UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O BATÓLITO GRANITÓIDE PINHAL-IPUIÚNA (SP-MG): UM EXEMPLO DO MAGMATISMO CÁLCIO-ALCALINO POTÁSSICO NEOPROTEROZÓICO NO SUDESTE BRASILEIRO

Regina Clélia Haddad

Orientador: Prof. Dr. Horstpeter H. G. J. Ulbrich

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O BATÓLITO GRANITÓIDE PINHAL-IPUIÚNA (SP-MG): UM EXEMPLO DO MAGMATISMO CÁLCIO-ALCALINO POTÁSSICO NEOPROTEROZÓICO NO SUDESTE BRASILEIRO

Regina Clélia Haddad

Orientador: Prof. Dr. Horstpeter H. G. J. Ulbrich

TESE DE DOUTORAMENTO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
BIBLIOTECA
T2169
USP

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente:	Prof. Dr. H.H.C.J. Ulbrich	
Examinadores:	Prof. Dr. S.R.F. Vlach	
	Prof. Dr. L.V.S. Nardi	
	Prof. Dr. R. Dall'Agnoll	
	Profa. Dra. C.M. Wiedemann	

São Paulo
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O BATÓLITO GRANITÓIDE PINHAL-IPUIÚNA (SP-MG): UM EXEMPLO DO MAGMATISMO CÁLCIO-ALCALINO POTÁSSICO NEOPROTEROZÓICO NO SUDESTE BRASILEIRO

Regina Clélia Haddad

Orientador: Prof. Dr. Horstpeter H. G. J. Ulbrich

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
BIBLIOTECA
T2169
USP

São Paulo
1995

ÍNDICE DE TEMAS

RESUMO XI
ABSTRACT XIV
AGRADECIMENTOS XVII

1. INTRODUÇÃO 1
1.1. Apresentação do Tema 1
1.2. Localização e Acessos 2
1.3. Aspectos Fisiográficos 3
1.4. Metodologia 5
1.4.1. Trabalhos de Campo 5
1.4.2. Análises Petrográficas 7
1.4.3. Quimismo de Rochas 8
1.4.4. Análises Radiométricas 9

2. GEOLOGIA REGIONAL 11
2.1. Introdução 11
2.2. Situação Tectônica 12
2.3. Contexto Geológico 21
2.3.1. Considerações Gerais 21
2.3.2. Aspectos Litoestratigráficos 24
2.3.2.1. Faixa Alfenas-Guaxupé 24
2.3.2.2. Complexo Caconde 26
2.3.2.3. Complexo Pinhal 27
2.3.2.4. Rochas Granitóides 29
Suite Mangerítico-Charnoquítica de São José do Rio Pardo 30
Granitóides Cálcio-Alcalinos Potássicos 31
Maciços Sieníticos 33

3. GEOLOGIA LOCAL 34
3.1. Distribuição das Unidades Litoestratigráficas 34

3.2. Aspectos Petrográficos 39
3.2.1. Biotita granitos e granodioritos porfiríticos (Complexo Pinhal) 43
3.2.2. Granitos "tipo" Pinhal 47
3.2.3. Maciço Monzonítico Maravilha 51

4. GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO BATÓLITO PINHAL-IPUIÚNA 56
4.1. Considerações Gerais 56
4.2. As Unidades de Mapeamento: distribuição e caracterização 57
4.2.1. Unidade São José da Prata 58
4.2.2. Unidade Ipuiúna 66
4.2.3. Unidade Serra do Pau d'Alho 70
4.3. Relações de Contato 74
Contatos com as Rochas Encaixantes 77
Contatos Internos 78
Relações com o Magmatismo Máfico 80
Contatos com os Granitos "tipo" Pinhal 81
4.4. Petrografia 83
4.4.1. Análises Modais 83
4.4.2. Unidade São José da Prata 94
Quartzo monzodioritos 94
Quartzo monzonitos 99
Quartzo sienitos 101
4.4.3. Unidade Ipuiúna 102
Quartzo monzonitos a monzogranitos 104
Quartzo monzodioritos 111
"Augen-gnaisses" 112
4.4.4. Unidade Serra do Pau d'Alho 113
Monzogranitos a sienogranitos porfiróides a inequigranulares 114
Granitos porfiróides a inequigranulares róseo-avermelhados 121
Sienogranitos inequigranulares 123
4.4.5. Enclaves Máficos 127

5. GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES DO BATÓLITO PINHAL-IPUIÚNA 132
5.1. Apresentação dos Dados Químicos 132

5.2. Características Geoquímicas Gerais 137
5.2.1. Elementos Maiores e Menores 137
5.2.2. Elementos Traços 145
5.2.3. Elementos Terras Raras 152
5.2.4. Padrões de Elementos Expandidos 157
5.2.5. Sumário da Caracterização Geoquímica: a definição de grupos químicos 162
5.3. Afinidades Geoquímicas 165
5.4. Comparação com os Granitóides Regionais 174
5.5. Geoquímica Isotópica 186
5.5.1. Apresentação dos Resultados 186
5.5.2. Variações Isotópicas de Sr 193
5.6. Geoquímica e Ambiente Tectônico 194

6. ASPECTOS PETROLÓGICOS 198
6.1. Aspectos Texturais e Transformações Pós-Magmáticas 198
6.1.1. Feldspatos 198
6.1.2. Minerais Máficos 201
6.2. Condições de Cristalização 204
Pressão e Temperatura 204
Condições Redox 205
6.3. Comportamento das Rochas do Batólito no Tetraedro Granítico 205
6.4. Modelamentos Geoquímicos 208
6.4.1. Modelamento Geoquímico para Elementos Maiores 209
6.4.2. Modelamento Geoquímico para Elementos Terras Raras e Rb, Sr e Ba 214
6.5. Origem das Rochas Granitóides: possíveis magmas parentais 229

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS 236

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 243

ANEXOS
ANEXO A - MAPA GEOLÓGICO DO BATÓLITO PINHAL-IPUIÚNA ..... encarte
ANEXO B - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE AMOSTRAS ..... encarte
ANEXO C - TABELAS - QUÍMICA DE ROCHAS 257

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de localização da área estudada e articulação das folhas topográficas 4

Figura 2.1. Mapa tectônico do sudoeste do Escudo Brasileiro 15
Figura 2.2. Mapas de caracterização do Maciço de Guaxupé 15
Figura 2.3. Mapa tectônico do leste de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais 17
Figura 2.4. Mapa geológico simplificado da porção centro-sul do Domínio Guaxupé (SP-MG) 23

Figura 3.1. Diagrama modal Q-A-P-M para os granitóides regionais 42

Figura 4.1. Diagrama modal Q-A-P-M para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 88
Figura 4.2. Diagrama modal Q-A-P para as rochas da unidade São José da Prata 95
Figura 4.3. Diagrama modal Q-A-P para as rochas da unidade Ipuiúna 103
Figura 4.4. Diagrama modal Q-A-P para as rochas da unidade Serra do Pau d'Alho 115

Figura 5.1. Diagramas de variação ilustrando a comparação entre as análises químicas dos padrões internos utilizados 135
Figura 5.2. Diagramas de Harker para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna (elementos maiores) 142
Figura 5.3. Diagramas de Harker para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna (elementos traços) 146
Figura 5.4. Diagramas de variação de Ba, Rb e Sr para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 149
Figura 5.5. Diagramas de variação das razões K/Rb, Sr/Ba e Rb/Sr para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 150
Figura 5.6. Padrões de elementos terras raras para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 154

Figura 5.7. Padrões de elementos expandidos para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 159
Figura 5.8. Diagrama modal Q-A-P para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna com análise química 166
Figura 5.9. Diagrama mesonormativo Q-A-P para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 166
Figura 5.10. Diagrama álcalis *versus* sílica para classificação química das rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 168
Figura 5.11. Diagrama álcalis *versus* sílica para classificação química das rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 168
Figura 5.12. Diagrama álcalis *versus* sílica com a definição dos campos de rochas alcalinas e sub-alcalinas 170
Figura 5.13. Diagrama CaO e (Na_2O+K_2O) *versus* sílica para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 170
Figura 5.14. Diagrama AFM para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 172
Figura 5.15. Diagrama K_2O *versus* SiO_2 para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 172
Figura 5.16. Diagrama A/NK *versus* A/CNK para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 173
Figura 5.17. Diagramas de Harker para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna e granitóides regionais (elementos maiores) 178
Figura 5.18. Diagramas de Harker para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna e granitóides regionais (elementos traços) 180
Figura 5.19. Diagramas de variação para Ba, Rb e Sr para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna e granitóides regionais 182
Figura 5.20. Padrões de elementos terras raras para os granitóides regionais 184
Figura 5.21. Padrões de elementos expandidos para os granitóides regionais 184
Figura 5.22. Diagrama isocrônico de referência para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 191
Figura 5.23. Diagrama isocrônico de referência para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 191
Figura 5.24. Diagrama isocrônico de referência para as rochas das unidades São José da Prata e Ipuiúna 192

Figura 5.25. Diagrama isocrônico de referência para as rochas da unidade Serra do Pau d'Alho 192
Figura 5.26. Diagrama multicatiônico R_1-R_2 para discriminação tectônica das séries granitóides 196
Figura 5.27. Diagrama de variação Rb *versus* Y+Nb para discriminação tectônica de granitóides 196

Figura 6.1. Diagrama Qz-Ab-Or para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 207
Figura 6.2. Diagrama An-Ab-Or para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 207
Figura 6.3. Modelamento de elementos terras raras no fracionamento dos quartzo monzodioritos São José da Prata para os quartzo monzonitos e monzogranitos Ipuiúna 218
Figura 6.4. Modelamentos de elementos terras raras no fracionamento entre os monzogranitos Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho 220
Figura 6.5. Modelamentos de elementos terras raras no fracionamento entre os quartzo monzonitos e monzogranitos Ipuiúna 222
Figura 6.6. Modelamentos de elementos terras raras no fracionamento dos monzogranitos Ipuiúna para os sieno- e monzogranitos Serra do Pau d'Alho.... 223

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1. Resultados modais para os granitóides regionais 40

Tabela 4.1. Nomenclatura das fácies do Batólito Pinhal-Ipuiúna..... 59
Tabela 4.2. Características gerais das fácies do Batólito Pinhal-Ipuiúna..... 60
Tabela 4.3. Resultados modais para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna..... 85
Tabela 4.4. Resultados modais para as rochas da unidade São José da Prata..... 90
Tabela 4.5. Resultados modais para as rochas da unidade Ipuiúna 91
Tabela 4.6. Resultados modais para as rochas da unidade Serra do Pau d'Alho..... 92
Tabela 4.7. Resultados modais para os enclaves máficos do Batólito Pinhal-Ipuiúna..... 93
Tabela 4.8. Síntese dos aspectos mineralógicos das rochas da unidade São José da Prata 96
Tabela 4.9. Síntese dos aspectos mineralógicos das rochas da unidade Ipuiúna.... 105
Tabela 4.10. Síntese dos aspectos mineralógicos das rochas da unidade Serra do Pau d'Alho 116

Tabela 5.1. Quadro comparativo das análises químicas dos padrões internos utilizados 134
Tabela 5.2. Análises químicas e parâmetros geoquímicos para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 138
Tabela 5.3. Análises químicas e relações entre elementos terras raras para as rochas do Batólito Pinhal Ipuiúna..... 153
Tabela 5.4. Análises químicas e parâmetros geoquímicos para os granitóides regionais..... 175
Tabela 5.5. Análises químicas e relações entre elementos terras raras para os granitóides regionais 176
Tabela 5.6. Dados isotópicos Rb-Sr para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna..... 187
Tabela 5.7. Dados isotópicos Rb-Sr para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna..... 189

Tabela 6.1. Composições químicas de minerais e rochas utilizados e resultados dos modelamentos de fracionamento para elementos maiores para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 210
Tabela 6.2. Coeficientes de partição utilizados nos modelamentos de fracionamento para elementos terras raras e traços 215
Tabela 6.3. Resultados dos modelamentos de fracionamento para elementos terras raras e traços para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna 216

Tabela C.1. Relação das análises químicas das rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna e dos granitóides regionais 257
Tabela C.2. Análises químicas de elementos traços para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna e os granitóides regionais 266
Tabela C.3. Normas CIPW para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna e os granitóides regionais 267

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS E FOTOMICROGRAFIAS

Fotografias 3.1 e 3.2. Aspecto textural dos biotita granitóides porfiríticos do Complexo Pinhal 45

Fotografia 3.3. Aspecto textural dos biotita granitos equigranulares "tipo" Pinhal 48

Fotografia 3.4. Monzonito Maravilha cortado por dique de granito equigranular..... 52

Fotografias 4.1 e 4.2. Aspecto textural dos quartzo monzodioritos da unidade São José da Prata 65

Fotografias 4.3 e 4.4. Aspecto textural dos quartzo monzonitos e monzogranitos da unidade Ipuiúna da região de Pinhal 68

Fotografias 4.5 e 4.6. Aspecto textural dos quartzo monzonitos da unidade Ipuiúna da região de Ipuiúna 71

Fotografias 4.7 e 4.8. Aspecto textural dos sieno- e monzogranitos porfiróides da unidade Serra do Pau d'Alho 73

Fotografias 4.9 e 4.10. Aspecto textural dos monzogranitos inequigranulares e porfiríticos da unidade Serra do Pau d'Alho 75

Fotografias 4.11 e 4.12. Aspecto textural dos sienogranitos porfiróides e inequigranulares da unidade Serra do Pau d'Alho 76

Fotografia 4.13. Contato intrusivo entre os granitóides da unidade Ipuiúna e as rochas encaixantes do Complexo Caconde 79

Fotografia 4.14. Enclave máfico com megacristais de feldspato alcalino nos monzogranitos da unidade Serra do Pau d'Alho 82

Fotomicrografia 4.1. Relações entre os minerais opacos nos quartzo monzodioritos da unidade São José da Prata 100

Fotomicrografias 4.2 e 4.3. Relações entre os minerais opacos nos quartzo monzonitos da unidade Ipuiúna 110

Fotomicrografia 4.4. Cristais subidiomórficos de titanita primária nos monzogranitos da unidade Serra do Pau d'Alho 120

Fotomicrografia 4.5. Grãos de ilmenita envolvidos por titanita secundária nos sienogranitos da unidade Serra do Pau d'Alho 120
Fotomicrografia 4.6. Magnetita com inclusões de pirita e apatita nos monzogranitos da unidade Serra do Pau d'Alho 122
Fotomicrografia 4.7. Ilmenita com lamelas de exsolução de hematita nos sienogranitos Serra do Pau d'Alho 122
Fotomicrografia 4.8. Magnetita associada à titanita secundária nos sienogranitos da unidade Serra do Pau d'Alho 124
Fotomicrografia 4.9. Ilmenita intercalada com bandas de magnetita nos enclaves máficos 130

RESUMO

O magmatismo granitóide neoproterozóico do sudeste brasileiro compreende uma ampla variedade de suites com características geoquímicas peculiares, indicativas de uma complexa evolução tectônica. De particular interesse entre estas suites encontram-se grandes batólitos alongados sin-orogênicos, que constituem associações composicionalmente expandidas, e entre os quais se destaca o Batólito Pinhal-Ipuiúna.

O Batólito Pinhal-Ipuiúna abrange uma área de cerca de 930 Km^2, e se estende do extremo nordeste do Estado de São Paulo ao sudoeste do Estado de Minas Gerais. Numa orientação de W para E, o batólito acompanha o limite do segmento setentrional da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, definido pela zona de cisalhamento de Jacutinga, até a região de Ipuiúna (MG), quando então se inflete para NW, seguindo as estruturas regionais.

Os granitóides do maciço são intrusivos em orto- e paragnaisses migmatíticos e sua colocação é anterior (a contemporânea?) tanto ao desenvolvimento da foliação principal, quanto ao auge da migmatização regional. Apresentam uma foliação tectônica marcante, de direção predominante WNW, desenvolvida sob temperaturas elevadas, e marcada pelo alinhamento de megacristais de feldspato alcalino e de minerais máficos.

Três associações distintas de granitóides, aflorantes nas vizinhanças do batólito, foram consideradas geneticamente independentes das rochas do maciço: (a) os biotita monzogranitos e granodioritos porfiríticos atribuídos ao Complexo Pinhal; (b) os granitos equigranulares a inequigranulares anatéticos "tipo" Pinhal; (c) os hornblenda-biotita monzonitos e quartzo monzonitos que constituem o Maciço Monzonítico Maravilha.

