Publ., 367p.
- NICOLAS, A.; BOUDIR, F. & BOUCHEZ, J.L. (1980) Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments. *American J. Science*, **280**: 192-210.
- OLIVEIRA, E.P. (1925) *Mapa geológico do Estado do Paraná (escala 1:1.000.000)*. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil.
- ORLANDI FILHO, V. & SILVA, L.C. (1979) Mapa de facies metamórficas do Estado de Santa Catarina - escala 1:1.000.000. *Acta Geológica Leopoldensia*, **3(6)**:125-133.
- OTTONELO, G. PICCCARDO, G.B & ERNST, W.G (1979) Petrogenesis of some Ligurian peridotite. Rare earth element chemistry. *Geochim. and Cosmochimistry. Acta*, **43**: 1273-1284.
- PARELLADA, C.I.; ESPINOSA, E.I. & SECCO, L. (1987) Relatório e mapa geológico da região de Trigolândia. *Relatório de Graduação*. UFPr. (inédito).
- PASSCHIER, C.W. (1984) The generation of ductile and brittle shear bands in a low-angle mylonite zone. *J.Struct.Geol.*, **6**: 273-281.
- PASSCHIER, C.W & SIMPSON, C. (1986) Porphyroclast system as kinematic indicators. *J. Struct.Geol.*, **8**: 831-843.
- PEACOCK, M.A. (1931) Classification of igneous rocks series. *J. Geology*, **39**: 54-67.
- PEARCE, J.A. (1982) Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R.S. (Ed). *Andesites*. John Wiley & Sons, p.525-548.
- PEARCE, J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (eds). *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing limited, p. 230-249.
- PEARCE, J.A., ALABASTER, T., SHELTON, A.W. & SEARLE, M.P. (1981) The Oman ophiolite as a cretaceous arc basin complex: evidence and implications. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, p. 299-317.
- 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. *Geol.Soc.London.Spec.Publ.*, **16**: 77-94.
- PITCHER, W.S. (1980) Granite type and tectonic environment. In: ISHIHARA, S. & TAKENOUSHI, S. (Eds.). *Granite magmatism and related mineralization. Soc. Mining Geologist of Japan. Mining Geology Special Issue*, **8**: 19-40.
- PITCHER, W.S. (1987) Granites and yet more granites forty years on. *Geologische Rundschau*, **76(1)**: 51-79.

- RAMSAY, J.C. (1979) Shear zone geometry: a review. *J. Struc. Geol.*, 2(112): 83-99.
- RAMSAY, J.C. & HUBER, M. (1987) *The techniques of modern structural geology*. London, Academic Press, v.2, 700 p.
- REIS NETO, J.M.; SIGA JR. O.; BASEI, M.A.S. & CASTRO, N.A. (1993) Complexo Básico e Ultrabásico de Pien: uma revisão estratigráfica. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 5, Curitiba. *Boletim de Resumos*. Curitiba, SBG, p.43.
- REIS NETO, J.M. & SOARES, P.C. (1987) Um estudo de caracterização termo-dinâmica de micro-estruturas dos Grupos Açungui e Setuva-PR. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. *Anais*, v. 1, p. 147-166.
- RIBAS, S.M. (1984) Projeto Piên. Relatório final integrado, texto e anexos. MINEROPAR, Curitiba. *Relatório interno*. (inédito).
- RIBAS, S.M. (1993) *O complexo máfico-ultramáfico de Tijucas do Sul, correlação com o Complexo de Pien, PR e considerações metalogenéticas*. Campinas, 130p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de Campinas).
- RUBERTI, E. & GOMES, C.B. (1977) Mineralogia e química dos anfibolitos da região de Morretes-Antonina, PR. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4):325-348.
- SCHULZ JR., A.; ALBUQUERQUE, L.F.F. & GIFFONI, L.E. (1969) *Geologia da quadrícula Rio do Sul, SC*. Porto Alegre, DNPM. (Relatório Interno).
- 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. (1990a) 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. (1990b) Evolução geotectônica do Maciço de Joinville, PR e SC. *Jornadas Científicas do Instituto de Geociências - USP, Boletim especial*, 116-118.
- 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. & MACHIAVELLI, A. (1994a) Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, (no prelo).
- SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M. & BUBA, R.M. (1994b) 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.

- 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.
- SILVA, L.C. & DIAS, A.A. (1981a) Os segmentos mediano e setentrional do Escudo Catarinense: I-Geologia. *Acta Geológica Leopoldensia*, 5(10):3-120.
- SILVA, L.C. & DIAS, A.A. (1981b) Os segmentos mediano e setentrional do Escudo Catarinense: II-Organização e evolução geotectônica. *Acta Geológica Leopoldensia*, 5(10):121-140.
- SIMPSON, C. (1985a). Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struct. Geol.*, 7(5): 503-511.
- SIMPSON, C. (1985b) Determination of movement sense in mylonites. *J. Struct. Geol.* 34: 246-261.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M. (1983) An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 1281-1288.
- SOARES, P.C. (1987) Sequências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do Escudo Paranaense. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. *Atas*. Curitiba, SBG, v.2, p.743-772.
- SOARES, P.C. (1988) Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém. *Anais*. Belém, SBG, v.1, p.63-79.
- SOARES, R.M.C.; GOMES, C.B. & RUBERTI, E. (1978) Coexisting pyroxene in mafic and ultramafic rocks from Barra Velha, Santa Catarina, Brazil. *Jornal de Mineralogia*, 7:129-134.
- SOLIANI JR., E. (1986) *Os dados geocronológicos do Escudo Sul Rio Grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. São Paulo, 239p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- SOLIANI JR., E.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; TEIXEIRA, W. & KAWASHITA, K. (1984) Panorama geocronológico da porção meridional do Escudo Atlântico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v.5, p.2435-2449.
- STRECKEISEN, A. (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12(1):1-33.
- TEIXEIRA, W. (1979) *Avaliação preliminar do acervo geocronológico das folhas Assunción, Curitiba e Iguape*. Projeto RADAMBRASIL, DNPM/MME, 30p. (Relatório interno).
- TEIXEIRA, W. (1982) *Folhas Assunción, Curitiba e Iguape. Considerações sobre os dados radiométricos e evolução geocronológica*. Projeto RADAMBRASIL, DNPM/MME, 38p. (Relatório interno).
- TRAININI, D.R. (1974) *Projeto Campo Alegre*. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 70p. (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.
- TULLIS, J.A. (1979) High temperature deformation of rocks and minerals. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 17: 1137-1154.
- TULLIS, J.A. (1983) Deformation of Feldspar. In: RIBBE, P.H. (ed.). *Feldspar Mineralogy*. *Miner. Soc. Am.*, 2: 297-323.
- VALIATI, D. (1974) *Projeto sondagem Campo Alegre*. Porto Alegre, CNE/CPRM, 2v., 66p. (Relatório interno).
- 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.
- 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.
- WILLIAMSON, J.H. (1968) Least-squares fitting of a straight line. *Canadian Journal of Physics*, 46:1845-1847.
- WILSON, C.J.L. & BELL, I.A. (1979) Deformation of biotite and muscovite: optical microstructure. *Tectonophysics*, 58: 179-200.
- WINDLEY, B.F. & TARNEY, J. (1986) The structural evolution of the lower crust of orogenic belts, present and past. In: DAWSON, J. B. ; CARSWELL, D.A.; HALL, J.; WEDEPHOL, K.H. (eds). The nature of the lower continental crust. *Geological Society Special Publication*, 24: 221-230.
- WINKLER, H.G.F. (1979) *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York. Springer-Verlag, 348p.
- WHITE, S.H. (1975) Tectonic deformation and recrystallization of plagioclase. *Contr. Miner. Petrol.*, 50: 287-304.
- WRIGHT, J.B. (1969) A sample alkalinity ratio and its application to non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.*, 106(4): 370-384.

ANEXO 1

Análises Geocronológicas

TABELA .1 - DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr DOS GRANITÓIDES MILONÍTICOS.

No de Campo	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Erro	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Erro
OM 03	119.0	539.8	0.6383	0.0089	0.710030	0.000140
OM 161	103.3	1137.3	0.2628	0.0051	0.706940	0.000070
OM 04	106.2	1000.2	0.3073	0.0043	0.706680	0.000090
OM 180	65.9	1445.5	0.1319	0.0018	0.705880	0.000100
OM 182	70.4	1279.9	0.1591	0.0022	0.705850	0.000120
OM 35	66.0	1073.2	0.1780	0.0026	0.705980	0.000090
OM 187	91.5	946.3	0.2800	0.0040	0.707140	0.000080
OM 135	65.9	1294.8	0.1473	0.0021	0.706680	0.000020
OM 206	64.9	1796.9	0.1046	0.0017	0.706020	0.000070

TABELA .2 - ANÁLISES K-AR DA SUÍTE GRANITO-MILONÍTICA RIO PIÊN.

Nº de Campo	Mineral	Rocha	K (%)	Ar ⁴⁰ rad. ccSTP/g * 10 ⁻⁶	Ar ⁴⁰ atm (%)	Idade ±Erro (M.a)	Fonte
OM 04	Biotita	Granito	6.8934	192.76	1.50	606 ±11	Inédito
OM 335	Biotita	Granito	6.2630	175.58	1.93	607 ±13	Inédito
OM 180	Biotita	Granito	3.0517	82.77	2.56	590 ±15	Inédito
OM 182	Biotita	Granito	6.5191	178.52	2.40	595 ±12	Inédito
OM 409- MJ 649	Anfibólio	Granito	0.9206	27.67	4.03	644 ±17	Inédito
OM 407 MJ321	Biotita	Granito	5.4661	158.46	3.40	625 ± 20	Siga Jr. 1995
	Anfibólio	Granito	1.0231	28.12	22.47	600 ± 48	Siga Jr. 1995
AM 93	Biotita	Granito	5.1623	131.79	4.49	561 ±22	Machiavelli (1991)
AM 94	Biotita	Granito	6.3791	173.20	4.28	593 ± 30	Machiavelli (1991)

TABELA .3 - ANÁLISES K-Ar DA SUITE MÁFICO-ULTRAMÁFICA DE PIÊN

No de Campo	Mineral	Rocha	K (%)	Ar ⁴⁰ Rad ccSTP/g*10 ⁻⁶	Ar ⁴⁰ Atm (%)	Idade±Erro (M.a)	Fonte
OM-MJ 518-B	Plagioclásio	Ol-Espinélio-Gabronorito	1.4934	42.10	2.43	610±17	Inédito
VG 79	Plagioclásio	Espinélio Gabronorito	0.279	5.925	68.20	456±42	Girardi et al 1974

TABELA 4 - ANÁLISES K-Ar DO COMPARTIMENTO GNÁISSICO ANFIBOLITO - GRANULÍTICO

Nº de Campo	Mineral	Rocha	K (%)	Ar ⁴⁰ Rad ccSTP/g * 10 ⁻⁶	Ar40Atm (%)	Idade ± Erro (M.a)	Fonte
OM215B	Biotita	Gnaisses - Biotíticos	7.2832	212.35	6.06	628 ± 22.	Inédito
OM 369	Biotita	Gnaisses - Biotíticos	6.0131	172.86	6.32	620 ± 13.	Inédito
OM 242	Biotita	Granulito	6.7749	779.23	0.71	1752 ± 24	Inédito
OM 70	Biotita	Granulito	6.8555	866.86	0.55	1861 ± 38	Inédito
AM 27	Biotita	Biotita-Piroxenito	7.7334	237.36	2.10	655 ± 9	Machiavelli (1991)
AM 53	Biotita	Granulito	5.1257	546.73	1.55	1672 ± 77	Machiavelli (1991)
AM 70	Biotita	Granulito	7.1138	937.61	0.71	1910 ± 47	Machiavelli (1991)