O Batólito Pinhal-Ipuiúna compreende um conjunto de rochas granitóides dominantemente porfiríticas a porfiróides, com uma ampla e contínua variação composicional (de quartzo monzodioritos a sienogranitos), que define uma

tendência modal cálcio-alcalina de alto potássio. O mapeamento faciológico destes granitóides permitiu o reconhecimento de vinte e três fácies petrográficas distintas, que foram agrupadas em três grandes unidades, em função de suas características texturais e composicionais. A unidade mais antiga, São José da Prata, corresponde a termos intermediários, com amplo predomínio de quartzo monzodioritos e com os minerais máficos representados por hornblenda (± clinopiroxênio) e biotita, totalizando cerca de 20%. A segunda unidade, denominada Ipuiúna, é predominante e compreende essencialmente quartzo monzonitos que mostram variações gradacionais a monzogranitos, e têm anfibólio e biotita como minerais máficos principais, perfazendo, em média, 15% do volume da rocha; "augen-gnaisses" desenvolvem-se numa faixa próxima à zona de cisalhamento de Jacutinga, na porção S-SW do batólito. A terceira unidade, Serra do Pau d'Alho, com as rochas mais diferenciadas do conjunto, é constituída por monzogranitos e sienogranitos com biotita como mineral máfico principal em proporções próximas a 5% nas fácies de maior expressão areal.

Enclaves máficos dominantemente quartzo dioríticos, comuns em todas as unidades, podem constituir ocorrências mapeáveis na região de Ipuiúna (MG). Apresentam relações de contato e interação com os granitóides do maciço que sugerem a contemporaneidade dos magmas máficos e félsicos. O magmatismo máfico parece ter caráter recorrente, tendo persistido até a cristalização das rochas mais tardias do batólito.

A caracterização geoquímica dos granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna definiu uma suite cálcio-alcalina a álcali-cálcica de alto potássio, que estabelece uma seqüência contínua desde os termos intermediários das unidades São José da Prata e Ipuiúna até os granitos mais diferenciados da unidade Serra do Pau d'Alho. As rochas granitóides apresentam padrões geralmente fracionados de elementos terras raras, com anomalias negativas de Eu negligenciáveis a pronunciadas, concentrações relativamente elevadas de elementos LIL, bem como altas razões isotópicas de Sr, que refletem uma influência importante de materiais crustais mais evoluídos na gênese dos granitóides. Os enclaves máficos apresentam algumas feições geoquímicas similares aquelas dos granitóides encaixantes, mas fogem à tendência geral definida pelas rochas mais fracionadas do batólito, sugerindo um grupo químico distinto e geneticamente independente.

Parte da diversidade faciológica que caracteriza o batólito reflete a influência de processos complexos na evolução dos magmas parentais, envolvendo mecanismos de cristalização fracionada entre as diferentes fácies que definem a tendência evolutiva principal do maciço. Os modelamentos geoquímicos sugerem o fracionamento de plagioclásio, clinopiroxênio (± anfibólio), biotita e ilmenita na derivação das rochas intermediárias do batólito, enquanto que o fracionamento de feldspato alcalino, ao lado de proporções significativas de anfibólio, é indicado na derivação dos monzogranitos mais diferenciados da unidade Serra do Pau d'Alho. Processos adicionais envolvendo interação entre os granitóides e os enclaves máficos, no extremo leste do maciço, podem explicar variações faciológicas localizadas, e pulsos magmáticos distintos parecem caracterizar os sieno- e monzogranitos da porção oeste do batólito, que constituem grupos químicos distintos.

O grande volume de rochas granitóides com composição média relativamente primitiva, o caráter sin-orogênico, e as altas razões LILE/HFSE indicam feições de magmatismo de margens continentais ativas, envolvendo a contribuição de fontes enriquecidas em "componentes de subducção" na gênese dos granitóides do batólito. O acentuado enriquecimento no conteúdo de elementos LIL deve refletir fontes de manto litosférico enriquecido, ainda que uma contribuição substancial de crosta continental seja indicada pela elevada proporção de Sr radiogênico.

Os granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna representam parte do extenso magmatismo cálcio-alcalino potássico regional, de caráter sin-orogênico ao Ciclo Brasiliano. São interpretados como anteriores à principal etapa de colocação da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, e suas características geológicas, petrográficas e geoquímicas são comparáveis àquelas dos granitóides tipo I-Cordilheiranos, gerados em ambientes tectônicos pré-colisionais de arco magmático, e relacionados a regimes de subducção do tipo-B.

ABSTRACT

Neoproterozoic granitic magmatism of southeastern Brazil comprises a wide variety of rock suites with peculiar geochemical signatures, that are indicative of a complex tectonic evolution. Among these suites are those making up the large and elongated syn-orogenic batholiths, formed by compositionally expanded granitic suites, of which the Pinhal-Ipuiúna batholith is of particular interest.

The Pinhal-Ipuiúna batholith, that comprises an area of about 930 Km^2, extends from the northeastern part of São Paulo State to the southwestern of Minas Gerais State. Its orientation is close to E-W, following the limit of the northern segment of the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe, here defined by the Jacutinga shear zone, with an inflection to NW at Ipuiúna region (MG).

The granitoids of the batholith are intrusive in migmatitic ortho- and paragneisses, and were emplaced before the main foliation and the regional migmatization were developed (or contemporaneously to both?). They show a remarkable tectonic foliation trending WNW, developed under high-temperatures and characterized by the orientation of K-feldspar megacrysts and mafic minerals.

Three associations of distinct granitoid units outcrop in the batholith vicinities and were considered genetically independent from the rocks of the massif: (a) porphyritic monzogranites and granodiorites that comprise the Pinhal Complex; (b) anatectic biotite granite of the Pinhal-type, and (c) hornblende-biotite monzonites and quartz monzonites of the Maravilha Monzonitic massif.

The Pinhal-Ipuiúna batholith comprises of porphyritic granitoids and displays a large and continuous compositional variation (from quartz monzodiorites to sienogranites) that defines a high-K calc-alkaline modal trend. Twenty three distinct petrographic facies were recognized in these granitoids and, accordingly to their textural and compositional characteristics, were grouped into three major rock units. The oldest is São José da Prata unit and it consists of rocks of intermediate composition, with the predominance of quartz monzodiorites in which the mafic

minerals, represented by hornblende (±clinopyroxene) and biotite, correspond to 20%. The second unit, named Ipuiúna, predominates and comprises essentially of quartz monzonites, with 15% of amphibole and biotite, and show gradational variations to monzogranites. Augen-gneisses occur close to the Jacutinga shear zone, at the S-SW portion of the batholith. The third unit, Serra do Pau d'Alho, is represented by the most differentiated rocks, consisting of monzogranites and sienogranites. The mafic mineral is biotite and it is up to 5%.

Mafic quartz dioritic enclaves are commonly observed in the granitoids of all units and can be mapped at the Ipuiúna region (MG). They show contact relationship and interaction with the regional quartz monzonites, suggesting that the magmas responsable for the crystallization of both rocks are contemporaneous. The mafic magmatism seems to have persisted until the later units of the batholith have crystallized.

The geochemical behaviour of the granitoids of the Pinhal-Ipuiúna batholith indicates a high-K calc-alkaline to alkali-calcic suite, suggesting a continuous sequence from the intermediate members of the São José da Prata and Ipuiúna units to the most differentiated granites of the Serra do Pau d'Alho unit. Remarkable features are also the fractionated REE patterns with negative Eu anomalies, weakly to strongly developed, and a significant LILE-enrichment, as well as high isotopic Sr ratio. This radiogenic Sr may indicate the influence of the continental crust in the genesis of the granitoids. The mafic enclaves share some chemical and isotopic signatures with the granitoids, but their composition depart, howewer, from the back-extrapolations of the chemical trend defined by the fractioned rocks of the batholith, suggesting a distinct and genetically independent chemical group.

Part of the faciological diversity of the batholith indicates the influence of complex processes in the parental magma evolution, involving mechanisms of fractional crystallization between the different facies that define the main evolutive trend of the massif. Geochemical models suggest a fractionation of the plagioclase, clinopyroxene (± amphibole), biotite and ilmenite in the derivation of the intermediate rocks of the batholith, whereas the fractionation of K-feldspar and amphibole indicates the derivation of the most differenciated monzogranites of the Serra do Pau d'Alho unit. Additional processes involving the interaction of granitoids and mafic enclaves, at the

easternmost part of the massif, may explain some faciologial variations. The sieno- and monzogranites of the west portion of the batholith constitute different chemical groups that may represent distinct magmatic intrusions.

The great volume of granitoid rocks with relatively primitive average composition, the syn-orogenic character, and the high LILE/HFSE ratios indicate signatures of magmatism of active continental margins, with the contribution of sources rich in subduction components. The remarkable higher LILE contents may suggest the influence of LILE-rich source areas in the lithospheric mantle, although a large contribution from continental crust is implied by the high Sr isotopic ratio.

The granitoids of the Pinhal-Ipuiúna batholith represent a portion of the extensive regional high-K calc-alkaline to alkali-calcic magmatism, which is syn-orogenic to the Brasiliano Cicle. These rocks have been interpreted as being formed before the main emplacement stage of the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe, and their geological, petrographical and geochemical characteristics are comparable to the Cordilleran I-type granitoids, thought to be generated in B-type subductional environments.

AGRADECIMENTOS

Desejo externar meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas e instituições que, de diferentes maneiras, colaboraram para a elaboração e conclusão desta tese, em especial a:

- Horstpeter H.G.J. Ulbrich, orientador, pela colaboração e apoio;

- Valdecir A. Janasi, pelo apoio, incentivo e amizade constantes, que se concretizaram desde o acompanhamento nos trabalhos de campo até a revisão criteriosa do texto final da tese, sempre presente com inúmeras idéias e sugestões;

- Mario C. H. Figueiredo, pelas discussões e sugestões no tratamento dos dados químicos e apoio na obtenção do material fotográfico;

- Sílvio R. F. Vlach pela colaboração e apoio sempre que necessário e pelo companheirismo constante;

- Paulo Mori, pela obtenção das análises químicas de rochas no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do IG-USP;

- K. Kawashita e colaboradores do Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG-USP pela confecção das análises radiométricas;

- Universidade do Amazonas e colegas do Departamento de Geociências, em especial, Cláudio A. Milliotti e Albertino S. Carvalho pelo apoio e amizade constantes;

- Funcionários do IG-USP, pelo apoio e colaboração nas várias etapas de desenvolvimento deste trabalho;

- CAPES, pela bolsa de doutoramento através do Programa Institucional de Capacitação de Docentes junto à Universidade do Amazonas;

- FAPESP (Processo 90/0940-0) e FINEP (Processo 42.86.091.00), pelo apoio financeiro que viabilizou diversas etapas desta pesquisa.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação do Tema

O magmatismo granítico neoproterozóico do sudeste do Brasil compreende uma ampla variedade de suites com características geoquímicas peculiares, indicativas de uma complexa evolução tectono-magmática. Entre estas suites, destacam-se grandes batólitos alongados sin-orogênicos, de caráter cálcio-alcalino potássico, que constituem associações composicionalmente expandidas, com ampla variabilidade faciológica, e se assemelham aos granitóides tipo I-Cordilheiranos de Pitcher (1982), de grande importância para estudos petrológicos de detalhe e definição de ambientes geotectônicos específicos.

Considerando que o desenvolvimento destes estudos petrológicos se justificam apenas em áreas cuja geologia básica seja previamente conhecida, e que evidenciam problemas a serem pesquisados, para a realização desta pesquisa foi selecionado o conjunto de rochas granitóides caracterizado por Vasconcellos & Janasi (1989) como Batólito Pinhal-Ipuiúna, localizado na região das cidades homônimas, no nordeste de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais. Estes autores realizaram o mapeamento faciológico dos granitóides do batólito numa escala aproximada 1:100.000, e individualizaram três associações petrográficas distintas, com amplo espectro composicional que, a partir de estudos petrográficos preliminares, já denunciava uma provável seqüência evolutiva, de caráter cálcio-alcalino, bastante atraente para estudos petrogenéticos .

Desta forma, a pesquisa foi centralizada na caracterização petrográfica e geoquímica dos granitóides cálcio-alcalinos do Batólito Pinhal-Ipuiúna. Consistiu essencialmente na indentificação das diversas fácies encontradas nas associações petrográficas, por meio de trabalhos de campo direcionados, em áreas-

alvo selecionadas, sucedidos por estudos petrográficos, radiométricos e geoquímicos. Foram também estudados alguns corpos granitóides adjacentes, que incluiram o Maciço Monzonítico Maravilha, imediatamente a oeste do batólito, e ocorrências de biotita granitóides porfiríticos e granitos equigranulares, dominantes na porção sudoeste da área. Estes granitóides são interpretados como geneticamente independentes do conjunto aqui considerado como Batólito Pinhal-Ipuiúna, e seu estudo objetivou a obtenção de dados comparativos que elucidassem as relações entre os diferentes tipos de granitóides que ocorrem na região.

Os resultados obtidos culminaram com a elaboração da presente tese, onde, nos dois primeiros capítulos são abordados aspectos relativos às informações básicas da área estudada e à metodologia adotada, além da apresentação do levantamento bibliográfico da literatura disponível acerca da geologia regional. O capítulo 3 trata da geologia local, discutida com base no mapa geológico apresentado, e se estende para a discussão sucinta dos aspectos petrográficos dos granitóides circunvizinhos ao batólito, representados pelos monzonitos Maravilha e por biotita granitóides porfiríticos e granitos equigranulares. Os aspectos geológicos e petrográficos dos granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna são apresentados no capítulo 4. Seguem-se então os capítulos relativos à caracterização geoquímica, envolvendo quimismo de rochas e isotopia Rb-Sr, à discussão dos aspectos petrológicos, e às considerações finais.

1.2. Localização e Acessos

A área estudada neste trabalho compreende cerca de 930 Km^2, e se estende, numa orientação aproximadamente E-W, das cercanias da cidade de Pinhal (nordeste do Estado de São Paulo) até a região a norte e leste de Ipuiúna, já no sudoeste do Estado de Minas Gerais. Abrange parcialmente oito folhas topográficas em escala 1:50.000, com a maior parte da área contida nas porções centrais das Folhas Pinhal (SF-23-Y-A-III-2) e Santa Rita de Caldas (SF-23-Y-B-I-1), prolongando-se para as porções nor-ocidental da Folha Ipuiúna (SF-23-Y-B-I-2) e sul-oriental da Folha Aguaí (SF-23-Y-A-III-1); os extremos setentrional e meridional incluem, respectivamente, pequenas partes das Folhas Caldas-Rio Capivari (SF-23-V-D-IV-3 e

SF-23-V-D-IV-4) e Mogi Guaçu-Águas de Lindóia (SF-23-Y-A-III-3 e SF-23-Y-A-III-4) (Fig. 1.1).

A região estudada dista cerca de 250 Km da cidade de São Paulo, e é acessível através de dois itinerários principais, que levam aos seus limites ocidental (Pinhal-SP) e oriental (Ipuiúna-MG). O acesso a Pinhal é feito pela Rodovia dos Bandeirantes até Campinas onde, através de um pequeno trecho da Rodovia Dom Pedro II (sentido Jacareí), é alcançada a Rodovia SP-340 (Campinas-Mogi Guaçu) que dá acesso à SP-342 (Mogi Guaçu-Pinhal). O limite oriental da área pode ser atingido pela Rodovia Fernão Dias (sentido Belo Horizonte) até Pouso Alegre (MG), seguindo-se então pela Rodovia BR-459 (Pouso Alegre-Ipuiúna). O acesso ao interior da área estudada é feito quase que exclusivamente por estradas não pavimentadas e caminhos.

1.3. Aspectos Fisiográficos

A província geomorfológica do Planalto Atlântico contém a área estudada, a qual, segundo Ponçano *et al.* (1981) abrange as zonas morfológicas da "Serrania de Lindóia", a oeste, e parte do "Planalto do Rio Grande", a leste. O relevo característico é serrano e acidentado, do tipo descrito como "serras alongadas", geralmente associado a "morros com serras restritas" (transição entre o relevo serrano e o de morros), com as maiores altitudes encontradas a leste, no Estado de Minas Gerais, em cotas da ordem de 1.600 metros. O pico culminante atinge cerca de 1.800 metros de altitude e se localiza na Serra da Pedra Branca, a sudeste do Planalto de Poços de Caldas, a feição morfológica mais proeminente da região.

As "serras alongadas" têm suas cristas sustentadas por rochas quartzíticas e graníticas, e se alinham paralelamente às direções estruturais dadas pelas grandes falhas que cortam os terrenos proterozóicos da região.