Continuação

Nº de Campo	Mineral	Rocha	K (%)	Ar ⁴⁰ Rad ccSTP/g * 10 ⁻⁶	Ar ⁴⁰ Atm (%)	Idade(Erro (M.a))	Fonte
MJ 13	Anfibólio	Granulito	0.9256	115.88	3.12	1849 ± 36	Siga Jr (1995)
MJ 80	Biotita	Granulito	6.9082	725.53	0.93	1654 ± 54	Siga Jr (1995)
MJ 86	R .Total	Granulito	2.2772	66.21	23.09	626 ± 18	Siga Jr (1995)
MJ 92	Anfibólio	Granulito	1.3077	166.73	45.46	1870 ± 56	Siga Jr (1995)
JC 410	Biotita	Granulito	6.2720	734.20	2.19	1773 ± 38	Siga Jr (1995)
VG 24	Anfibólio	HB-Gabro	1.193	153.450	32.10	1866 ± 56	Girardi et al (1974)
VG 24	Plagioclásio	HB-Gabro	0.474	25.837	41.30	1018 ± 23	Girardi et al (1974)
VG 194	Biotita	HB-Gabro	7.763	213.530	13.3	583 ± 37	Girardi et al (1974)
VG 194	Plagioclásio	HB-Gabro	0.576	11.529	15.2	503 ± 12	Girardi et al (1974)
VG 46	Plagioclásio	Granulito	0.222	21.848	19.70	1570 ± 23	Girardi et al (1974)
VG 97	Plagioclásio	Granulito	0.133	18.320	18.40	1955 ± 31	Girardi et al (1974)
VG 255A	Plagioclásio	Granulito	0.798	70.259	16.90	1454 ± 36	Girardi et al (1974)
VG 263	Anfibólio	Granulito	1.000	1.191	3.30	1787 ± 25	Girardi et al (1974)
VG 263	Plagioclásio	Granulito	0.836	115.380	13.80	1961 ± 56	Girardi et al (1974)

TABELA 5 - DADOS ANALITICOS Sm-Nd DO COMPARTIMENTO GNÁISSICO ANFIBOLITO-GRANULÍTICO

No de Campo	Rocha	Mineral ou rocha Total	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm ¹⁴⁷ /Nd ¹⁴⁴	Erro	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	Erro	Sr ⁸⁷ / Sr ⁸⁶
OM 379	Anfibolito granatífero	Rocha Total	4.35	14.95	0.177085	0.0001	0.512040	0.000032	‘ ‘
OM 379	“ “	Granada	3.86	3.85	0.60981	0.00030	0.517034	0.000024	0.7066741
OM 379	“ “	Plagio-clásio	0.90	7.50	0.07297	0.00013	0.511054	0.000022	0.703845
OM 173	Granulito granatífero	Rocha Total	6.14	27.28	0.13698	0.00006	0.511836	0.000034	0.704058
OM 173	“ “	Granada	7.16	5.45	0.79988	0.00038	0.519829	0.000031	0.702909
OM 173	“ “	Plagio-clásio	0.88	6.75	0.79160	0.00007	0.511153	0.000036	0.702514

ANEXO 2

Análises Geoquímicas

SUÍTE GRANITO-MILONÍTICA RIO PIÊN

Simbologia:

OM + MJ 649 = Inédito
AM = Machiavelli 1991

Nº de Amostra	OM 04	OM 35	OM 135	OM 180	OM 182
SiO ₂	64.08	71.62	69.96	62.01	63.82
TiO ₂	0.42	0.17	0.16	0.52	0.47
Al ₂ O ₃	15.75	15.02	15.60	17.17	16.56
Fe ₂ O ₃ *	4.31	1.84	1.53	5.59	4.72
MnO	0.09	0.06	0.05	0.13	0.12
MgO	1.60	0.47	0.43	1.64	1.48
CaO	3.21	2.06	1.83	4.67	4.11
Na ₂ O	4.12	4.77	5.16	4.62	4.78
K ₂ O	3.58	2.67	3.07	2.83	2.69
P ₂ O ₅	0.23	0.08	0.07	0.33	0.30
Total	97.39	98.76	97.86	99.51	99.05
H ₂ O	0.94	0.49	0.66	0.82	0.84
Cr	25	19	12	15	16
Ni	3	2	3	2	4
Co	---	---	---	---	---
Sc	6	2	2	7	7
V	47	14	11	53	44
Cu	18	14	11	15	12
Pb	11	15	10	9	13
Zn	54	35	32	78	71
Ag	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Rb	126	52	72	77	76
Cs	2.20	1.40	0.80	0.50	0.50
Ba	1533	1161	1945	1457	1451
Sr	964	1043	1256	1416	1254
Ga	18	18	21	21	21
Ta	3.20	0.50	0.50	1.90	2.10
Nb	13.0	6.0	7.0	12.0	12.0
Hf	6.10	4.50	3.30	5.50	4.20
Zr	198	87	125	167	151
Y	24	154	11	16	18
Th	8.90	1.70	2.70	4.40	5.40
U	4.30	0.20	0.20	2.00	0.20
La	53.90	166.00	14.70	50.20	48.20
Ce	99.00	33.00	31.00	109.00	89.00
Nd	48.00	174.00	12.00	47.00	35.00
Sm	8.34	26.30	2.06	7.11	5.75
Eu	2.22	11.10	0.81	2.06	1.51
Gd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Tb	0.50	5.50	0.50	1.10	0.50
Dy	---	---	---	---	---
Ho	---	---	---	---	---
Er	---	---	---	---	---
Yb	2.72	13.30	0.97	1.64	1.55
Lu	0.38	1.79	0.16	0.25	0.17

Nº de Amostra	OM 187	OM 206	MJ 649	AM 97	AM 110A
SiO ₂	72.72	60.97	64.63	62.70	64.80
TiO ₂	0.13	0.40	0.49	0.29	0.34
Al ₂ O ₃	15.21	17.47	15.07	18.70	16.60
Fe ₂ O ₃ *	1.07	4.80	4.38	3.72	3.69
MnO	0.05	0.10	0.10	0.08	0.08
MgO	0.24	1.60	2.07	0.97	1.10
CaO	1.58	4.21	3.50	3.90	3.50
Na ₂ O	4.68	4.77	4.13	6.00	5.10
K ₂ O	3.71	3.36	3.53	2.50	3.30
P ₂ O ₅	0.04	0.27	0.29	0.19	0.19
Total	99.43	97.95	98.19	99.05	98.70
H ₂ O	0.35	0.59	0.84	0.54	0.61
Cr	26	24	49	---	---
Ni	2	7	16	---	---
Co	---	---	---	---	---
Sc	2	6	8	---	---
V	8	56	57	---	---
Cu	19	7	9	---	---
Pb	22	14	26	---	---
Zn	24	48	58	---	---
Ag	0.5	0.5	0.4	---	---
Rb	100	72	78	69	86
Cs	0.50	0.50	0.90	---	---
Ba	1661	1864	1886	1522	1522
Sr	918	1727	1067	1630	1240
Ga	17	20	21	---	---
Ta	5.90	2.80	3.10	---	---
Nb	12.0	14.0	15.0	11.0	20.0
Hf	1.90	4.70	4.20	---	---
Zr	64	140	184	160	150
Y	5	13	15	12	14
Th	1.60	8.10	11.10	---	---
U	0.20	0.20	1.50	---	---
La	12.30	52.80	63.20	19.45	14.70
Ce	23.00	102.00	95.00	43.94	40.83
Nd	10.00	38.00	35.00	19.20	17.96
Sm	1.59	5.85	5.08	2.79	2.80
Eu	0.63	1.73	1.15	0.78	0.71
Gd	0.00	0.00	0.00	1.85	1.90
Tb	0.50	0.50	0.60	0.00	0.00
Dy	---	---	---	1.14	1.28
Ho	---	---	---	0.22	0.00
Er	---	---	---	0.56	0.65
Yb	0.71	1.25	0.96	0.53	0.62
Lu	0.06	0.17	0.13	0.10	0.11

N° de Amostra	PP 39	AM 94	AM 93	AM 95	AM 96
SiO ₂	67.90	68.60	61.80	70.90	60.80
TiO ₂	0.18	0.21	0.48	0.17	0.54
Al ₂ O ₃	16.20	16.10	17.60	15.10	17.70
Fe ₂ O ₃ *	1.70	2.09	5.28	1.55	5.68
MnO	0.07	0.07	0.11	0.07	0.12
MgO	0.42	0.52	1.50	0.49	1.50
CaO	2.20	2.20	4.30	1.80	4.70
Na ₂ O	7.30	5.60	5.30	5.30	5.30
K ₂ O	3.30	3.50	2.60	3.90	2.70
P ₂ O ₅	0.06	0.10	0.31	0.07	0.30
Total	99.33	98.99	99.28	99.35	99.34
H ₂ O	0.25	0.53	0.37	0.44	0.48
Cr	---	---	---	---	---
Ni	---	---	---	---	---
Co	---	---	---	---	---
Sc	---	---	---	---	---
V	---	---	---	---	---
Cu	---	---	---	---	---
Pb	---	---	---	---	---
Zn	---	---	---	---	---
Ag	---	---	---	---	---
Rb	84	110	57	160	54
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	1612	1343	1612	734	1522
Sr	1260	1350	1340	690	1460
Ga	---	---	---	---	---
Ta	---	---	---	---	---
Nb	19.0	18.0	13.0	10.0	14.0
Hf	---	---	---	---	---
Zr	120	140	180	89	210
Y	---	28	17	---	21
Th	---	---	---	---	---
U	---	---	---	---	---
La	8.20	8.97	25.50	13.21	35.54
Ce	18.85	25.72	60.43	27.64	83.93
Nd	9.52	12.16	27.59	10.46	36.34
Sm	1.39	1.98	4.29	1.53	5.73
Eu	0.40	0.56	1.09	0.37	1.47
Gd	0.99	1.67	2.07	1.13	3.92
Tb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Dy	0.59	1.40	1.88	0.71	2.47
Ho	0.09	0.34	0.37	0.13	0.00
Er	0.23	1.28	0.95	0.28	1.26
Yb	0.26	1.46	0.84	0.46	1.07
Lu	0.05	0.30	0.14	0.10	0.16

Nº de Amostra	PP 10	AM 20	AM 16	AM 14
SiO ₂	61.30	64.30	64.90	71.30
TiO ₂	0.66	0.47	0.50	0.35
Al ₂ O ₃	15.80	15.90	15.90	14.30
Fe ₂ O ₃ *	5.41	3.93	4.04	2.17
MnO	0.09	0.07	0.07	0.04
MgO	2.70	1.70	1.80	0.57
CaO	4.30	3.20	3.20	1.30
Na ₂ O	4.90	5.10	5.00	4.20
K ₂ O	3.20	3.90	3.80	5.20
P ₂ O ₅	0.37	0.27	0.25	0.14
Total	98.73	98.94	99.46	99.57
H ₂ O	0.81	0.72	0.24	0.24
Cr	---	---	---	---
Ni	---	---	---	---
Co	---	---	---	---
Sc	---	---	---	---
V	---	---	---	---
Cu	---	---	---	---
Pb	---	---	---	---
Zn	---	---	---	---
Ag	---	---	---	---
Rb	63	78	93	130
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	1970	2239	2328	1343
Sr	1190	1300	1270	440
Ga	---	---	---	---
Ta	---	---	---	---
Nb	14.0	14.0	18.0	26.0
Hf	0.00	0.00	0.00	0.00
Zr	220	230	260	290
Y	16	15	18	15
Th	---	---	---	---
U	---	---	---	---
La	59.86	60.06	56.60	51.43
Ce	119.86	100.80	107.30	102.70
Nd	43.73	37.72	40.85	32.68
Sm	6.44	5.18	5.40	4.29
Eu	1.50	1.15	1.30	0.74
Gd	4.08	3.24	3.64	2.26
Tb	---	---	---	---
Dy	2.47	1.76	2.03	1.43
Ho	0.47	0.32	0.40	0.27
Er	1.15	0.72	1.04	0.61
Yb	0.80	0.54	0.85	0.45
Lu	0.12	0.09	0.15	0.10