Na área do Batólito Pinhal-Ipuiúna as "serras alongadas" são constituídas predominantemente por rochas graníticas e atingem cotas de 1.300 metros na porção oeste (Serra do Bebedouro) e 1.600 metros na parte central (Serra do Pau d'Alho); na porção leste do maciço o relevo se caracteriza por morros isolados de escarpas íngremes que podem atingir altitudes da ordem de 1.500 metros; uma

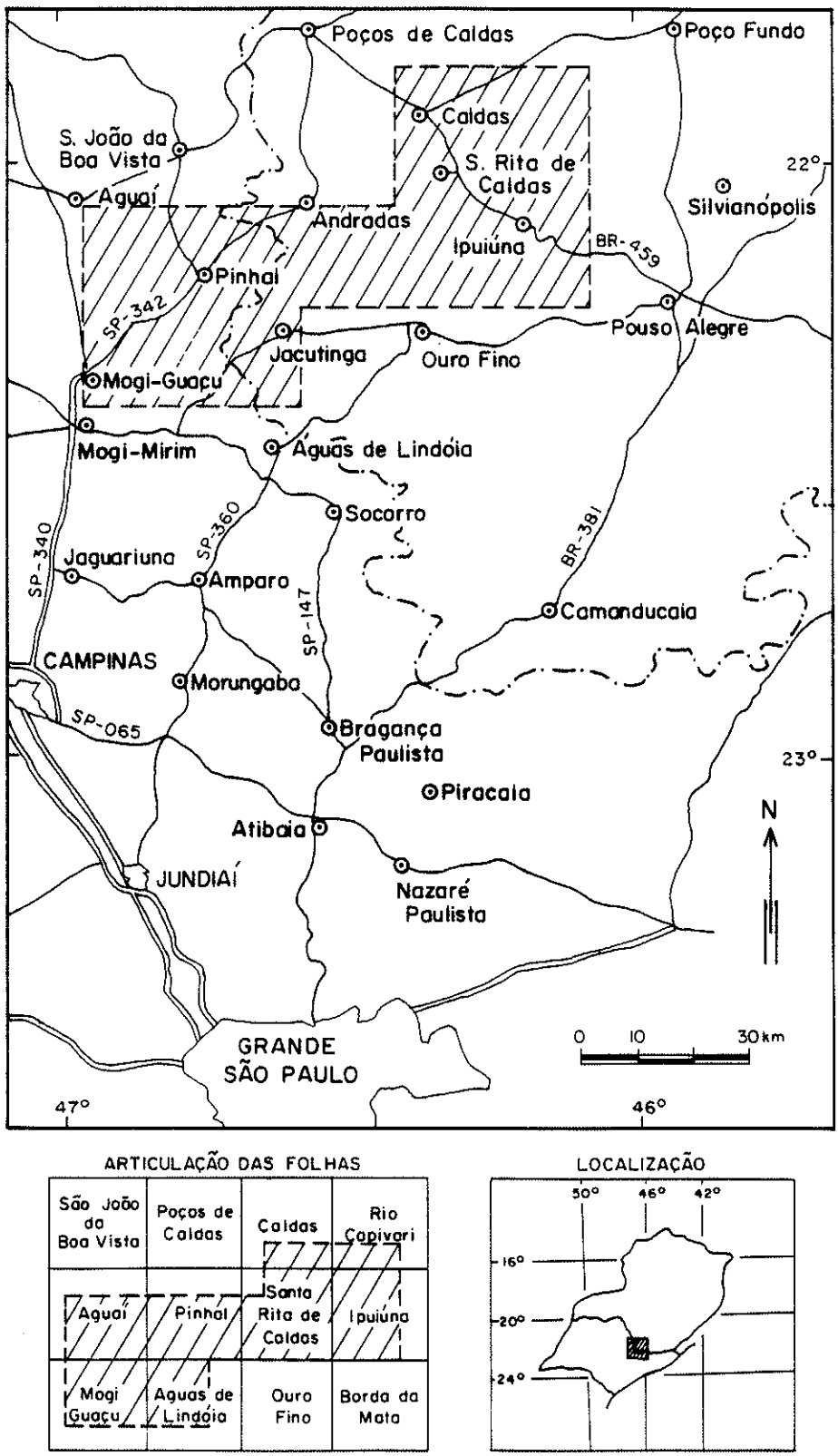


Figura 1.1. Mapa de localização e acessos, e articulação das folhas topográficas 1:50.000 da região, destacando a área estudada.

superfície mais aplainada com morros de topos arredondados caracteriza uma área de ocorrência de rochas de composição mais máfica, na porção centro-nordeste do batólito.

O clima da região é mesotérmico de inverno seco e verão brando, com estação chuvosa no verão, e com os picos mais seco e mais chuvoso nos meses de julho e janeiro, respectivamente. A vegetação original é preservada somente nas porções mais elevadas das serras, devido a intensa atividade de replantio de café e pecuária, principalmente no sudoeste de Minas Gerais, onde se localiza a maior parte da área estudada.

1.4. Metodologia

Os estudos desenvolvidos nos granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna são de caráter regional e têm enfoque petrológico. Baseiam-se no fato de que a identificação dos diferentes tipos petrográficos que compõem o batólito constitui o suporte para a caracterização das rochas granitóides, por meio de técnicas analíticas e interpretativas diversas, viabilizando assim a possibilidade de compreensão dos fatores envolvidos nos processos de gênese e evolução destas rochas.

Esta pesquisa se iniciou com uma fase preliminar de levantamento bibliográfico, objetivando a familiarização com a geologia do nordeste de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais, seguida por uma etapa de campo de reconhecimento geológico regional, visando a identificação dos principais tipos petrográficos. Etapas de campo subseqüentes permitiram o detalhamento das diferentes unidades faciológicas, e estudos petrográficos realizados concomitantemente forneceram os subsídios necessários à seleção de amostras para análises laboratoriais específicas, envolvendo quimismo de rochas e análises radiométricas.

1.4.1. Trabalhos de Campo

O mapeamento de detalhe de corpos ígneos permite a distinção de diferentes unidades descritivas, as fácies, com base em características estruturais e

petrográficas tais como cor, granulação, textura, estrutura e composição mineralógica. Desta forma, o mapeamento faciológico resulta na individualização de diferentes fácies que, conforme a escala utilizada, podem ser representadas como unidades mapeáveis isoladas ou através de agrupamentos em associações de fácies, estas representando idealmente fácies cogenéticas relacionadas. Esta metodologia tem sido bastante utilizada no mapeamento detalhado de corpos ígneos, e sua conceituação e aplicabilidade são discutidas em trabalhos como os de Ulbrich (1984), Vlach (1985) e Janasi (1986).

Vasconcellos & Janasi (1989) estudaram os granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna, numa escala aproximada 1:100.000, e reconheceram uma importante variação faciológica, que permitiu a separação de três associações petrográficas distintas que, em princípio, evidenciavam uma seqüência composicionalmente expandida, incluindo termos básicos, intermediários e ácidos. O mapa geológico destes autores constituiu a base para o planejamento dos trabalhos de campo desta pesquisa, que foram realizados em etapas de curta duração, distribuídas no período de 1989 a 1991, pela autora e por V.A. Janasi, contando inicialmente com a colaboração de A.C.B.C. Vasconcellos.

Numa primeira etapa foi realizado o reconhecimento geológico regional da área de ocorrência das rochas granitóides que constituem o batólito e suas encaixantes imediatas. Etapas subseqüentes envolveram o detalhamento de áreas selecionadas, objetivando a amostragem dos diversos tipos petrográficos que caracterizam as associações, para estudos específicos de laboratório. Foram realizados também perfis geológicos regionais nas rochas encaixantes que culminaram com a delimitação, ainda preliminar, do Maciço Monzonítico Maravilha e de ocorrências de biotita granitóides porfiríticos atribuídos ao Complexo Pinhal, e de alguns corpos de granitos equigranulares "tipo" Pinhal.

Os trabalhos consistiram no aprimoramento e detalhamento dos dados de campo, a fim caracterizar melhor a variação faciológica do batólito e elucidar o relacionamento entre suas diferentes unidades, além de tentar esclarecer suas relações com os demais granitóides que ocorrem na região. Como resultado final foi elaborado um mapa geológico do Batólito Pinhal-Ipuiúna, na escala 1:200.000, ligeiramente modificado daquele anteriormente apresentado por Vasconcellos &

Janasi (1989), acrescido da interpretação das observações preliminares relativas aos outros conjuntos granitóides que ocorrem na área, e complementado pela compilação de mapas geológicos de semi-detalhe disponíveis para o extremo sudoeste da região considerada (Campanha *et al.*, 1983; Teixeira, 1992).

1.4.2. Análises Petrográficas

As análises petrográficas envolveram a descrição macroscópica de amostras e o estudo de cerca de 250 seções delgadas de rochas (incluindo amostras anteriormente estudadas por Vasconcellos & Janasi, *op. cit.*), através de técnicas convencionais de luz transmitida, visando caracterizar mineralógica e texturalmente os granitóides do batólito. Foram estudadas também cerca de 30 seções delgadas polidas através de microscópio de luz refletida, com o intuito de identificar e definir relações entre os minerais opacos.

Paralelamente ao estudo das seções delgadas, foram realizadas análises modais de amostras representativas das diferentes fácies do batólito e de granitóides adjacentes. Para as rochas porfiríticas com matriz média a grossa e inequigranulares grossas a muito grossas, foram utilizadas técnicas de integração de contagens macroscópicas e microscópicas, enquanto as análises modais das rochas equigranulares finas a médias foram obtidas através de contagens ao microscópio petrográfico.

As análises modais macroscópicas, realizadas em 57 amostras, envolveram a confecção de fatias de rocha com áreas entre 90 e 730 cm^2, de acordo com a granulação e homogeneidade da rocha, que foram submetidas à tintura com cobaltonitrito de sódio para coloração seletiva de feldspatos, utilizando-se como base o procedimento descrito em Sartori (1978). As fatias de rocha foram individualmente imersas em ácido fluorídrico, mergulhadas em água destilada e posteriormente em solução de cobaltonitrito de sódio, obtida a partir de nitrato de cobalto, ácido acético e nitrito de sódio. Em seguida as amostras foram lavadas em água corrente e deixadas para secar, quando então receberam uma camada de verniz para realçar o contraste entre os minerais essenciais a serem contados.

As contagens foram efetuadas com o auxílio de uma malha transparente (4 x 4 mm) e um contador de pontos, obtendo-se valores modais para quartzo (Q), feldspato alcalino (A), plagioclásio (P) e máficos (M). Como máficos foram considerados todos os minerais coloridos, tanto essenciais quanto acessórios (anfibólio, biotita, minerais opacos, apatita, etc), os quais foram posteriormente individualizados em contagens em seções delgadas (espaçamento 0,3 x 0,5 mm), e tiveram seus valores modais específicos combinados com a contagem macroscópica.

A determinação da moda nas rochas equigranulares médias a finas foi realizada em 15 amostras, através de contagem em seção delgada, utilizando-se "vernier" e contador de pontos, com espaçamento regular entre 0,3 e 0,5 mm, de acordo com a granulação da rocha.

1.4.3. Quimismo de Rochas

Com base nos estudos petrográficos, foi selecionado um total de 57 amostras para análise química de elementos maiores, menores e traços, que incluiu: 42 amostras representativas das fácies reconhecidas no batólito, 4 amostras de enclaves máficos associados às rochas do maciço, 2 amostras dos monzonitos Maravilha, 3 amostras dos granitóides porfiríticos do Complexo Pinhal e 6 amostras de granitos equigranulares a inequigranulares "tipo" Pinhal, intrusivos ou não em rochas do batólito.

A preparação destas amostras iniciou-se com a fragmentação de quantidades que variaram de cerca de 1 Kg a 10-15 Kg de rocha fresca, considerando a necessidade de obtenção de uma composição representativa para as rochas de granulação grossa a muito grossa. Este material foi triturado utilizando-se um britador de mandíbulas de aço, até que os fragmentos maiores atingissem dimensões de grânulos, procedendo-se, em seguida, ao quarteamento para obtenção de aproximadamente 100 gramas de material homogeneizado, submetido em seguida a pulverização em moinho de ágata do tipo planetário.

O material pulverizado foi então novamente reduzido, em micronizador McCrone, até dimensões inferiores a 5 micra, para a confecção de pastilhas de pó prensado a partir da adição de 3 gotas de álcool polivinílico a aproximadamente 2

gramas de pó de amostra. Em seguida as pastilhas foram encaminhadas ao Laboratório de Fluorescência de Raios-X do Departamento de Mineralogia e Petrologia do IG-USP, a fim de se obter análises químicas de elementos maiores e menores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K, P). Em paralelo, parte do material pulverizado foi encaminhado ao Laboratório de Química Analítica do IG-USP, para análises de Na por fotometria de chama e H_2O.

Posteriormente, estas mesmas amostras foram enviadas aos laboratórios da Geosol-Geologia e Sondagens Ltda (Belo Horizonte-MG) para novas dosagens de Na por fotometria de chama, e análises dos elementos traços Ba, Zr, Nb, Y, Cr, Ni e V por Fluorescência de Raios-X. As dosagens de Rb e Sr, por Fluorescência de Raios-X, foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG-USP.

Análises de elementos terras-raras para 14 amostras, foram realizadas nos laboratórios da Geosol, por ICP, sendo 11 referentes às principais fácies do Batólito Pinhal-Ipuiúna e seus enclaves máficos, e as três restantes distribuídas entre os granitóides adjacentes ao batólito. Análises dos elementos traços Hf, Sc, Ta, Cs, Th e U para nove amostras (7 amostras das rochas do batólito, 1 amostra de enclave máfico e duas amostras dos granitóides regionais), e uma análise complementar de elementos terras raras para os granitóides do maciço, foram efetuadas, por ativação neutrônica, no Actlabs-Activation Laboratories (Ontário-Canadá).

1.4.4. Análises Radiométricas

Um conjunto de 44 amostras de granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna foi escolhido para os trabalhos iniciais de determinação isotópica, pelo método Rb-Sr, no Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG-USP. Nessas amostras, pulverizadas em moinho de ágata conforme descrito no item anterior, foram efetuadas dosagens semi-quantitativas de Rb e Sr por Fluorescência de Raios-X.

Os resultados das análises semi-quantitativas inviabilizaram a proposta inicial de confecção de um diagrama isocrônico Rb-Sr para cada unidade do

batólito, devido à grande homogeneidade isotópica que caracteriza a maioria das rochas, impossibilitando a obtenção de um espalhamento adequado.

Do conjunto total, foram selecionadas 13 amostras, cujas razões Rb/Sr ofereciam uma variação adequada para a confecção de diagramas isocrônicos, que incluiram 4 amostras da unidade mais diferenciada, 7 amostras das unidades restantes e uma amostra dos enclaves máficos, que foram encaminhadas para dosagens quantitativas dos teores de Rb e Sr, por Fluorescência de Raios-X.

Procedeu-se, em seguida, à concentração de Sr através de colunas de separação catiônica e às determinações isotópicas de Sr, que foram realizadas em espectômetro de massa VG-354 automatizado (com erro admitido inferior a 0,3%), conforme a metodologia e procedimentos de rotina do Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG-USP, cujos detalhes podem ser encontrados em Kawashita (1972) e Torquato (1974).

As constantes utilizadas nos cálculos de normalização e de idades foram aquelas propostas por Steiger e Jäger (1978):

$^{86}Sr/^{87}Sr=0,1194$

$\lambda Rb=1,42 \times 10^{-11}$ anos^{-1}

$^{85}Rb/^{87}Sr=2,59$

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA REGIONAL

2.1. Introdução

O estudo do magmatismo granitóide neoproterozóico do Estado de São Paulo e áreas circunvizinhas de Minas Gerais evoluiu consideravelmente a partir de meados da década de 80, com o desenvolvimento de trabalhos que incluiram a sistematização dos dados existentes para os diversos maciços graníticos (Janasi & Ulbrich, 1985, 1992), enfocaram aspectos genéticos e tectônicos de ocorrências específicas (*e.g.* Campos Neto *et al.*, 1984c; Wernick *et al.*, 1984a; Artur *et al.*, 1991), e aplicaram a metodologia de mapeamento faciológico de detalhe, envolvendo estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos em maciços selecionados (*e.g.* Vlach, 1985, 1993; Janasi, 1986, 1992; Godoy, 1989; Galembeck, 1991; Ferreira, 1991).

Tentativas de caracterização genética e considerações geotectônicas preliminares do magmatismo granitóide brasiliano são apresentadas em Wernick (1984a,b), Wernick e Galembeck (1987), Vlach *et al.* (1990), entre outros. A integração regional e o reconhecimento sistemático das principais associações de granitóides neoproterozóicos e seu relacionamento a ambientes geotectônicos específicos são encontrados em Campos Neto *et al.* (1990), Janasi & Ulbrich (1991) e Campos Neto (1991).

Entre as diversas associações granitóides reconhecidas, destacam-se os extensos batólitos alongados (*e.g.* Socorro, Pinhal-Ipuiúna, Butantã-Santa Isabel, Três Córregos) que caracterizam o magmatismo cálcio-alcalino sin-orogênico regional. Estes batólitos são constituídos por associações com ampla variabilidade faciológica, com hornblenda-biotita granitóides porfiríticos de composição granítica a granodiorítica como tipos petrográficos predominantes, mas podem apresentar

proporção considerável de rochas intermediárias, de composição quartzo monzodiorítica a quartzo monzonítica, como o Batólito Pinhal-Ipuiúna.

O grande volume de rochas granitóides, por vezes com notável quantidade de termos menos diferenciados, a tendência composicional expandida, e a presença de abundantes enclaves microgranulares escuros, ou mesmo ocorrências maiores de rochas máficas, juntamente com a afinidade cálcio-alcalina e o caráter sin-orogênico dessas suites, constituem feições típicas que têm sido comparadas, por vários autores (*e.g.* Wernick, 1984a,b; Vasconcellos & Janasi, 1989; Janasi & Ulbrich, 1991; Campos Neto, 1991), àquelas dos granitóides tipo I-Cordilheiranos de Pitcher (1982), relacionados a ambiente de subducção do tipo-B.

As composições mais ricas em K destas rochas contrastam com as composições dominantemente tonalíticas dos granitóides cordilheiranos clássicos, e têm sido atribuídas a características herdadas de áreas fontes no manto litosférico enriquecido, a contribuições variáveis de crosta continental, ou a maior maturidade do arco magmático (Vasconcellos & Janasi, *op. cit.*; Janasi & Ulbrich, *op. cit.*; Campos Neto, *op. cit.*).

O Batólito Pinhal-Ipuiúna representa uma das principais ocorrências de granitóides desta associação, e situa-se na porção sul da chamada "cunha" de Guaxupé, que consiste num domínio geológico de forma triangular, caracterizado por terrenos metamórficos de alto grau, que ocupa a porção nordeste do Estado de São Paulo e o sudoeste de Minas Gerais, e é limitado a sul pela zona de cisalhamento de Jacutinga.

2.2. Situação Tectônica

Os mapeamentos geológicos sistemáticos na região sul de Minas Gerais e áreas adjacentes foram iniciados na década de 50 por H. Ebert que, em 1968, sintetizou as primeiras considerações acerca da geologia e evolução tectônica da região.

Mapeamentos geológicos regionais subseqüentes, realizados nas décadas de 70 e 80, através dos convênios DNPM/UNESP (Fúlfaro, 1975; Soares,

1976; Wernick, 1977; Bettencourt, 1978), MME/DNPM (Cavalcante *et al.*, 1979), IPT/PRÓ-MINÉRIO (Campanha *et al.*, 1983) e IG-USP/PRÓ-MINÉRIO (Campos Neto *et al.*,1984a; Campos Neto & Figueiredo, 1985), além de inúmeros trabalhos específicos (*e.g.* Almeida *et al.*, 1976, Hasui *et al.*, 1978; Wernick, 1978a,b; Campos Neto & Basei, 1983; Campos Neto *et al.*, 1984b), aprofundaram o conhecimento geológico da região e produziram uma vasta bibliografia introduzindo novos modelos evolutivos, ou mesmo retomando conceitos anteriores na discussão da evolução dos terrenos proterozóicos do sudoeste de Minas Gerais e leste de São Paulo.

Os trabalhos de Vasconcellos (1988) e Artur (1988) apresentam levantamentos bibliográficos detalhados sobre a evolução do conhecimento geológico da região, e destacam os modelos distintos que sintetizam as duas linhas básicas de pesquisa que envolvem a discussão da evolução tectônica da "cunha" de Guaxupé. O primeiro autor admite uma evolução baseada nos conceitos tectônicos que envolvem terrenos alóctones, enquanto o segundo propõe como modelo uma tectônica ensiálica com regenerações sucessivas de um terreno arqueano.

Ebert (1968, 1971, 1984) sintetizou suas considerações sobre a evolução tectônica do sul de Minas Gerais e áreas adjacentes de São Paulo e Rio de Janeiro num modelo de cinturões orogênicos clássicos, relacionados ao Neoproterozóico, o "Paraibídes", com direção NE, e o "Araxaídes", de direção NW, que se bifurcariam na região de Cambuquira-Pouso Alegre (MG) (Fig. 2.1). Estas duas faixas orogênicas delimitariam um terreno em forma de cunha ("cunha" de Guaxupé), que foi considerado inicialmente pelo autor como composto essencialmente por granitos "assínticos", e caracterizado como uma zona de atividade tectônica com fortes movimentos de empurrão de WSW para ENE em forma de nappes, que preencheriam mega-sinclinais e resultariam na inversão da seqüência metamórfica. Desta forma, os metassedimentos de mais baixo grau (grupos Andrelândia e São João del Rei em Minas Gerais, e Itapira em São Paulo), aflorando nos anticlinais, corresponderiam aos "externídeos", enquanto as seqüências de alto grau metamórfico (grupos Paraíba e Juiz de Fora) representariam os "internídeos".

Os trabalhos de Almeida *et al.* (1976, 1980) introduziram o modelo de "maciços medianos" para a região, identificando o terreno em forma de cunha, constituído por granulitos, migmatitos e granitos, como o "Maciço de Guaxupé",

contornado pelos metassedimentos das faixas Uruaçu (grupos Andrelândia e Araxá), a sul e leste, e Brasília (grupos São João del Rei e Canastra), a norte (Fig. 2.2 A).

Neste contexto, Hasui *et al.* (1978) e Wernick *et al.* (1978) redefiniram o "Maciço de Guaxupé" como um maciço mediano do Ciclo Brasiliano, limitado a sul pela Falha de Jundiuvira e a norte pela continuidade da Faixa Brasília, considerando-o como um terreno que separaria faixas dobradas brasilianas. Desta forma, o maciço englobaria os metassedimentos dos grupos Andrelândia e Itapira, além dos terrenos admitidos no "Maciço de Guaxupé" de Almeida *et al.* (1976). Para Wernick (1978a) o "Maciço Mediano de Guaxupé" compreenderia unidades transamazônicas (grupos Amparo e Andrelândia) e granitóides e migmatitos brasilianos (Grupo Pinhal) (Fig. 2.2 B).

Wernick & Artur (1983a,b), Artur & Wernick (1984) e Artur (1988) estabeleceram um modelo de evolução policíclica de terrenos arqueanos para a área do "Maciço de Guaxupé", considerada na acepção original de Almeida *et al.* (*op. cit.*). Os autores interpretaram como unidades litoestratigráficas distintas os terrenos admitidos como gerados em diferentes eventos tectono-metamórficos, caracterizados por fenômenos de retrabalhamento crustal (várias fases de migmatização) e acreção vertical (intrusão de batólitos granitóides). Assim, classificaram estas unidades em Associações Originais (complexos Barbacena e Pré-Guaxupé), Associações de Retrabalhamento Transamazônicas (complexos Amparo, Silvianópolis, Guaxupé e Machado) e Associações de Retrabalhamento Brasilianas (granitóides do Complexo Pinhal).

Os trabalhos de Campos Neto & Basei (1983) e Campos Neto *et al.* (1984c) retomaram as considerações de Ebert (1968) quanto ao caráter alóctone dos terrenos granulito-granito-migmatíticos, estabelecendo um modelo de nappe de empurrão (Nappe de Socorro) para a evolução do Proterozóico do nordeste do Estado de São Paulo. Os terrenos de alto grau metamórfico teriam sido tectonicamente colocados por sobre seqüências meta-vulcano-sedimentares de mais baixo grau (Grupo Itapira).

Campos Neto (1985) considerou os terrenos a norte da Falha de Jacutinga (região do "Maciço de Guaxupé" de Almeida *et al.*, *op. cit.*) como parte da mesma estrutura alóctone, denominando-a de Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé

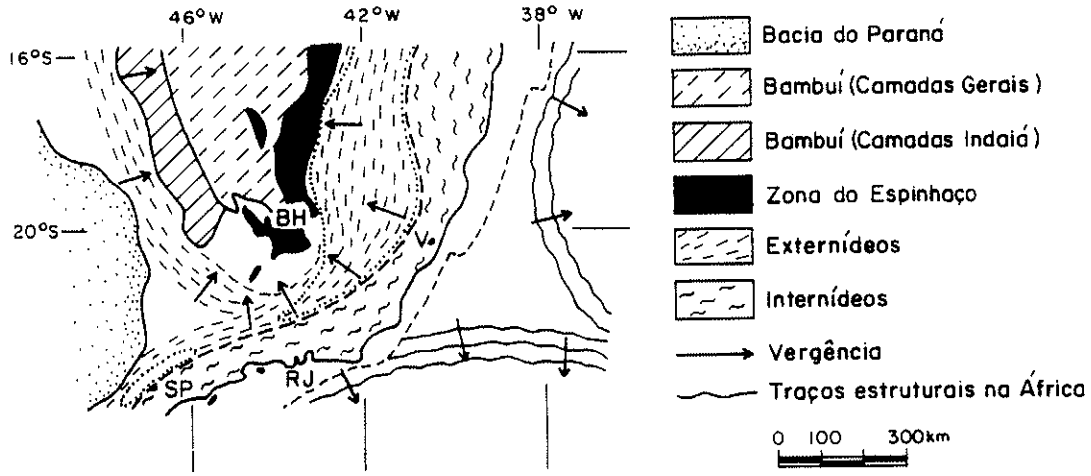


Figura 2.1. Mapa tectônico do sudoeste do Escudo Brasileiro, segundo Ebert (1968).

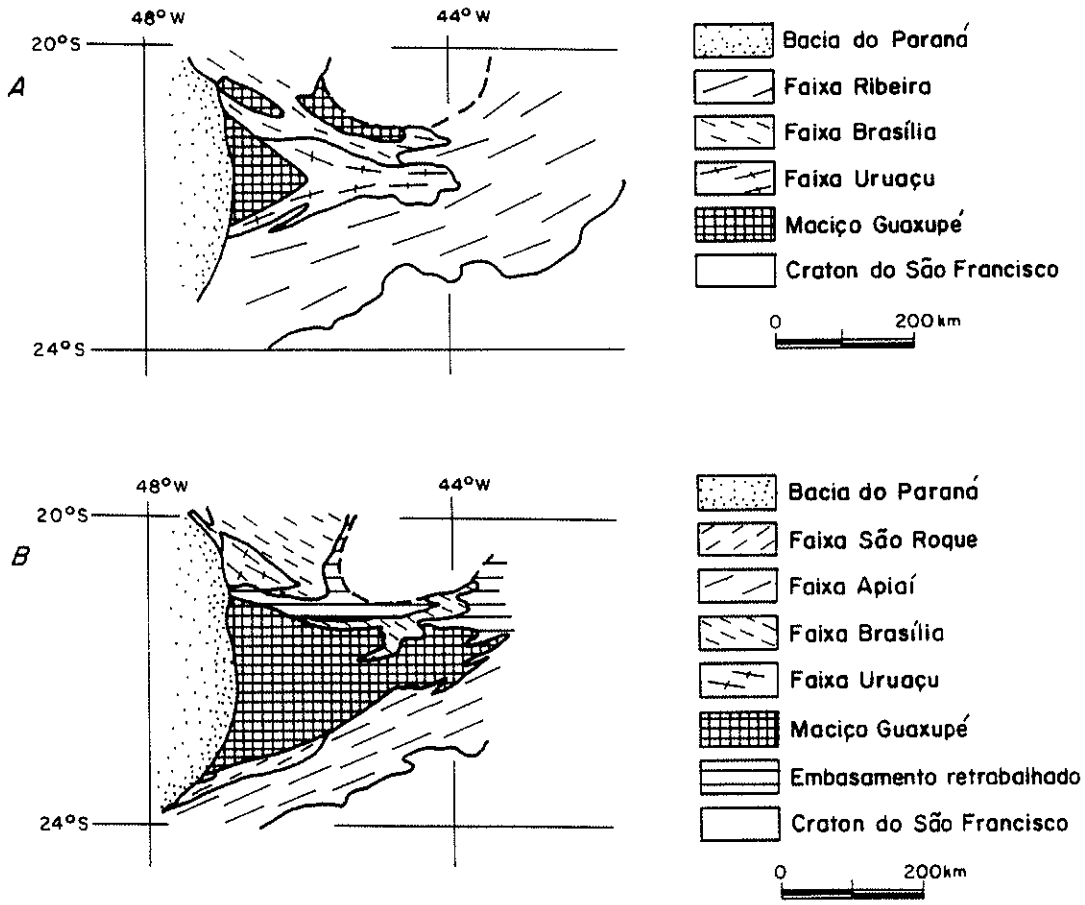


Figura 2.2. Caracterização do Maciço de Guaxupé: A) Segundo Almeida *et al.* (1976); B) Segundo Hasui *et al.* (1978) e Wernick *et al.* (1978).

(NESG), cuja organização estrutural final teria ocorrido durante o Ciclo Brasiliano. Desta forma, a NESG seria caracterizada como uma extensa estrutura alóctone, responsável pela justaposição de dois cinturões metamórficos distintos: um de média pressão (grupos Itapira, Andrelândia e São João del Rei), e outro de baixa pressão (complexos Alfenas-Guaxupé, Cristina, Pinhal, Socorro, Caconde e Piracaia).

Com base na análise de descontinuidades maiores e em relações litoestratigráficas, Vasconcellos (1988) caracterizou os principais limites tectono-estratigráficos na região sudoeste de Minas Gerais e leste de São Paulo, distinguindo: (1) domínio dos terrenos de embasamento dos grupos São João del Rei e Andrelândia - Borda de Retrabalhamento do Craton do São Francisco (BRCSF); (2) domínio das seqüências metassedimentares e meta-vulcano-sedimentares dos grupos São João del Rei, Andrelândia e Itapira - Faixa Alto Rio Grande (FARG); (3) domínio dos terrenos granulito-granito-migmatíticos de Elói Mendes-Guaxupé e Socorro-Paraisópolis - Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (NESG) (Fig. 2.3).

A Borda de Retrabalhamento do Craton do São Francisco seria caracterizada por uma evolução policíclica com, pelo menos, dois eventos principais de geração e retrabalhamento de rochas referentes ao Arqueano e ao Paleoproterozóico, com prováveis eventos tectono-termais no Meso- e Neoproterozóico sugeridos por idades Rb-Sr convencionais e K-Ar. Dados geocronológicos em rochas migmatíticas forneceram idades Rb-Sr entre 3,4 e 2,5 Ga para as porções externas do craton (Artur, 1988), enquanto valores mais jovens, em torno de 2,0 Ga, foram obtidos em granitóides gnáissicos das regiões de Lavras e Itumirim (Heilbron, 1984; Teixeira, 1985).

A Faixa Alto Rio Grande (FARG), com suas unidades organizadas em nappes de dobramento, e exibindo metamorfismo de médio a baixo grau da série de média pressão, foi posicionada por Vasconcellos (*op. cit.*) no Mesoproterozóico, com base nos dados Rb-Sr disponíveis. Como limites superior e inferior de sedimentação e magmatismo foram reconhecidos os intervalos entre 1.900-1.800 Ma e 1.500-1.400 Ma, respectivamente. O primeiro evento tectono-metamórfico teria ocorrido em torno de 1.400 Ma, e o segundo, responsável pela organização estrutural da FARG, estaria entre 1.150 e 900 Ma; o intervalo entre 500 e 550 Ma determinaria o limite superior para os eventos tardi-tectônicos.

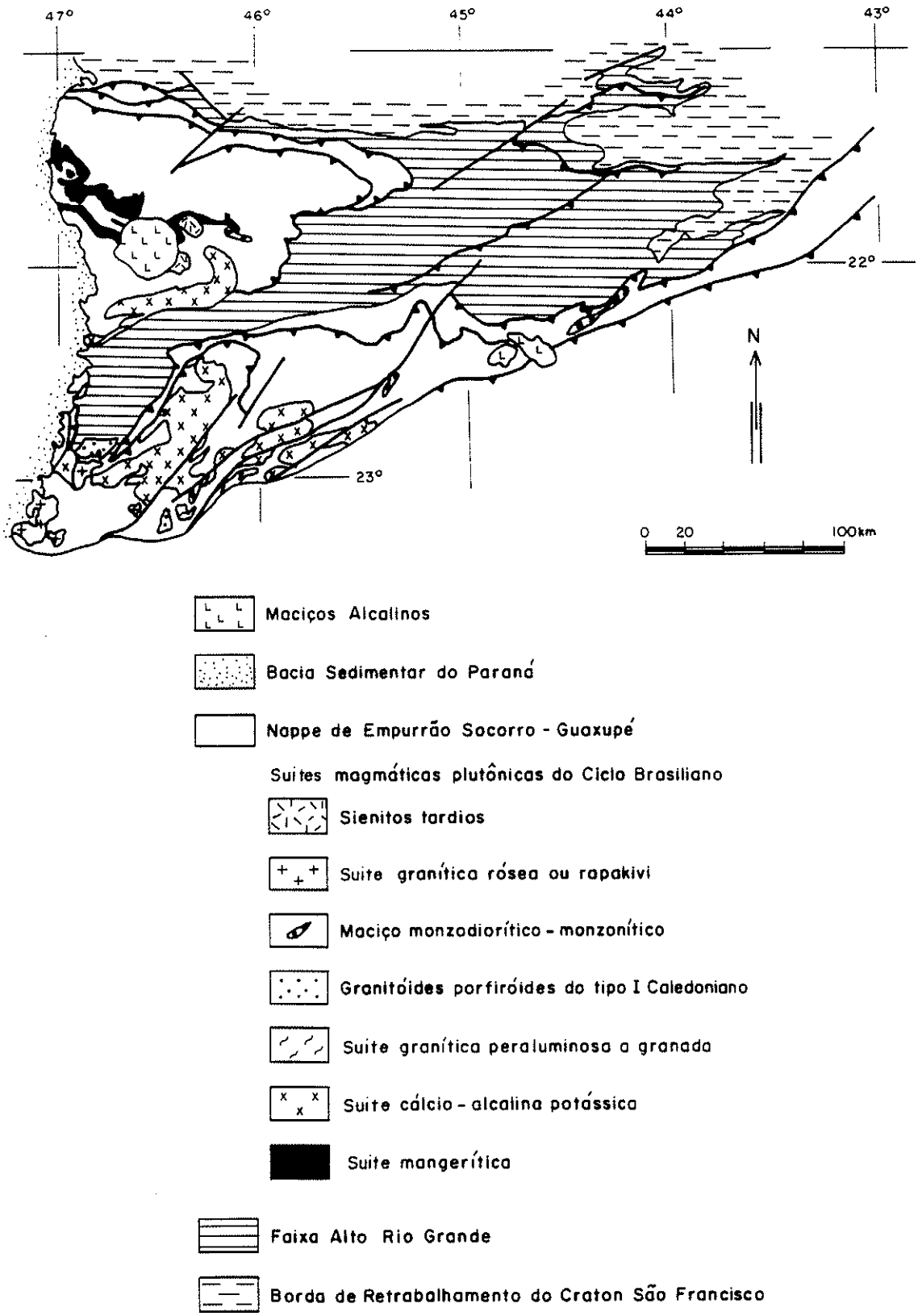


Figura 2.3. Mapa tectônico do leste de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais, destacando as rochas granitóides intrusivas nos terrenos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé. (Simplificado de Vasconcellos, 1988 e Campos Neto *et al.*, 1990).

A Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (NESG) representa uma estrutura alóctone, subdividida em dois segmentos principais: um setentrional com forma geral de cunha orientada E-W, com a concavidade voltada para oeste, e outro meridional, alongado e orientado E-W. Todas as unidades da NESG exibem uma estrutura plano-linear marcante, de direção geral NW-SE, com indicações de transporte para NW (Campos Neto, 1985).

Os terrenos basais da nappe (granulito-granito-migmatíticos) passam a domínios supracrustais com decréscimo de anatexia em direção ao topo, e as paragêneses evidenciam um regime metamórfico de baixa pressão nas associações supracrustais com cordierita, e outro de média a alta pressão na associação granulítica, caracterizado por simplectitos de clinopiroxênio e espinélio em metapiroxenitos (Vasconcellos, 1988).

Segundo Campos Neto *et al.* (1990) e Campos Neto (1991), o desenvolvimento desta estrutura alóctone teria ocorrido durante o Ciclo Brasiliano, e a maior parte dos maciços granitóides aí intrusivos seriam relacionados ao Neoproterozóico. Estes granitóides registrariam um ciclo tectônico completo, que reflete o magmatismo pré-, sin- e tardi- a pós-orogênico ao Ciclo Brasiliano, que foi individualizado em associações distintas com base em características litológicas, estruturais, petrográficas, geoquímicas e geocronológicas (Fig. 2.3).

O magmatismo plutônico anterior ao metamorfismo principal é representado pela série mangerítica da Suíte São José do Rio Pardo (Campos Neto *et al.*, 1988), que se caracteriza pela associação mangerito-charnoquito-granito *rapakivi*. Datações U-Pb em zircões indicaram idades entre 625±7 Ma e 641±9 Ma (dados inéditos de M.A.S. Basei; A. Kröner; J.I. Wendt; *in*: Figueiredo & Campos Neto, 1994) para as rochas mangeríticas desta suíte, estabelecendo idades mais jovens que aquelas anteriormente obtidas através de datações Rb-Sr (Campos Neto *et al.*, *op. cit.*; Janasi, 1992).

Os granitóides sin-orogênicos constituem uma série cálcio-alcalina potássica representada pelos batólitos alongados de Socorro e Pinhal-Ipuiúna (suítes Bragança Paulista e Ipuiúna), e uma série granítica peraluminosa (Granito Nazaré Paulista-Domínio Jundiaí) resultante da anatexia de rochas supracrustais; os granitos

"tipo" Pinhal representariam as rochas migmatíticas geradas por anatexia de rochas infracrustais no Domínio Guaxupé.

O Batólito de Socorro foi caracterizado por Wernick *et al.* (1984a) como uma seqüência cálcio-alcalina de alto-K, com amplo espectro composicional, e abundantes enclaves microgranulares básicos, cuja gênese estaria relacionada à geração de magmas híbridos a partir da mistura de magmas mantélicos e crustais. Com base em características geológicas, petrográficas, químicas e tipologia de zircão, Wernick (1984a,b) estendeu estas considerações para os vários maciços granitóides cálcio-alcalinos da região leste de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais, que foram subdivididos em tipos de pequena profundidade (parte do Granito Mairiporã e o Granito Mauá), média profundidade (granitos de Socorro, Caucaia do Alto, Morungaba, Três Lagos e os tonalitos de Parelheiros) e alta profundidade (granitos Machado, Pinhal e Mogi das Cruzes), propondo um modelo genético envolvendo essencialmente mistura de magmas básicos relacionados a zonas de subducção e magmas graníticos gerados por fusão crustal na interfácie manto-crosta.

Para Artur *et al.* (1991) o magmatismo do Complexo Socorro (SP-MG) é caracterizado por quatro eventos distintos, associados a uma seqüência tectono-temporal, que compreende: um plutonismo cálcio-alcalino mesozonal (Socorro I) e mesozonal-epizonal (Socorro II) relacionados, respectivamente, à uma tectônica de cavalgamento para NW e de transcorrência dextral; um plutonismo subalcalino potássico (Piracaia), associado à tectônica transcorrente e, em parte, contemporâneo ao magmatismo Socorro II; e finalmente, um evento peraluminoso crustal (Nazaré Paulista), que persistiu desde a fase principal do evento de cavalgamento até a fase tardia do magmatismo Piracaia.

Datações U-Pb em zircões indicaram valores de 635±10 Ma (dados inéditos de C.C.G. Tassinari; *in*: Vlach, 1993) e 655±2 Ma (Ebert *et al.*, 1994) para os granitóides da Suíte Bragança Paulista, que correspondem, pelo menos em parte, ao magmatismo Socorro I de Artur *et al.* (*op. cit.*), e seriam equivalentes aos granitóides Ipuiúna, do Batólito Pinhal-Ipuiúna. Os granitos anatéticos, por sua vez, foram relacionados por Campos Neto (1991) ao estágio orogênico colisional do Ciclo Brasiliano, com base em resultados isocrônicos Rb-Sr entre 650 e 620 Ma (dados

inéditos de K. Kawashita; *in*: Tassinari, 1988), obtidos para migmatitos estromáticos do Complexo Piracaia.

O magmatismo tardi- e pós-orogênico da NESG é representado pelas ocorrências de maciços graníticos circunscritos reunidos no Cinturão Itu (Vlach *et al.*, 1990), que incluem associações de afinidades cálcio-alcalinas, granitos róseos sob certos aspectos similares a granitos tipo A, e associações intermediárias dominadas por dioritos potássicos (Maciço Piracaia) e sienitos potássicos (maciços Capituva e Pedra Branca).

Vlach (1993) reuniu os granitóides do Cinturão Itu em três subgrupos mais característicos, reconhecidos na maioria dos maciços intrusivos na NESG (Morungaba, Itu, Sorocaba, São Francisco), que freqüentemente caracterizam a íntima associação geográfica entre o magmatismo cálcio-alcalino potássico e o de afinidades anorogênicas (Morungaba, Itu).

O primeiro subgrupo consiste numa associação cálcio-alcalina de alto-K ($64\% < SiO_2 < 75\%$), tardi-orogênica e comparável aos granitóides I-Caledonianos de Pitcher (1982), composta por biotita ($\pm$hornblenda)-quartzo monzonitos, monzo- e sienogranitos porfiríticos e/ou porfiróides. Os outros dois conjuntos, de caráter pós-orogênico, mostram afinidades com granitos tipo A da série aluminosa, e compreendem termos mais diferenciados ($SiO_2 > 70\%$): são constituídos por biotita monzo- e sienogranitos equigranulares a inequigranulares médios a grossos ou porfiróides, localmente com texturas wiborgíticas (predominantes no Complexo Itu), e por biotita ($\pm$ muscovita) monzo- e sienogranitos equigranulares róseos médios a finos, com texturas granofíricas ocasionais.

O magmatismo intermediário, associado preferencialmente aos granitóides cálcio-alcalinos de alto-K do Cinturão Itu, ocorre geralmente na forma de pequenos corpos isolados e diques sin-plutônicos de rochas dioríticas potássicas, distribuídos irregularmente (Vlach *et al.*, *op. cit.*); o maciço monzodiorítico-monzonítico de Piracaia (Janasi & Ulbrich; 1987) constitui a maior ocorrência isolada. A extensão a NE deste magmatismo, seria marcada pelos maciços sieníticos da Capituva e Pedra Branca, de caráter tardi- a pós-orogênico ao Ciclo Brasiliano (Janasi, 1992). Estes dois conjuntos representariam magmas mantélicos distintos, com os sienitos potássicos derivados de magmas fortemente oxidados e pobres no componente

"basáltico", enquanto os dioritos potássicos seriam formados a partir de magmas parentais menos oxidados e com alguma afinidade "shoshonítica" (Janasi *et al.*, 1993).

Datações Rb-Sr nos maciços Morungaba (Vlach, 1985; 1993), Piracaia (Janasi, 1986) e Itu (Tassinari *et al.*, 1986; *in*: Vlach, 1993) posicionam estas rochas no intervalo de 630 a 570 Ma, com as associações mais jovens e típicas do Cinturão Itu definindo um intervalo entre 580 e 600 Ma. A idade U-Pb em zircão de 595±12 Ma (Ebert *et al.*, 1994), obtida para as rochas graníticas da Serra do Lopo, que correspondem ao magmatismo Socorro II de Artur *et al.* (1991), parece relacionar estas rochas ao magmatismo tardi- a pós-orogênico da NESG.

Considerando os dados geocronológicos disponíveis para a região leste do Estado de São Paulo, Vlach (*op. cit.*) admite um pequeno intervalo de tempo (20-40 Ma?) na transição entre os regimes tectônicos sin-orogênico (Suíte Bragança Paulista) e tardi- a pós-orogênico (Cinturão Itu), destacando um período restrito entre 635±10 e 615±15 Ma para a principal etapa de colocação da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, conforme definida por Campos Neto (1985). Para o autor, descontinuidades temporais de 0 a 20 Ma e de 20 a 60 Ma separam os eventos pós-orogênicos daqueles tardi-orogênicos e sin-orogênicos, respectivamente.

Com base em datações mais recentes (U-Pb em zircões), Figueiredo & Campos Neto (1994) agruparam os terrenos da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé e das faixas Apiaí e São Roque na Microplaca Apiaí-Guaxupé, cujos domínios estariam definidos pela ocorrência de batólitos sin-orogênicos constituídos por hornblenda-biotita granitóides porfiríticos e, na base da NESG, por séries charnoquíticas, com cerca de 650 Ma. Os autores caracterizaram um evento orogênico com idades da ordem de 670-630 Ma, informalmente denominado Orogênese Ribeira, provavelmente controlado por um regime de subducção tipo-B, e assinalaram que as elevadas razões iniciais de Sr sugerem uma importante participação crustal no magmatismo granitóide regional.

2.3. Contexto Geológico

2.3.1. Considerações Gerais

Associações granulito-migmatito-charnoquíticas, granito-migmatíticas e rochas supracrustais migmatíticas constituem os terrenos alóctones da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé no Domínio Guaxupé. A granitogênese intrusiva presente é caracterizada por uma suite anorogênica de tipo A, uma suite sin-orogênica cálcio-alcalina potássica e intrusões sieníticas pós-orogênicas.

Os terrenos infracrustais granulito-migmatito-charnoquíticos dominam na porção norte, onde as unidades basais da NESG têm sua ocorrência mais expressiva, e são caracterizados por um conjunto de granulitos gnáissicos, migmatitos granulíticos e granada granulitos, cortados por charnoquitos e granitóides diversos.

Em direção ao sul, as rochas granulíticas passam a constituir ocorrências isoladas em meio às unidades superiores da NESG, que compreendem migmatitos com estruturas diversas. Aí predominam paleossomas de biotita gnaisses de origem metassedimentar (contendo cordierita, sillimanita e granada) com intercalações de gnaisses cálcio-silicáticos e anfibolitos, níveis de gnaisses quartzosos e quartzitos feldspáticos, além de pequenos corpos de mármore (Campos Neto & Figueiredo, 1985).

Esta seqüência grada, a sul, para terrenos intensamente migmatizados onde dominam migmatitos mais homogêneos e nebulíticos, com neossoma granítico predominante, aos quais se associam granitóides migmatíticos anatéticos.

Dados termobarométricos de Vasconcellos *et al.* (1991) indicam um decréscimo geral em temperatura e pressão dos granulitos basais da NESG a norte-nordeste ($T=900\pm50^{o}C$, $P=11\pm1Kb$), para as rochas migmatíticas a sul ($T=820\pm50^{o}C$, $P=4,5\pm0,5Kb$). Estas variações são consistentes com a ocorrência de muscovita primária em migmatitos, o desaparecimento de granada nos granulitos acompanhado pela substituição de cianita por sillimanita, e o desenvolvimento de cordierita nas rochas metapelíticas em direção ao topo do alóctono.

Os principais conjuntos litológicos que ocorrem no segmento do Domínio Guaxupé de interesse regional no âmbito deste trabalho estão representados na Figura 2.4. Ao mapa geológico regional simplificado, elaborado por Janasi (1992) para a porção norte da área, foram incorporados os dados de reconhecimento

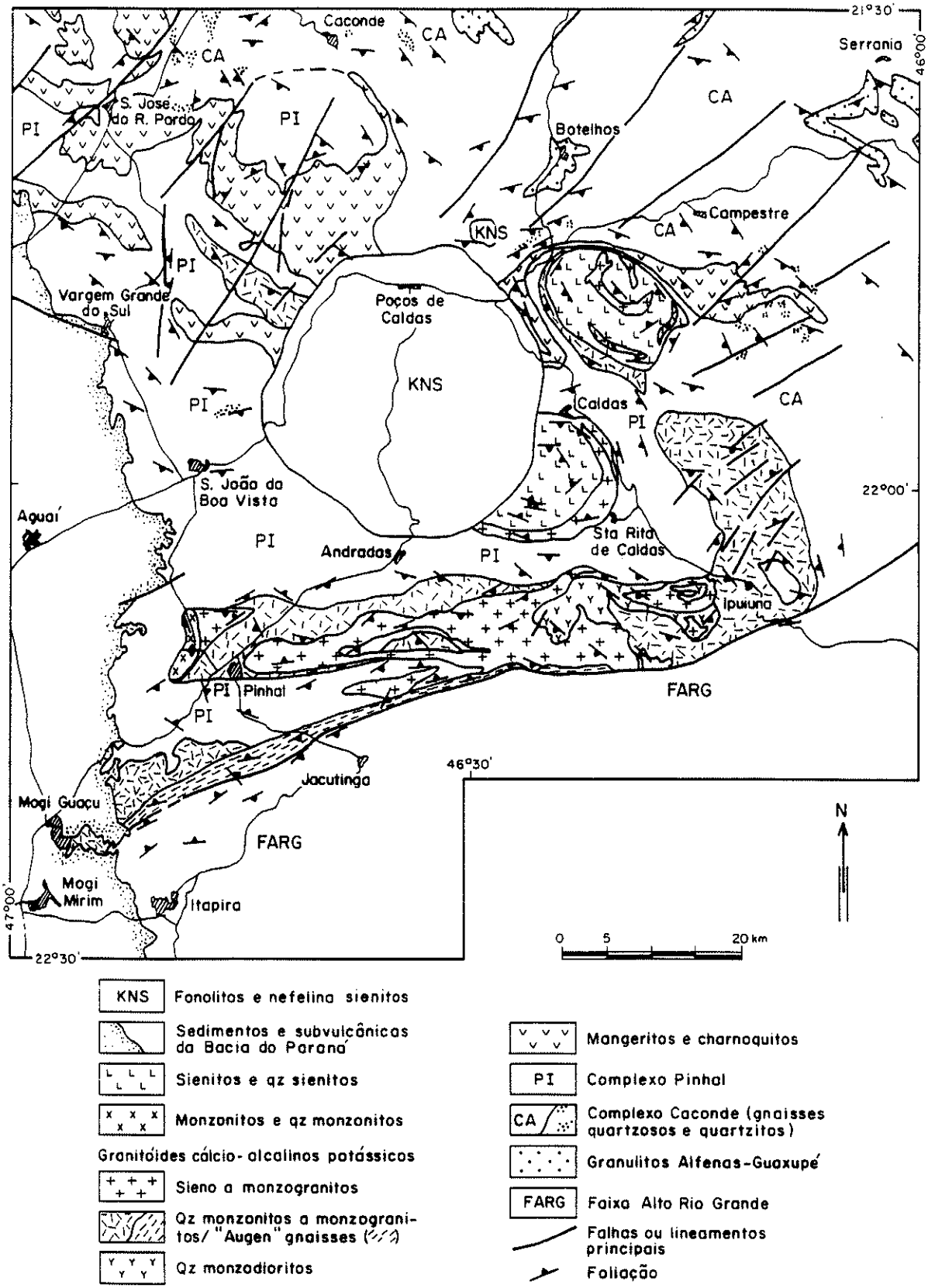


Figura 2.4. Mapa geológico simplificado da porção centro-sul do Domínio Guaxupé (SP-MG). (Ver texto para referências).

geológico regional iniciados por Vasconcellos & Janasi (1989) e concluídos no presente trabalho, além da compilação dos mapas de semi-detalhe disponíveis para a parte sudoeste e oeste da região (Campanha *et al.*, 1983; Teixeira, 1992; Azevedo & Massoli, 1984).