**MACIÇO GRANÍTICO
AGUDOS DO SUL**

N° de Amostra	OM 66	OM 67	OM 80
Tipo de Rocha	Facies Granodiorítica cinza fina	Facies biotita-Grano- Monzogranítica	Facies Sieno-granítica rosa-cinza fina
SiO ₂	72.35	68.94	73.80
TiO ₂	0.27	0.93	0.24
Al ₂ O ₃	14.39	13.78	14.08
Fe ₂ O ₃ *	2.21	4.73	1.93
MnO	0.05	0.08	0.04
MgO	0.66	1.03	0.40
CaO	1.88	2.24	1.23
Na ₂ O	3.70	3.97	3.47
K ₂ O	4.41	4.22	5.31
P ₂ O ₅	0.09	0.24	0.04
Total	100.01	100.16	100.51
H ₂ O	0.80	0.62	---
Cr	24	12	43
Ni	3	3	2
Co	---	---	---
Sc	4	8	3
V	17	49	10
Cu	7	10	4
Pb	20	17	19
Zn	38	79	40
Ag	0.5	0.5	0.5
Rb	160	196	194
Cs	3.20	2.50	2.40
Ba	1580	532	1010
Sr	407	200	215
Ga	19	25	19
Ta	2.90	3.60	3.90
Nb	16.0	29.0	20.0
Hf	5.70	11.40	7.40
Zr	173	363	207
Y	16	71	24
Th	13.60	16.50	20.10
U	2.00	2.60	3.00
La	58.10	92.50	93.50
Ce	115.00	201.00	172.00
Nd	44.00	78.00	58.00
Sm	5.67	11.70	6.91
Eu	1.17	1.74	0.91
Gd	---	---	---
Tb	0.50	1.80	0.50
Dy	---	---	---
Ho	---	---	---
Er	---	---	---
Yb	1.54	7.63	2.60
Lu	0.21	0.96	0.34

SUÍTE MÁFICO- ULTRAMÁFICA DE PIÊN

Simbologia :

OM = Harara - Inédito

MJ = Siga Jr. (1995)

Nº de Amostra	OM 10A	OM 38	OM 55	OM 60	OM 147
Tipo de Rocha	Serpentinito	Serpentinito	Serpentinito	Serpentinito	Serpentinito
SiO ₂	39.99	39.72	40.48	39.15	38.81
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	1.07	0.93	0.96	0.61	0.99
Fe ₂ O ₃ *	7.65	7.41	6.72	6.87	7.57
MnO	0.14	0.10	0.08	0.09	0.08
MgO	38.59	38.82	39.60	39.36	39.38
CaO	0.01	0.01	0.11	0.08	0.02
Na ₂ O	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01
K ₂ O	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	<0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Total	87.49	87.04	88.01	86.2	86.89
H ₂ O	13.07	13.56	12.90	13.26	13.91
Cr	2210	1850	2170	2410	2170
Ni	1776	1664	1661	1782	1822
Co	---	---	---	---	---
Sc	11	7	7	5	7
V	41	43	17	12	20
Cu	32	5	9	6	5
Pb	8	9	5	5	7
Zn	36	22	16	7	9
Ag	0.2	0.5	0.5	0.5	0.5
Rb	<10	<10	<10	<10	<10
Cs	0.50	0.50	0.50	0.70	0.90
Ba	12	8	5	21	7
Sr	2	2	3	2	3
Ga	---	---	---	---	---
Ta	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50
Nb	---	---	---	---	---
Hf	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50
Zr	3	3	4	4	3
Y	1	<1	<1	<1	<1
Th	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
U	0.20	0.20	0.20	0.30	0.20
La	1.80	0.60	1.20	0.40	0.40
Ce	<3.00	<3.00	<3.00	<3.00	<3.00
Nd	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00
Sm	0.36	0.06	0.13	0.03	0.07
Eu	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20
Gd	---	---	---	---	---
Tb	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50
Dy	---	---	---	---	---
Ho	---	---	---	---	---
Er	---	---	---	---	---
Yb	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20	<0.20
Lu	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05