São evidentes três conjuntos litológicos principais na região, caracterizados pela presença de rochas granulíticas, gnáissico-migmatíticas e intrusivas granitóides diversas, à exceção das intrusões alcalinas cretácicas dos maciços de Poços de Caldas e Boa Vista. As rochas granulíticas constituem ocorrências isoladas (Botelhos, Machado-Serrania) e são correlacionadas à Faixa Alfenas-Guaxupé, cujo domínio se encontra imediatamente a norte da área representada na Figura 2.4. As seqüências supracrustais migmatíticas com ocorrências locais de quartzitos e gnaisses quartzosos relacionadas ao Complexo Caconde afloram nas porções norte e nordeste da área, enquanto os ortognaisses migmatíticos atribuídos ao Complexo Pinhal são mais freqüentes nas porções centro-sul e sudoeste.

As rochas intrusivas plutônicas refletem eventos distintos de magmatismo granitóide e constituem associações representadas pelo magmatismo mangerítico-charnoquítico-granítico da Suíte São José do Rio Pardo (Campos Neto & Figueiredo, 1985; Janasi, 1989a; 1992); pelos granitóides cálcio-alcalinos potássicos, que encontram maior expressão no Batólito Pinhal-Ipuiúna (Vasconcellos & Janasi, 1989; Haddad & Janasi, 1992); e pelos corpos menores de rochas sieníticas que constituem os maciços da Pedra Branca e da Capituva (Winters, 1981; Janasi, *op. cit.*).

2.3.2. Aspectos Litoestratigráficos

2.3.2.1. Faixa Alfenas-Guaxupé

Rochas "charnoquíticas" foram inicialmente descritas por Ebert (1968) no sul de Minas Gerais, como corpos menores de "charnoquitos orto- e para-derivados em meio a granitos e ortognaisses assínticos", cuja origem estaria relacionada à desidratação vinculada a processos de milonitização anteriores ao metamorfismo regional principal.

Outros autores assinalaram a presença de "rochas granulíticas" em regiões localizadas, interpretando-as como produtos residuais anidros de processos de anatexia (Oliveira, 1973), ou granulitização de migmatitos pré-existentes (Choudhuri *et al.*, 1978; Fiori, 1979; Fiori & Choudhuri, 1979). Para Artur (1988) as rochas granulíticas do "Maciço de Guaxupé" representariam restos não atingidos pelos processos de migmatização regional, que as afetam em maior ou menor intensidade.

O mapeamento regional destas rochas coube a Cavalcante *et al.* (1979), que reconheceram um cinturão contínuo de "rochas granulíticas" limitando o "Complexo Varginha" a norte e leste, e exibindo contatos aparentemente transicionais com os migmatitos dominantes a sul. Os autores descreveram rochas de composição enderbítica-charnoenderbítica como tipos litológicos dominantes e termos básicos subordinados, além de granulitos ricos em granada, localmente desenvolvidos em níveis crustais mais profundos. Ocorrências isoladas nas regiões de Machado, Botelhos, São Roque da Fartura, São Pedro de Caldas e São José do Rio Pardo foram correlacionadas a este conjunto.

As rochas charnoquíticas da região de São José do Rio Pardo foram individualizadas por Campos Neto & Figueiredo (1985), que reconheceram seu caráter magmático plutônico e sua composição dominantemente mangerítica. Estas rochas foram agrupadas sob a designação de Suíte São José do Rio Pardo, e caracterizadas como uma associação anorogênica de tipo A (Campos Neto *et al.*, 1988), à qual Janasi (1989a) correlacionou as rochas mangerítico-charnoquíticas da região de São Pedro de Caldas. Cabe ressaltar, portanto, que este conjunto corresponde, em parte, aos "granulitos e charnoquitos" até então reconhecidos pelos demais autores.

Campos Neto (1991) descreveu o cinturão frontal de rochas granulíticas da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé como constituído por corpos tabulares e estirados que definem um pacote dominantemente granulítico, de espessura média em torno de 5.000 metros, e com duas associações metamórficas principais: granulitos gnáissicos e migmatíticos de composição quartzo norítica a charnoquítica, e granada granulitos constituídos pela alternância de corpos de granada granulitos, charnoquitos e gnaisses tonalíticos. Rochas plutônicas de afinidades álcali-cálcicas (hiperstênio-(quartzo) sienitos, charnoquitos e hornblenda

granitos) invadem as associações granulíticas, e ambas, por sua vez, são cortadas por granitos rosados.

Os granulitos de Botelhos referidos como "charnoquitos" por Choudhuri *et al.* (1978) e Cavalcante *et al.* (1979) foram interpretados por Janasi (1992) como relictos não afetados por processos de hidratação, cujo caráter migmatítico "não é posterior à geração dos granulitos". Parte dos "charnoquitos de Machado" (Choudhuri *et al., op. cit.*) foram considerados por Janasi (*op. cit.*) como equivalentes "anidros" dos granitóides cálcio-alcalinos potássicos, em analogia aos charnoquitos descritos por Wernick *et al.* (1984b) na borda do Batólito de Socorro.

Analisando as relações entre as rochas granulíticas da Faixa Alfenas-Guaxupé e os corpos mangerítico-charnoquíticos da Suíte São José do Rio Pardo, Janasi (1992) destacou que as ocorrências dessa suíte constituem corpos intrusivos nos granulitos, os quais, por sua vez, devem corresponder a rochas meta-plutônicas mais antigas ou, em parte, rochas meta-supracrustais, cuja fusão parcial poderia ter dado origem aos mangeritos e charnoquitos de São José do Rio Pardo.

2.3.2.2. Complexo Caconde

As rochas supracrustais migmatíticas, dominantes nas porções norte e nordeste da área considerada na Figura 2.4, correspondem a extensas faixas de rochas metassedimentares preservadas como mesossomas de migmatitos. Constituem pacotes gnáissico-granítico-migmatíticos, reconhecidos em mapeamentos realizados na região por vários autores (Cavalcante *et al.*, 1979; Oliveira *et al.*, 1983; Campos Neto & Figueiredo, 1985), e foram integrados regionalmente como Complexo Caconde por Campos Neto (1985; 1991).

As rochas metassedimentares da região de Varginha foram inicialmente descritas por Ebert (1971) como "micaxistos portadores de sillimanita e distênio" e agrupadas sob a denominação de Grupo Varginha. Posteriomente, Cavalcante *et al.* (*op. cit.*) adotaram a denominação de Complexo Varginha para todas as rochas aflorantes na "cunha" de Guaxupé, caracterizando-o regionalmente como uma unidade constituída por migmatitos de estruturas diversas. Os migmatitos a norte exibiriam maior abundância de paleossoma anfibolítico e granulítico, enquanto que a sul predominariam migmatitos homogêneos e nebulíticos, incluindo núcleos

anatexíticos e granitos equigranulares. Em todo o pacote seriam comuns intercalações de rochas metamórficas, tais como quartzitos, mármores dolomíticos, anfibolitos, gnaisses kinzigíticos e rochas cálcio-silicáticas, tanto como corpos de dimensões consideráveis, como formando o paleossoma dos migmatitos.

Campos Neto & Figueiredo (1985) e Campos Neto (1985, 1991) reconheceram três unidades litoestratigráficas no Complexo Caconde: (1) uma unidade basal (pelito-grauváquica) de (cordierita)-sillimanita-granada-plagioclásio gnaisses, com níveis de granada-biotita gnaisses graníticos e intercalações de clinopiroxênio-hornblenda gnaisses e lentes quartzíticas; (2) uma unidade intermediária (metapsamítica) de gnaisses quartzosos com bancos de quartzitos puros, granada quartzitos e (hornblenda)-biotita quartzitos, com intercalações de rochas cálcio-silicáticas e mármores dolomíticos, além de rochas metabásicas e meta-ultramáficas; (3) uma unidade superior básica-intermediária constituída de (granada)-hornblenda gnaisses bandados, com intercalações de anfibólio-piroxênio gnaisses e quartzitos impuros.

Janasi (1992) descreveu, na região de Caldas-Campestre (MG), rochas relacionadas ao Complexo Caconde distinguindo uma unidade de gnaisses quartzosos e quartzitos impuros com intercalações locais de anfibolitos, rochas cálcio-silicáticas e "xistos feldspáticos"; uma unidade dominada por granada-biotita gnaisses graníticos intercalados com bancos de rochas cálcio-silicáticas variadas; e uma unidade de gnaisses bandados de composição granítica a diorítica e caráter migmatítico, constituída por intercalações de biotita gnaisses cinzentos e anfibolitos/gnaisses básicos, localmente na fácies granulito, e possivelmente comparável ao "charnoquito de Botelhos" de Choudhuri *et al.* (1978).

2.3.2.3. Complexo Pinhal

O conjunto de rochas dominado por migmatitos que ocorre na porção ocidental do Domínio Guaxupé foi originalmente denominado "Grupo Pinhal" por Wernick & Penalva (1974), e considerado como resultado de intensa anatexia e feldspatização de rochas do Grupo Amparo. Posteriormente, Wernick (1978a, b) e Wernick & Penalva (1980a, b) estenderam a área do "Grupo Pinhal" para a região de Socorro, ao sul da Falha de Jacutinga, e o caracterizaram como um "complexo gnáissico-anatexítico-migmatítico com intrusões granitóides", constituído por

granitóides bastante heterogêneos, equigranulares a porfiróides, de composição quartzo diorítica a granítica, resultantes da anatexia de rochas mais antigas, que teriam sofrido uma evolução complexa durante o Ciclo Brasiliano.

Morales (1988) descreveu os migmatitos da região de São João da Boa Vista (SP), separando-os em função de estruturas migmatíticas dominantes em migmatitos bandados, oftalmíticos e nebulíticos, que estariam relacionados a três fases de migmatização. A primeira fase seria pré-tectônica à foliação principal, provavelmente anatética, onde os migmatitos são reconhecidos pelos paleossomas bandados, pouco preservados da migmatização posterior, e representados por composições dioríticas a tonalíticas. A segunda fase, sin-tectônica, caracterizaria a migmatização regional de cor rósea, originando estruturas bandadas e nebulíticas predominantes, com composição geralmente granítica. A terceira fase constituiria diques e bolsões discordantes tardi- a pós-tectônicos.

A primeira tentativa de individualização dos diferentes tipos de granitóides do "Grupo Pinhal" é de Wernick & Penalva (1980a, b) que, num mapa de semi-detalhe dos arredores da cidade de Pinhal (SP), reconheceram granitos porfiróides e equigranulares róseos, estes últimos intimamente associados a vários tipos de migmatitos e com intercalações de rochas metamórficas. Hasui (1983) considerou estes dois tipos geneticamente distintos, admitindo os granitos porfiróides, comumente foliados, como mais antigos que os equigranulares.

Vasconcellos & Janasi (1989) definiram o Batólito Pinhal-Ipuiúna como o conjunto de granitóides cálcio-alcalinos potássicos, dominantemente porfiróides, que ocorre na porção sul do Domínio Guaxupé, individualizando-o de ocorrências de biotita granitóides "porfiroblásticos" e dos granitos equigranulares anatéticos regionais. Considerando a ocorrência de pequenos corpos de granitos anatéticos intrusivos nos granitóides do batólito, Janasi & Ulbrich (1991) ressaltaram que o caráter polifásico da migmatização regional impõe restrições à afirmação de que o volume principal dos granitos anatéticos é mais jovem que as rochas do batólito, visto que, localmente, os granitos porfiróides intrudem gnaisses já migmatizados.

Em vista da diversidade dos conjuntos litológicos que caracterizam o "Grupo Pinhal", incluindo rochas metamórficas, migmatíticas e ígneas intrusivas, torna-se necessária a adoção de denominações específicas para os distintos conjuntos

reunidos neste grupo. Assim, apesar da multiplicidade de designações utilizando o nome Pinhal, a autora resolveu assumir as denominações existentes na literatura, conforme sugeridas por Janasi (1992), Janasi & Ulbrich (1991) e Vasconcellos & Janasi (1989). Desta forma, o termo Complexo Pinhal é utilizado para as rochas gnáissicas "granitóides", ao menos em parte, orto-derivadas, que predominam na porção sul do Domínio Guaxupé, enquanto que a denominação de Granitos "tipo" Pinhal é reservada para os granitos equigranulares anatéticos. A designação de Batólito Pinhal-Ipuiúna, em função de sua conotação regional definida pela localização das cidades homônimas nos extremos oeste e leste do maciço, é resguardada para os granitóides cálcio-alcalinos potássicos, que constituem um conjunto geneticamente independente da migmatização regional.

2.3.2.4. Rochas Granitóides

O magmatismo granitóide presente no Domínio Guaxupé, segundo Janasi (1989b), pode ser caracterizado por, pelo menos, cinco eventos distintos de geração de rochas: (1) os granitos e tonalitos gnáissicos equigranulares médios que ocorrem como restos parcialmente preservados da migmatização regional; (2) o magmatismo mangerítico-charnoquítico anorogênico tipo São José do Rio Pardo (Campos Neto & Figueiredo, 1985); (3) os granitóides cálcio-alcalinos potássicos tipo Pinhal-Ipuiúna (Vasconcellos & Janasi, 1989); (4) os biotita granitos equigranulares róseos gerados pela migmatização regional brasiliana; (5) as intrusões sieníticas de caráter tardi- a pós-orogênico ao Ciclo Brasiliano dos maciços Pedra Branca e Capituva (Winters, 1981; Janasi, 1989a, 1992).

Os mapeamentos geológicos de semi-detalhe realizados nas rochas intrusivas granitóides da "cunha" de Guaxupé individualizaram três conjuntos principais: a suíte mangerítico-charnoquítica de São José do Rio Pardo na sua porção centro-norte, os granitóides cálcio-alcalinos potássicos do Batólito Pinhal-Ipuiúna ao sul, e corpos menores de rochas sieníticas representados pelos maciços da Pedra Branca e da Capituva (Fig. 2.4).

As relações de idade entre estes conjuntos granitóides ainda não estão bem estabelecidas, mas é consenso de diversos autores que se formaram em diferentes ambientes tectônicos, representando uma seqüência de eventos distintos no tempo, que só poderá ser esclarecida a partir de estudos gelógicos específicos e

dados geocronológicos adequados (Campos Neto *et al.*, 1988, 1990; Campos Neto, 1991; Janasi & Ulbrich, 1991; Janasi, 1992).

Suíte Mangerítico-Charnoquítica de São José do Rio Pardo

Esta suíte é constituída por uma associação de mangeritos, charnoquitos e granitos gnáissicos, que ocorrem em massas tabulares batolíticas, com direção geral NW-SE, dobradas e intercaladas com gnaisses migmatíticos. Seu caráter meta-plutônico e composição dominantemente mangerítica foram identificados por Campos Neto & Figueiredo (1985), que a distinguiram das demais rochas granulíticas da Faixa Alfenas-Guaxupé, às quais eram, até então, relacionadas.

Estas rochas foram interpretadas por Campos Neto *et al.* (1988) como corpos tabulares diferenciados, onde as porções basais de hornblenda granitóides representariam os termos mais fracionados da seqüência. Consideraram os autores que são quimicamente comparáveis à série mangerito-granito *rapakivi*, típica de ambientes anorogênicos.

Reavaliando os dados Rb-Sr de Campos Neto *et al.* (*op. cit.*) para a Suíte São José do Rio Pardo, Janasi (1992) obteve uma isócrona de 746±11 Ma, com razão inicial de 0,708, que foi considerada como a idade mais provável da suíte, e interpretou as idades mais jovens, da ordem de 650 Ma, apresentadas por Oliveira *et al.* (1986) como um registro do pico do metamorfismo regional. Datações recentes nos mangeritos desta suíte pelo método U-Pb em zircões (*in*: Figueiredo & Campos Neto, 1994) forneceram idades de 625±7 Ma (dados inéditos de M.A.S. Basei), 630±16 Ma (dados inéditos de A. Kroner), e 641±9 Ma com um provável xenocristal indicando uma idade de 768±11 Ma (dados inéditos de J.I. Wendt).

Janasi (*op. cit.*) discutiu comparativamente as ocorrências das regiões de São José do Rio Pardo e São Pedro de Caldas, destacando sua similaridade química em linhas gerais, e sugerindo que as ocorrências da Suíte São José do Rio Pardo são formadas por vários corpos discretos, cristalizados a partir de diferentes pulsos de magma fracionados *in situ*, em graus variados. Sua origem seria anterior ao pico do metamorfismo brasiliano, por fusão de rochas granulíticas da crosta inferior, a pressões superiores a 10Kb, granulitos estes possivelmente expostos nas porções basais da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé.