Nº de Amostra	OM 148	OM 188	OM 191	OM 253	OM 294
Tipo de Rocha	Olivina-Piroxenito	Serpentinito	Serpentinito	Piroxenito	Piroxenito
SiO ₂	39.85	41.03	41.10	34.27	31.96
TiO ₂	0.06	0.01	0.05	1.33	0.51
Al ₂ O ₃	4.00	0.83	1.84	2.26	0.63
Fe ₂ O ₃ *	8.50	6.47	7.16	30.02	25.73
MnO	0.10	0.09	0.10	0.35	0.29
MgO	34.81	39.77	39.07	21.14	30.96
CaO	1.68	0.23	0.33	7.96	0.52
Na ₂ O	0.05	0.03	0.05	0.17	<0.01
K ₂ O	<0.01	<0.01	0.02	0.01	0.02
P ₂ O ₅	0.02	0.00	0.02	0.16	0.13
Total	89.08	88.48	89.74	97.67	90.76
H ₂ O	10.94	12.48	11.07	2.10	9.56
Cr	2610	2190	2040	425	1500
Ni	1481	1688	1606	199	489
Co	---	---	---	---	---
Sc	14	7	8	45	9
V	46	18	25	346	143
Cu	8	7	15	11	11
Pb	5	15	5	5	5
Zn	37	16	24	110	118
Ag	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Rb	<10	<10	<10	<10	<10
Cs	0.90	1.10	<0.50	<0.50	<0.50
Ba	14	6	18	26	11
Sr	9	9	9	59	8
Ga	---	---	---	---	---
Ta	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50
Nb	---	---	---	---	---
Hf	<0.50	<0.50	<0.50	1.50	<0.50
Zr	95	4	20	37	10
Y	3	<1	<1	13	2
Th	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
U	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
La	0.40	0.80	1.10	5.70	1.40
Ce	<3.00	6.00	<3.00	20.00	5.00
Nd	<5.00	5.00	<5.00	17.00	5.00
Sm	0.41	0.29	0.31	3.95	0.64
Eu	<0.20	<0.20	<0.20	1.02	0.20
Gd	---	---	---	---	---
Tb	<0.50	<0.50	<0.50	0.50	0.50
Dy	---	---	---	---	---
Ho	---	---	---	---	---
Er	---	---	---	---	---
Yb	0.41	<0.20	<0.20	1.09	0.27
Lu	<0.05	<0.05	<0.05	0.21	<0.05

Nº de Amostra	OM 307	MJ 518a	MJ 523a	MJ 523b1	MJ 524a
Tipo de Rocha	Serpentinito	Piroxenito	Piroxenito	Piroxenito	Piroxenito
SiO ₂	37.19	42.20	44.30	50.40	44.40
TiO ₂	0.01	0.09	0.11	0.07	0.09
Al ₂ O ₃	0.55	7.30	4.90	5.50	6.90
Fe ₂ O ₃ *	7.04	8.87	9.00	8.66	9.19
MnO	0.08	0.14	0.13	0.13	0.14
MgO	36.51	31.30	33.40	31.60	32.40
CaO	2.76	3.80	2.10	1.30	2.70
Na ₂ O	<0.01	0.08	0.13	0.10	0.06
K ₂ O	<0.01	0.02	0.02	0.02	<0.01
P ₂ O ₅	0.01	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Total	84.17	93.85	94.14	97.83	95.94
H ₂ O	15.71	5.32	5.01	1.37	3.24
Cr	1920	4515	4310	3968	3899
Ni	1809	1886	2279	1964	2122
Co	---	---	---	---	---
Sc	4	---	---	---	---
V	12	---	---	---	---
Cu	3	---	---	---	---
Pb	5	---	---	---	---
Zn	12	---	---	---	---
Ag	0.5	---	---	---	---
Rb	<10	---	---	---	---
Cs	<0.50	<5.00	<5.00	<5.00	<5.00
Ba	29	<15	<15	<15	<15
Sr	168	5	12	5	5
Ga	---	---	---	---	---
Ta	<0.50	---	---	---	---
Nb	---	---	---	---	---
Hf	<0.50	---	---	---	---
Zr	4	6	15	<8	<8
Y	1	<5	<5	<5	<5
Th	<0.10	<10	<10	<10	<10
U	0.20	---	---	---	---
La	0.50	1.79	2.34	2.03	1.78
Ce	<3.00	9.61	4.95	3.77	5.21
Nd	<5.00	1.93	1.31	1.35	1.81
Sm	0.09	0.48	0.35	0.28	0.37
Eu	<0.20	0.12	0.07	0.05	0.08
Gd	---	0.46	0.37	0.39	0.45
Tb	<0.50	0.00	0.00	0.00	0.00
Dy	---	0.49	0.59	0.36	0.61
Ho	---	0.13	0.13	0.09	0.16
Er	---	0.52	0.41	0.36	0.58
Yb	<0.20	0.60	0.39	0.33	0.51
Lu	<0.05	0.10	0.06	0.06	0.13

Nº de Amostra	MJ 524b	MJ 525	MJ 530	MJ 518C	MJ 527A
Tipo de Rocha	Piroxenito	Piroxenito	Piroxenito	Olivina-Piroxenito	Serpentinito
SiO ₂	42.50	49.30	45.90	42.10	39.00
TiO ₂	0.08	0.05	0.07	0.10	0.06
Al ₂ O ₃	3.80	7.30	5.00	3.00	1.50
Fe ₂ O ₃ *	8.60	10.75	8.46	9.27	7.73
MnO	0.12	0.16	0.13	0.12	0.11
MgO	34.70	30.30	30.80	35.90	37.90
CaO	1.80	0.49	4.30	1.20	0.99
Na ₂ O	0.10	0.04	0.11	0.04	0.04
K ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Total	91.76	98.45	94.83	91.79	87.39
H ₂ O	7.39	0.60	4.50	7.42	11.78
Cr	3489	5680	3489	2942	2599
Ni	2593	1572	1964	2829	3300
Co	---	---	---	---	---
Sc	---	---	---	---	---
V	---	---	---	---	---
Cu	---	---	---	---	---
Pb	---	---	---	---	---
Zn	---	---	---	---	---
Ag	---	---	---	---	---
Rb	---	---	---	---	---
Cs	<5.00	<5.00	<5.00	5.00	5.00
Ba	<15	<15	<15	15	15
Sr	19	5	7	5	15
Ga	---	---	---	---	---
Ta	---	---	---	---	---
Nb	---	---	---	---	---
Hf	---	---	---	---	---
Zr	9	<5	<5	6	<5
Y	<5	<5	<5	<5	<5
Th	<10	<10	<10	<10	<10
U	---	---	---	---	---
La	7.86	1.57	0.83	1.33	1.94
Ce	9.47	3.63	4.08	4.52	5.85
Nd	3.85	1.08	0.95	1.86	2.29
Sm	0.71	0.26	0.29	0.44	0.27
Eu	0.13	0.04	0.08	0.09	0.08
Gd	0.54	0.25	0.25	0.33	0.21
Tb	---	---	---	---	---
Dy	0.52	0.26	0.47	0.37	0.24
Ho	0.13	0.07	0.12	0.08	0.05
Er	0.41	0.28	0.45	0.26	0.13
Yb	0.34	0.33	0.45	0.28	0.16
Lu	0.08	0.06	0.07	0.05	0.03

Nº de Amostra	MJ-533A	MJ-533B	MJ-523C	MJ-534	MJAM-142
Tipo de Rocha	Serpentinito	Serpentinito	Gabronorito	Gabronorito	Gabronorito
SiO ₂	40.20	39.10	45.90	47.80	47.60
TiO ₂	0.05	0.05	0.16	0.34	0.25
Al ₂ O ₃	0.68	0.90	11.00	10.80	9.60
Fe ₂ O ₃ *	6.89	6.92	5.92	11.09	11.15
MnO	0.09	0.09	0.09	0.17	0.09
MgO	38.90	38.70	17.50	18.50	20.90
CaO	0.23	0.36	15.00	9.30	8.50
Na ₂ O	0.01	0.03	1.50	0.86	0.34
K ₂ O	<0.01	<0.01	0.22	0.03	0.02
P ₂ O ₅	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Total	87.11	86.21	97.34	98.94	98.50
H ₂ O	12.08	12.95	2.41	0.72	0.09
Cr	2736	2873	1094	2189	2599
Ni	3379	3536	943	730	1021
Co	---	---	---	---	---
Sc	---	---	---	---	---
V	---	---	---	---	---
Cu	---	---	---	---	---
Pb	---	---	---	---	---
Zn	---	---	---	---	---
Ag	---	---	---	---	---
Rb	---	---	---	---	---
Cs	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ba	<0	<15	230	<15	<15
Sr	5	5	120	23	9
Ga	---	---	---	---	---
Ta	---	---	---	---	---
Nb	---	---	---	---	---
Hf	---	---	---	---	---
Zr	<5	<5	27	32	18
Y	<5	<5	13	8	8
Th	<10	<10	<10	<10	<10
U	---	---	---	---	---
La	1.01	1.30	14.48	7.32	1.64
Ce	2.82	3.09	23.03	17.30	7.88
Nd	0.92	1.08	4.12	11.04	2.80
Sm	0.16	0.19	0.86	2.32	0.73
Eu	0.03	0.04	0.26	0.49	0.23
Gd	0.13	0.18	1.22	1.57	0.77
Tb	---	---	---	---	---
Dy	0.11	0.12	1.70	1.57	1.18
Ho	0.02	0.03	0.38	0.33	0.27
Er	0.07	0.09	1.18	0.99	0.91
Yb	0.08	0.13	0.96	0.79	0.83
Lu	0.02	0.02	0.13	0.12	0.12

**COMPARTIMENTO
GNÁISSICO ANFIBOLITO-GRANULÍTICO**

Nº de Amostra	OM 385	OM 42	OM 140	OM 165	OM 173
Tipo de Rocha	Gnaisses anfibo- líticos granatíferos	Gnaisses máficos	Gnaisses máficos	Biotita-anfíbólio gnaisses	G.Granulíticos granatíferos
SiO ₂	43.29	47.57	51.76	52.54	46.35
TiO ₂	0.76	0.36	0.92	0.56	0.74
Al ₂ O ₃	18.36	17.50	18.15	18.76	18.17
Fe ₂ O ₃ *	11.88	8.26	9.46	7.38	11.97
MnO	0.16	0.14	0.15	0.14	0.20
MgO	8.34	8.62	3.51	2.78	6.03
CaO	12.17	8.88	6.93	6.13	9.35
Na ₂ O	1.89	2.97	4.88	4.18	3.44
K ₂ O	0.63	0.79	0.70	3.47	0.85
P ₂ O ₅	0.09	0.03	0.39	0.34	0.17
Total	97.57	95.12	96.85	96.28	97.27
H ₂ O	0.75	3.02	1.81	1.59	1.18
Cr	150	428	26	18	70
Ni	78	174	20	9	42
Co	---	---	---	---	---
Sc	32	28	20	17	34
V	229	108	131	93	180
Cu	59	58	46	56	54
Pb	5	9	16	25	5
Zn	73	52	91	77	99
Ag	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Rb	10	26	10	48	10
Cs	0.50	0.80	0.50	0.50	0.50
Ba	303	534	815	3610	642
Sr	1253	754	1092	1329	743
Ga	18	13	24	18	19
Ta	0.90	0.50	0.50	1.00	0.90
Nb	3.0	<2.0	7.0	6.0	7.0
Hf	0.40	0.40	4.30	2.20	1.50
Zr	24	12	192	98	88
Y	9	10	19	17	36
Th	0.30	0.10	0.50	0.40	<0.10
U	0.20	0.20	0.20	<0.20	<0.20
La	7.60	3.00	35.90	40.20	16.40
Ce	17.00	7.00	71.00	77.00	37.00
Nd	12.00	6.00	35.00	34.00	23.00
Sm	2.52	1.28	5.68	5.50	4.91
Eu	1.04	0.75	1.82	1.94	1.25
Gd	---	---	---	---	---
Tb	0.50	0.50	0.50	0.80	0.90
Dy	---	---	---	---	---
Ho	---	---	---	---	---
Er	---	---	---	---	---
Yb	0.81	0.81	1.65	1.25	2.67
Lu	0.09	0.13	0.20	0.17	0.34