Granitóides Cálcio-Alcalinos Potássicos

Granitóides cálcio-alcalinos de alto potássio constituem várias ocorrências distribuídas no Domínio Guaxupé, a principal delas no seu extremo sul - o Batólito Pinhal-Ipuiúna (Fig. 2.4). Foram inicialmente incluídos no "Grupo Pinhal" e interpretados como granitóides intrusivos em terrenos gnáissico-migmatíticos associados aos granitos equigranulares anatéticos, que dominam na porção sul da "cunha" de Guaxupé (Wernick & Penalva, 1974, 1980a,b; Wernick, 1978a,b). Hasui (1983) considerou estas rochas mais antigas que os granitos equigranulares, ressaltando diferenças texturais entre os dois conjuntos.

Vasconcellos & Janasi (1989) reforçaram as considerações de Hasui (1983) separando os granitóides cálcio-alcalinos porfiríticos a porfiróides e relativamente homogêneos no Batólito Pinhal-Ipuiúna, destacando sua ampla variabilidade composicional (dioritos a sienogranitos) e individualizando três associações petrográficas distintas. Uma unidade mais antiga, São José da Prata, constituída por monzodioritos equigranulares médios ou porfiríticos, com índice de cor em torno de 20; uma unidade subseqüente, Ipuiúna, de biotita-hornblenda granitos e granodioritos invariavelmente porfiríticos, com índice de cor em torno de 15; e uma unidade dominada por biotita sienogranitos róseos grossos a porfiróides, com baixo índice de cor.

Com base em dados petrográficos preliminares Vasconcellos & Janasi (*op. cit.*) sugeriram uma comparação com os granitos I-Cordilheiranos, típicos de zonas de subducção de tipo B (Pitcher, 1982), considerando o caráter cálcio-alcalino, a tendência composicional expandida e evidências de expressiva contribuição mantélica (enclaves máficos e ocorrências locais de gabros). Ressaltaram também que o alto conteúdo em potássio destas rochas se coloca em contraste com os batólitos cordilheiranos clássicos, onde dominam composições tonalíticas. Segundo Campos Neto (1991) a tendência composicional cálcio-alcalina de alto-K seria decorrente de maior maturidade do arco magmático e/ou de maior interação crustal.

Janasi (1992) estudou as ocorrências de granitóides cálcio-alcalinos potássicos que circundam parcialmente os sienitos tardios no Maciço da Capituva ou aparecem neles como inclusões, na região de Caldas-Campestre (MG), reconhecendo os tipos "Santana de Caldas" e "Serra do Milho Verde", respectivamente comparáveis

petrográfica e quimicamente aos granitóides das unidades Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho de Vasconcellos & Janasi (1989). A presença de granitóides cálcio-alcalinos potássicos envolvendo rochas sieníticas também é reconhecida no Maciço da Pedra Branca, a sudoeste do maciço sienítico detalhado pelo autor.

Granitóides similares aos da unidade Ipuiúna foram estudados por Morales (1988) na ocorrência de São Sebastião da Grama (a oeste do maciço alcalino de Poços de Caldas), constituída de granitos porfiríticos que passam lateralmente a "gnaisses ocelares" com o aumento da deformação. Rochas equivalentes a esses "gnaisses ocelares" também constituem maciços alongados na região a noroeste de São Sebastião da Grama, e foram mapeadas por Campos Neto & Figueiredo (1985) como "migmatitos oftalmíticos".

Características petrográficas e geoquímicas similares às do Batólito Pinhal-Ipuiúna são reconhecidas nos batólitos de Socorro (Domínio Jundiaí), Butantã-Santa Isabel (Domínio Embú) e Três Córregos (Domínio Açungui) (Wernick *et al.*, 1984a; Campos Neto *et al.*, 1984c; Janasi & Ulbrich, 1991; Gimenez Filho *et al.*, 1992; Gimenez Filho, 1993). Datações U-Pb em zircões nestes batólitos indicaram idades de 635±10 Ma (dados inéditos de C.C.G. Tassinari; *in*: Vlach, 1993) e 665±2 Ma (Ebert *et al.*, 1994) para o de Socorro; para os batólitos Três Córregos e Santa Isabel foram obtidas idades de cerca de 650 Ma (dados inéditos de R. Van Schmus) e 660±13 Ma, respectivamente (*in*: Figueiredo & Campos Neto, 1994). Idades Rb-Sr próximas aos valores U-Pb em zircões foram obtidas para os batólitos Santa Isabel (645±38 Ma, R_i=0,708; Tassinari, 1988) e Três Córregos (664±62 Ma, R_i=0,716; Gimenez Filho, *op. cit.*).

Referências a rochas quimicamente equivalentes a estes granitóides cálcio-alcalinos de alto-K, mas com mineralogia da fácies granulito ("rochas charnoquíticas") são encontradas em Janasi (1992), que sugeriu que os "charnoquitos de Machado" poderiam representar equivalentes "anidros" dos granitóides cálcio-alcalinos potássicos. A ocorrência de rochas charnoquíticas cálcio-alcalinas de médio- a alto-K, com idades U-Pb em zircões de 643±12 Ma (Basei *et al.*,-submetido para publicação) e Pb/Pb de 667±17 Ma (dados inéditos de A. Kröner) também foi assinalada por Figueiredo & Campos Neto (*op. cit.*) na base da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, na região de Guaxupé-Muzambinho.

Maciços Sieníticos

As rochas intrusivas sieníticas aflorantes na "cunha" de Guaxupé são representadas pelos maciços Pedra Branca e Capituva, localizados a leste da intrusão alcalina de Poços de Caldas (Fig. 2.4). As primeiras referências a estas rochas são devidas a Ellert (1959; *in*: Janasi, 1992), que considerou o Maciço Pedra Branca como produto de fenitização do magmatismo alcalino cretácico, e a Fúlfaro (1975) que descreveu "gnaisses sieníticos pré-cambrianos" no mapeamento das Folhas de Caldas e Rio Capivari (MG).

Winters (1981) descreveu o Maciço Pedra Branca como um corpo zonado, constituído por um núcleo de sienitos supersaturados circundado por sienitos saturados, com laminação de fluxo magmático. Determinações K-Ar forneceram idades de 580±30 Ma (feldspato potássico) e 630±20 Ma (biotita) para as rochas do maciço.

O Maciço Capituva foi mapeado por Janasi (*op. cit.*), que descreveu uma estrutura elipsoidal, alongada segundo N40W, composta por quatro pulsos magmáticos principais de sienitos levemente saturados, mela-sienitos e quartzo sienitos. O conjunto supersaturado mostrou uma associação mineralógica comparável à do Maciço Pedra Branca, enquanto que as rochas levemente saturadas se caracterizaram por condições de cristalização mais oxidantes; as principais diferenças texturais são marcadas por transformações pós-magmáticas, comuns nos sienitos Capituva e praticamente ausentes nos sienitos Pedra Branca.

Janasi (*op. cit.*) vinculou a origem do Maciço Capituva a magmas relativamente fracionados, de composição mela-sienítica a quartzo sienítica, derivados de magmas básicos cuja área fonte mais provável estaria relacionada a porções "enriquecidas" do manto litosférico subcontinental. Por outro lado, com base em evidências estratigráficas e estruturais, o autor considerou os dois maciços como intrusões de caráter tardi- a pós-tectônico ao Ciclo Brasiliano, provavelmente correspondentes a uma extensão a nordeste do "Cinturão Itu" de Vlach *et al.* (1990).

CAPÍTULO 3

GEOLOGIA LOCAL

3.1. Distribuição das Unidades Litoestratigráficas

A área estudada compreende o domínio dos granitóides atribuídos ao Batólito Pinhal-Ipuiúna (Vasconcellos & Janasi, 1989), e abrange parte das folhas topográficas (em 1:50.000) de Aguaí, Pinhal, Santa Rita de Caldas, Ipuiúna, Caldas, Rio Capivari, Mogi Guaçu e Águas de Lindóia.

O mapa geológico regional, na escala 1:200.000, é apresentado no Anexo A, onde se distinguem o Batólito Pinhal-Ipuiúna e três outros conjuntos de rochas granitóides, atribuídos ao Complexo Pinhal, aos granitos equigranulares anatéticos "tipo" Pinhal e ao Maciço Monzonítico Maravilha.

O mapa aqui apresentado foi elaborado a partir do mapa faciológico de Vasconcellos & Janasi (*op. cit.*), que incorporaram informações extraídas do mapeamento regional do Projeto Sapucaí (Cavalcante *et al.*, 1979), do mapa de semi-detalhe dos granitóides dos arredores da cidade de Pinhal de Wernick & Penalva (1980a), além dos levantamentos geológicos das folhas topográficas de Caldas e Rio Capivari (Fúlfaro, 1975) e Santa Rita de Caldas e Ipuiúna (Soares, 1976). Na presente versão do mapa, foram incorporados adicionalmente os dados apresentados no mapeamento geológico das folhas Mogi Guaçu e Águas de Lindóia (Campanha *et al.*, 1983), e nos mapas de semi-detalhe disponíveis para as porções sudoeste e oeste da área considerada (Teixeira, 1992; Azevedo & Massoli, 1984), além de dados obtidos em levantamentos preliminares realizados por V. A. Janasi na região do Maciço Sienítico Pedra Branca.

As seqüências meta-vulcano-sedimentares dos grupos Itapira e Andrelândia e seu embasamento indivisos (Faixa Alto Rio Grande; Mesoproterozóico?), que afloram ao sul da zona de cisalhamento de Jacutinga, os

sedimentos e rochas intrusivas subvulcânicas da Bacia do Paraná (Paleozóico-Mesozóico), dominantes no extremo oeste da área, e os sedimentos da Formação Eleutério (Neoproterozóico-Cambriano), não foram estudados no âmbito deste trabalho e seus contatos foram apenas delineados no mapa geológico regional (Anexo A).

A área estudada está incluída no Domínio Guaxupé (Janasi & Ulbrich, 1985), um terreno alóctone configurado como uma Nappe de Empurrão (Campos Neto *et al.*, 1984b; Campos Neto, 1985), e constituído por rochas de alto grau metamórfico, bastante deformadas e afetadas por processos de migmatização durante o Ciclo Brasiliano. No seu extremo norte-nordeste estão expostas rochas de níveis crustais profundos, onde são registradas pressões de cristalização metamórfica principal superiores a 10 Kb para o cinturão granulítico referido como Faixa Alfenas-Guaxupé (Campos Neto, *op. cit.*); níveis crustais intermediários, com pressões em torno de 5-6 Kb são inferidos para o extremo meridional do alóctono, região onde afloram os granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna (Vasconcellos *et al.*, 1991).

Os conjuntos litológicos que constituem o Domínio Guaxupé na região (Anexo A) incluem rochas gnáissico-migmatíticas atribuídas aos complexos Caconde e Pinhal indivisos, e corpos granitóides intrusivos que foram agrupados em: biotita granitóides porfiríticos; granitóides cálcio-alcalinos potássicos (constituintes do Batólito Pinhal-Ipuiúna); granitos anatéticos; e rochas monzoníticas.

Os conjuntos gnáissico-migmatíticos não foram objeto de estudo detalhado neste trabalho, e sua descrição sumária, a seguir, está baseada em observações locais de campo e na analogia com os levantamentos realizados por Janasi (1992) na área contígua, a norte do Batólito Pinhal-Ipuiúna.

As rochas supracrustais gnáissico-migmatíticas do Complexo Caconde afloram em ocorrências pontuais que foram assinaladas no mapa geológico do Anexo A (bgx), localizadas a sul-sudoeste da cidade de Pinhal (SP), em cortes na rodovia que liga esta cidade a Mogi Guaçu e Jacutinga, e na porção norte da "janela" de rochas encaixantes que ocorre no centro-sul do Batólito Pinhal-Ipuiúna. Constituem um pacote metassedimentar dominado por biotita gnaisses finos a médios, migmatíticos, contendo ou não granada, com níveis de sillimanita-mica xistos

feldspáticos e intercalações de rochas cálcio-silicáticas, com freqüência invadidos por granitos migmatíticos equigranulares finos a médios.

Ortognaisses de composição granítica e granodiorítica a tonalítica, e biotita gnaisses migmatíticos constituem as rochas dominantes do Complexo Pinhal (PI; Anexo A), que envolvem parcialmente ou afloram em "janelas" dentro do Batólito Pinhal-Ipuiúna.

Janasi (1992) mapeou este conjunto na área ao norte do batólito e individualizou três unidades de ortognaisses: piroxênio-biotita granodioritos gnáissicos e granitos gnáissicos hololeucocráticos, invariavelmente associados, além de biotita gnaisses migmatíticos. As duas primeiras unidades constituem um corpo extenso que aflora continuamente junto à borda oeste da metade oriental do Batólito Pinhal-Ipuiúna, e que continua para sul da área representada no mapa daquele autor, pelo menos até pouco a noroeste da cidade de Ipuiúna, na região onde se dá a inflexão do alongamento do batólito, de NW-SE para E-W. São formadas por rochas dominantemente equigranulares médias e intensamente foliadas; contraste maior entre as duas unidades é dado pelo índice de cor (≅15 para os piroxênio-biotita gnaisses e <5 para os gnaisses graníticos). Os biotita gnaisses migmatíticos correspondem a rochas de composição granítica, com foliação marcante e intensamente migmatizadas, equigranulares médias a finas, com proporções variáveis de biotita (até 12%).

Imediatamente ao norte do batólito, ao longo de sua maior extensão, as rochas predominantes se asselham às descritas na unidade dos biotita gnaisses migmatíticos por Janasi (*op. cit.*), sendo bastante comuns estruturas estromáticas, *schlieren* e nebulíticas, além de intrusões de granitos equigranulares róseos.

Os granitóides cálcio-alcalinos potássicos, intrusivos nos terrenos gnáissico-migmatíticos do Domínio Guaxupé, são as rochas de maior expressão da área estudada, ocupando a sua quase totalidade, e constituem o Batólito Pinhal-Ipuiúna, objeto principal deste trabalho.

O batólito tem seu segmento principal num alongamento E-W de cerca de 70 Km, desde Pinhal (SP) até Ipuiúna (MG); no extremo ocidental inflete-se para SW, em direção a Mogi Guaçu, e na porção oriental (região de Ipuiúna) desvia-se

bruscamente para NW, seguindo as estruturas regionais. Compreende uma área total de aproximadamente 930 Km^2, e é limitado a sul pela zona de cisalhamento de Jacutinga (Anexo A). É constituído por granitóides dominantemente porfiríticos a porfiróides, foliados, com ampla variação composicional (monzodioritos a sienogranitos) e agrupados em três unidades distintas: São José da Prata (monzodioritos), Ipuiúna (quartzo monzonitos a monzogranitos) e Serra do Pau d'Alho monzo- a sienogranitos). Aspectos faciológicos e petrográficos das rochas do maciço serão abordados no capítulo subseqüente.

Granitóides cálcio-alcalinos potássicos, similares aos do Batólito Pinhal-Ipuiúna, têm ocorrência localizada no extremo nor-ocidental da área do mapa geológico do Anexo A, constituindo um corpo semi-anelar (γ_{ind}) que circunda parcialmente o Maciço Sienítico Pedra Branca. Foram aqui considerados como uma unidade indivisa, devido à ausência de estudos de detalhe que possibilitem a separação de suas diferentes fácies. Observações de campo revelaram o predomínio de composições equivalentes aos sienogranitos da unidade Serra do Pau d'Alho no seu extremo sul. Mais ao norte estas mesmas rochas parecem predominar, mas tipos semelhantes à unidade Ipuiúna são também encontrados (V.A. Janasi; com. verbal).

Biotita granitóides porfiríticos de aspecto, em geral, heterogêneo, foliados e de composição monzogranítica a granodiorítica (γ_{bg}; Anexo A), afloram em um corpo principal alongado na direção E-W, diretamente em contato com as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna, a sul-sudeste da cidade de Pinhal (SP). São encontrados ainda em outro corpo situado mais a oeste, em contato com rochas da Bacia do Paraná, e também constituem ocorrências pontuais ao longo da rodovia Pinhal-Mogi Guaçu.

Estas rochas, dominantemente heterogêneas, ocorrem em íntima associação com volumes expressivos de granitos equigranulares "tipo" Pinhal, e se caracterizam pela presença de biotita como principal mineral máfico, com anfibólio totalmente ausente, além da presença ocasional de granada secundária. Estas feições, aliadas a variações no comportamento geoquímico de elementos maiores, traços e terras raras (Item 5.4; Cap. 5) distinguem este conjunto, que foi admitido como geneticamente independente dos granitóides do batólito, e atribuído ao Complexo Pinhal.

Os granitóides anatéticos "tipo" Pinhal são comuns por toda a extensão da área estudada, geralmente na forma de pequenos corpos, não mapeáveis na escala adotada, intrusivos tanto nos gnaisses migmatíticos encaixantes quanto nas rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna. As ocorrências de maior expressão se localizam na porção sudoeste da área representada no mapa geológico do Anexo A ($\gamma_{e/i}$). São representados por granitos equigranulares a inequigranulares dominantemente róseos, bastante heterogêneos, com feições nebulíticas e *schlieren*, geralmente pouco ou nada foliados, associados aos migmatitos regionais, e interpretados como de geração polifásica, resultantes de anatexia crustal. Em geral, são obviamente mais jovens que os granitóides do batólito, mas o caráter polifásico da migmatização é indicado pela observação de intrusão de granitóides porfiríticos do Batólito Pinhal-Ipuiúna em rochas migmatizadas.