Nº de Amostra	OM 174A	OM 185	OM 356	OM 369	OM 379
Tipo de Rocha	G.Granulítico Granatíferos	Gnaisses Anfibolíticos	G.anfibolíticos granatíferos	Gnaisses Biotíticos	G. anfibolíticos granatíferos
SiO ₂	42.53	46.69	45.68	49.69	41.99
TiO ₂	1.61	0.98	1.08	0.71	0.73
Al ₂ O ₃	10.60	16.49	16.35	19.05	15.93
Fe ₂ O ₃ *	14.93	10.27	13.63	8.83	15.75
MnO	0.24	0.17	0.24	0.15	0.32
MgO	11.54	6.12	6.27	3.45	10.09
CaO	13.40	10.08	8.66	6.98	12.28
Na ₂ O	1.69	3.30	2.94	3.98	1.09
K ₂ O	0.78	1.17	1.21	2.97	0.16
P ₂ O ₅	0.04	0.55	0.38	0.43	0.12
Total	97.36	95.82	96.44	96.24	98.46
H ₂ O	0.84	1.99	1.58	1.30	0.05
Cr	138	127	65	19	174
Ni	253	40	69	8	71
Co	---	---	---	---	---
Sc	47	37	38	22	58
V	249	178	202	113	230
Cu	147	45	94	7	29
Pb	5	12	8	20	5
Zn	109	91	104	88	48
Ag	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Rb	10	13	16	36	10
Cs	0.50	0.50	0.50	0.60	0.50
Ba	832	494	753	3254	145
Sr	375	1225	729	1032	237
Ga	15	18	18	18	11
Ta	0.50	0.70	0.50	0.60	2.00
Nb	6.0	8.0	4.0	6.0	4.0
Hf	2.60	1.50	1.00	1.90	1.70
Zr	86	96	36	119	55
Y	28	25	26	25	37
Th	0.30	0.70	0.40	0.20	0.10
U	0.20	0.20	0.50	0.20	0.20
La	19.60	41.60	17.10	36.90	7.70
Ce	59.00	94.00	38.00	75.00	25.00
Nd	48.00	54.00	20.00	40.00	20.00
Sm	9.95	9.65	4.59	6.99	5.77
Eu	2.99	2.81	1.78	2.10	2.32
Gd	---	---	---	---	---
Tb	1.10	0.90	0.90	0.90	0.90
Dy	---	---	---	---	---
Ho	---	---	---	---	---
Er	---	---	---	---	---
Yb	1.70	1.90	2.36	1.87	3.26
Lu	0.21	0.26	0.29	0.27	0.44

Nº de Amostra	OM 171-C	OM 70	OM 211B	OM 216B	OM 298
Tipo de Rocha	Xistos anfibolíticos	Granu. máficos ricos em biotita	Anfibolitos	Biotita-gnaisses	Granulitos máficos
SiO ₂	45.02	55.18	49.03	67.66	53.54
TiO ₂	1.32	1.10	0.51	0.63	1.35
Al ₂ O ₃	8.49	17.25	7.32	14.53	16.43
Fe ₂ O ₃ *	15.19	9.43	9.00	5.72	11.57
MnO	0.23	0.14	0.20	0.09	0.17
MgO	11.24	4.46	14.27	1.44	4.79
CaO	13.04	6.67	15.58	2.54	5.71
Na ₂ O	1.06	3.71	1.01	3.28	3.72
K ₂ O	1.54	1.45	0.21	3.75	1.02
P ₂ O ₅	1.80	0.38	0.01	0.19	0.47
Total	98.93	99.77	97.14	99.83	98.77
H ₂ O	1.68	0.40	1.84	0.95	0.00
Cr	217	93	1760	61	394
Ni	81	27	344	24	88
Co	---	---	---	---	---
Sc	50	25	47	16	27
V	211	129	164	61	143
Cu	130	20	49	36	31
Pb	6	9	5	22	19
Zn	118	89	78	70	130
Ag	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Rb	70	10	10	82	40
Cs	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Ba	1976	1104	216	1900	645
Sr	521	799	146	338	506
Ga	---	21	9	18	27
Ta	0.50	2.60	0.50	3.00	0.50
Nb	---	12.0	2.0	12.0	17.0
Hf	6.30	5.80	1.40	10.90	6.80
Zr	212	185	31	354	240
Y	37	29	13	14	29
Th	19.20	0.70	0.60	25.60	3.80
U	3.30	0.20	0.20	0.20	0.20
La	167.00	29.60	8.40	104.00	58.40
Ce	239.00	78.00	28.00	204.00	140.00
Nd	181.00	47.00	26.00	80.00	62.00
Sm	23.90	8.31	6.15	9.13	9.50
Eu	5.79	2.31	2.49	2.31	2.23
Gd	---	---	---	---	---
Tb	2.10	1.00	1.00	0.50	1.30
Dy	---	---	---	---	---
Ho	---	---	---	---	---
Er	---	---	---	---	---
Yb	3.13	2.59	1.51	2.00	3.40
Lu	0.50	0.36	0.23	0.29	0.45

Nº de Amostra	OM 338	OM 355
Tipo de Rocha	Granulitos máficos	Granulitos máficos
SiO ₂	59.49	60.32
TiO ₂	0.74	0.59
Al ₂ O ₃	17.30	18.24
Fe ₂ O ₃ *	7.56	6.28
MnO	0.11	0.10
MgO	3.30	3.49
CaO	5.59	6.00
Na ₂ O	4.16	4.22
K ₂ O	1.42	0.99
P ₂ O ₅	0.30	0.14
Total	99.97	100.37
H ₂ O	0.62	0.54
Cr	93	96
Ni	30	33
Co	---	---
Sc	17	12
V	86	57
Cu	23	7
Pb	11	11
Zn	62	66
Ag	0.5	0.5
Rb	10	32
Cs	0.50	0.50
Ba	1066	839
Sr	748	456
Ga	23	22
Ta	0.50	2.20
Nb	6.0	5.0
Hf	4.60	2.30
Zr	144	75
Y	15	6
Th	0.10	0.10
U	0.20	0.20
La	36.60	13.00
Ce	81.00	26.00
Nd	41.00	10.00
Sm	6.20	1.60
Eu	1.80	0.98
Gd	0.00	0.00
Tb	0.60	0.50
Dy	---	---
Ho	---	---
Er	---	---
Yb	1.40	0.68
Lu	0.22	0.07