O Maciço Monzonítico Maravilha corresponde a um corpo semi-circular que limita, a oeste, os granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna (γ_{MM}; Anexo A). É constituído por monzonitos a quartzo monzonitos médios a grossos, com foliação de fluxo bem desenvolvida. Seu aspecto textural lembra os sienitos laminados descritos por Janasi (1992) no Maciço da Capituva, e suas relações de idade com os demais granitóides são ainda pouco claras, em virtude da carência de estudos específicos. Rochas dioríticas foliadas ocorrem associadas, formando corpos tabulares métricos (di; Anexo A) e enclaves centimétricos que podem gradar lateralmente para *schlieren* biotíticos.

Estas rochas foram consideradas como um conjunto independente dos granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna em função de suas características composicionais distintas, que fogem à tendência definida pelas rochas do maciço, tanto no que se refere à composição modal quanto aos aspectos geoquímicos, que são sugestivos de afinidade alcalina (Item 5.4; Cap. 5).

A feição estrutural mais notável da região é a zona de cisalhamento de Jacutinga, que separa os terrenos alóctones do Domínio Guaxupé da Faixa Alto Rio Grande, a sul. Este falhamento transcorrente afetou as rochas da porção sul-sudoeste do Batólito Pinhal-Ipuiúna, transformando-as em "augen-gnaisses" (Anexo A), e foi responsável pela geração de uma faixa de milonitos e blastomilonitos que ocorre nô limite sul do batólito, e em lentes dentro da unidade dos "augen-gnaisses".

Como reflexo do desenvolvimento desta zona de cisalhamento, prevalece em granitóides do extremo meridional do batólito uma foliação protomilonítica com direção preferencial NE, que se superimpôs à foliação principal, de alta temperatura, que tem direção predominante WNW. Esta foliação principal, mais preservada nas porções central e norte do batólito e em suas encaixantes imediatas, representa o padrão geral característico da região central do Domínio Guaxupé (Hasui, 1983; Campos Neto e Figueiredo, 1985; Morales, 1988).

3.2. Aspectos Petrográficos

Dentre as rochas aflorantes nas vizinhanças do Batólito Pinhal-Ipuiúna, foram realizados estudos petrográficos e geoquímicos em amostras representativas dos biotita granitóides porfiríticos atribuídos ao Complexo Pinhal, dos granitos equigranulares a inequigranulares "tipo" Pinhal e dos monzonitos Maravilha, com o objetivo de estabelecer parâmetros comparativos com os granitóides cálcio-alcalinos potássicos do batólito.

Os estudos petrográficos envolveram a análise de cerca de 50 lâminas delgadas e sete seções polidas, das quais foram selecionadas treze amostras para a realização de análises modais, apresentadas na Tabela 3.1. Para as rochas de granulação grossa, dominantes nos granitóides do Complexo Pinhal e do Maciço Monzonítico Maravilha, as análises modais foram realizadas em fatias de rocha e complementadas pelo reconhecimento dos minerais máficos em lâminas delgadas, enquanto para os granitos "tipo" Pinhal, de granulação média a fina, estas análises foram efetivadas ao microscópio, conforme procedimentos descritos no item 1.4.2 (Cap. 1).

As análises modais, representadas nos diagramas triangulares múltiplos Q-A-P-M da Figura 3.1, distinguem claramente os três conjuntos, estabelecendo composições monzograníticas a granodioríticas para as rochas porfiríticas do Complexo Pinhal, monzograníticas a sienograníticas para os granitos equigranulares a inequigranulares "tipo" Pinhal, e monzoníticas a quartzo monzoníticas para os granitóides Maravilha.

Tabela 3.1. Análises modais dos granitóides porfiríticos do Complexo Pinhal, dos granitos equigranulares "tipo" Pinhal e dos monzonitos Maravilha, em fatias de rochas (FR) integradas com contagens em lâminas delgadas (LD), ou somente em lâminas delgadas.

Granitóides do Complexo Pinhal

Fácies Amostra	bmp PH-83C	bmp PH-11	bmgp PH-192	bmgp PH-185
Quartzo	22,1	20,8	24,1	21,0
Feldspato Alcalino	41,8	39,2	12,3	26,9
Plagioclásio	26,5	33,2	49,7	40,2
Biotita	7,4	5,3	12,2	10,6
Opacos	1,0	1,0	0,9	0,8
Apatita	0,2	0,2	0,3	0,2
Granada	0,7	nd	nd	nd
Outros*	0,3	0,3	0,5	0,2
Total	100,0	100,0	100,0	99,9
Índice de Cor	9,6	6,8	13,9	11,8
Nº Pontos (FR)	2.000	3.017	3.070	1.428
Área (cm^2)	320	483	491	228
Nº Pontos (LD)	1.180	730	1.383	1.220

* Epidoto, titanita, allanita, zircão.

Granitos "Tipo" Pinhal

Fácies Amostra	bge SC-77A	bge SC-77B	bge/i PH-182B	bge/i PH-12C	bge/i PH-182A	bge/i PH-200
Quartzo	30,8	27,1	29,1	27,9	26,1	24,6
Feldspato Alcalino	43,5	30,9	37,6	37,8	32,5	52,5
Plagioclásio	19,5	24,3	23,6	24,1	28,8	16,0
Biotita	4,8	15,4	7,3	6,5	8,7	5,1
Opacos	1,0	2,0	1,8	2,3	2,3	0,8
Apatita	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2
Titanita	nd	nd	nd	0,3	0,8	0,6
Allanita	nd	nd	0,2	0,7	0,4	tr
Outros*	tr	tr	tr	0,2	0,1	0,1
Total	99,9	99,9	99,9	100,0	99,9	99,9
Índice de Cor	6,1	17,6	9,6	10,2	12,5	6,8
Nº Pontos (FR)	nd	nd	nd	nd	nd	1.097
Área (cm^2)	nd	nd	nd	nd	nd	175
Nº Pontos (LD)	2.000	1.900	2.500	2.335	3.200	590

* Epidoto, zircão.
nd = não detectado; tr = traços.

Tabela 3.1. Continuação

Monzonitos Maravilha

Fácies Amostra	hbm PH-187	hbm PH-173B	bqm PH-190
Quartzo	6,1	4,4	11,6
Feldspato Alcalino	50,8	50,9	50,4
Plagioclásio	34,4	34,5	33,0
Biotita	6,0	5,7	3,3
Hornblenda	nd	1,9	nd
Opacos	1,9	1,6	1,0
Apatita	0,6	0,6	0,2
Outros*	0,1	0,4	0,5
Total	99,9	100,0	100,0
Índice de Cor	8,6	10,2	5,0
Nº Pontos (FR)	2.380	2.800	560
Área (cm^2)	381	448	90
Nº Pontos (LD)	897	1.170	680

* Allanita, epidoto, zircão.
nd = não detectado; tr = traços.

Abreviações para as fácies:

- bmp = biotita monzogranitos porfiríticos.
- bmgp= biotita monzogranitos a granodioritos porfiríticos.
- bge = biotita granitos equigranulares.
- bge/i = biotita granitos equigranulares a inequigranulares.
- hbm = hornblenda-biotita monzonitos.
- bqm = biotita quartzo monzonitos.

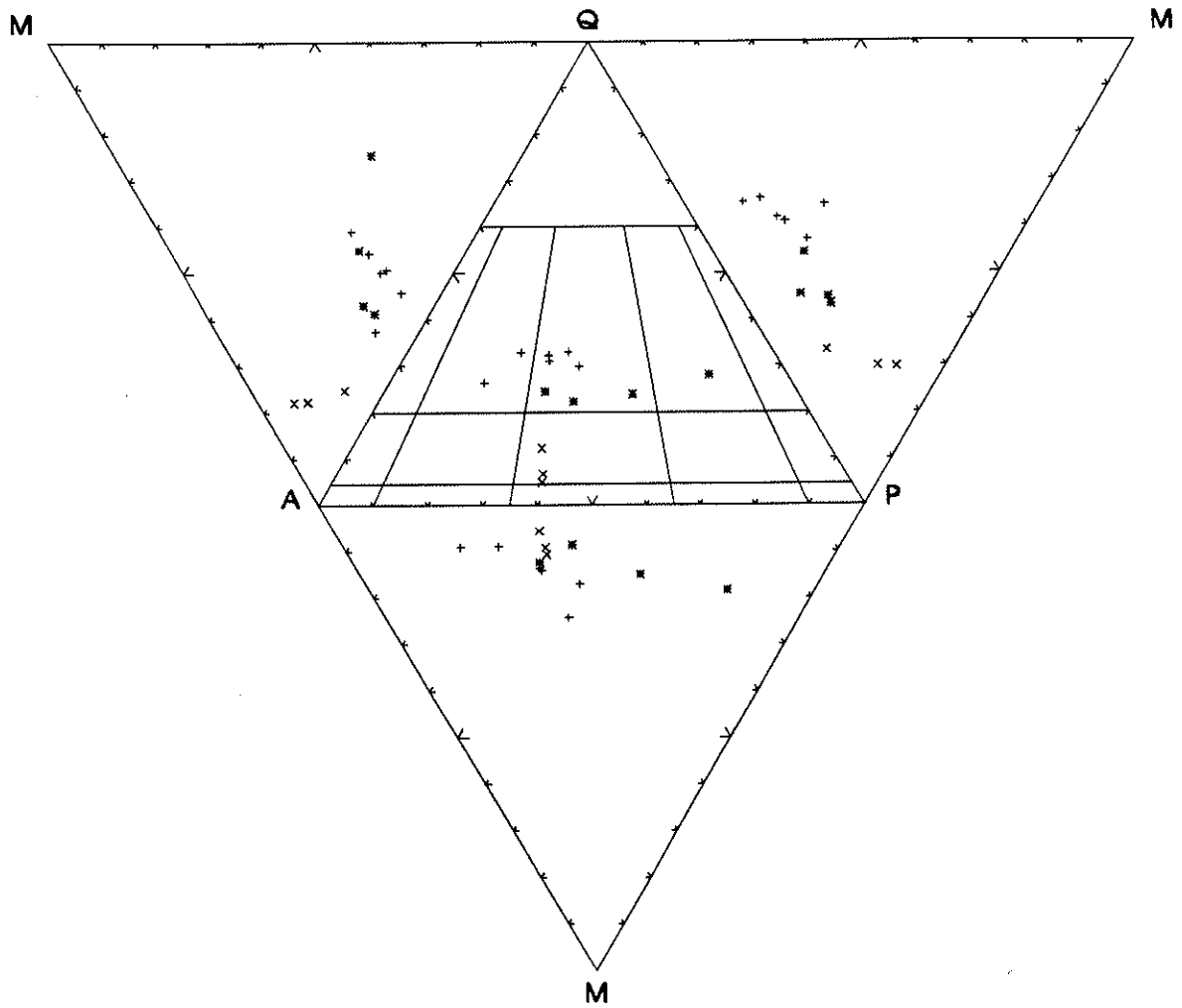


Figura 3.1. Diagrama modal Q-A-P-M para os granitóides regionais. Símbolos: asteriscos=biotita monzogranitos a granodioritos do Complexo Pinhal; cruzes=granitos equigranulares a inequigranulares "tipo" Pinhal; "x"=monzonitos a quartzo monzonitos Maravilha.

Neste capítulo são abordados somente os aspectos petrográficos e faciológicos que caracterizam os três conjuntos considerados; dados químicos serão apresentados e discutidos no capítulo 5, juntamente com a geoquímica dos granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna.

3.2.1. Biotita granitos e granodioritos porfiríticos (Complexo Pinhal)

Biotita monzogranitos e granodioritos porfiríticos e foliados, com megacristais de feldspato alcalino distribuídos de forma bastante heterogênea e matriz inequigranular média a grossa, constituem os tipos petrográficos característicos desta unidade, que foram agrupados em duas fácies definidas em função da proporção de megacristais e do índice de cor (Tab. 3.1; Fig. 3.1). Apresentam comumente enclaves ou *schlieren* máficos, de composição diorítica *s.l.* e granulação fina, alongados segundo a foliação e exibindo contatos irregulares. Em alguns enclaves observa-se a presença de megacristais de feldspato alcalino semelhantes aos encontrados nos granitóides, sugerindo tratar-se de relictos de magmas básicos-intermediários de cristalização contemporânea às rochas granitóides. Granitos equigranulares a inequigranulares com feições nebulíticas ("tipo" Pinhal) ocorrem na forma de pequenos corpos intrusivos nas rochas desta unidade.

Os monzogranitos que constituem o corpo principal (a S-SE da cidade de Pinhal) (γ_{bg}; Anexo A) apresentam coloração cinza rosada, teor em máficos aproximado entre 6 e 10% e são reconhecidos pela maior quantidade de megacristais de feldspato alcalino (≅30%), dominantemente constituindo concentrações irregulares (PH-11) ou localmente com distribuição homogênea (PH-83C). Os megacristais são tabulares (2-4 x 1-3 cm) ou alongados a ocelares (1-3 x 0,5-1,5 cm), e se dispõem acompanhando a foliação da rocha numa matriz dominantemente média, onde também é comum a presença de feldspato alcalino (Foto 3.1).

Os monzogranitos a granodioritos cinza escuros com manchas róseas constituem o corpo que aflora no extremo oeste da área; aparecem ainda como ocorrências menores ao longo da rodovia Pinhal-Mogi Guaçu. Distinguem-se pelo índice de cor superior a 10 e pela presença de feldspato alcalino visível macroscopicamente somente na forma de megacristais, com proporção em torno de

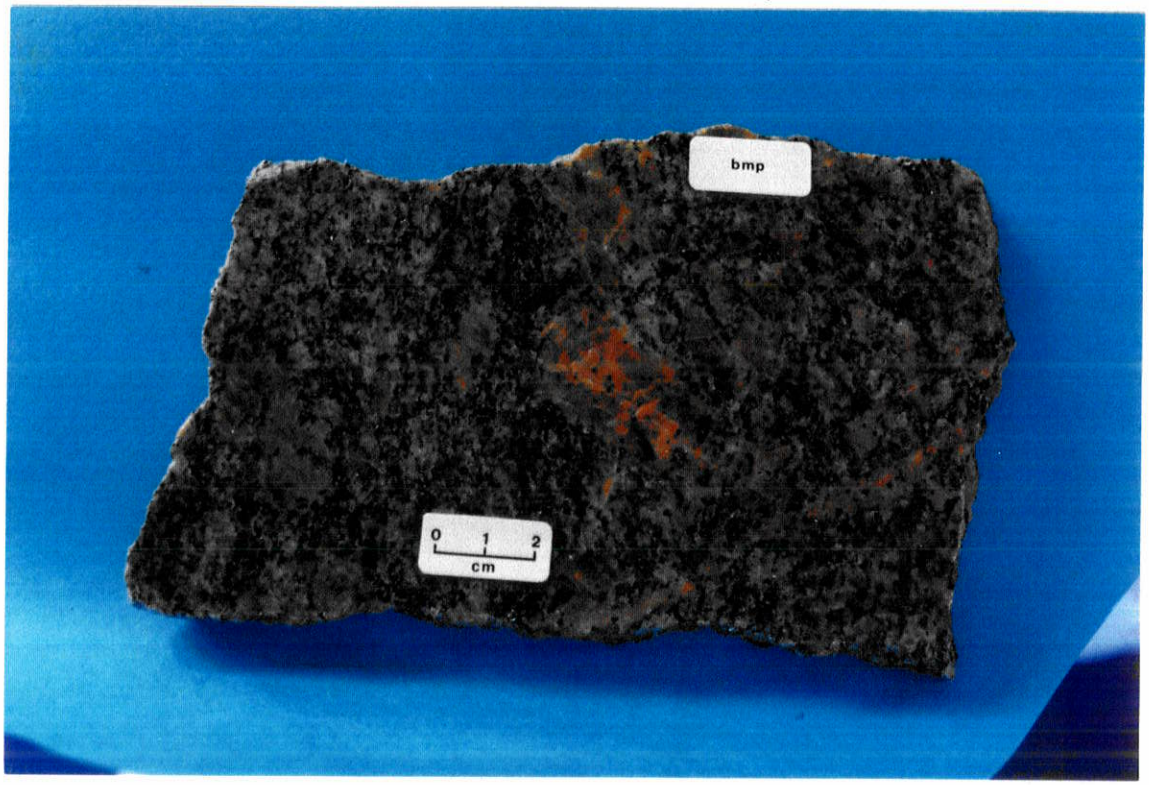
10% nos granodioritos e próxima a 25% nos monzogranitos, dispersos numa matriz média a grossa. Os megacristais de feldspato alcalino são tabulares (2,5-3,5 x 1,5-2 cm) ou alongados (4 x 1 cm), sempre distribuídos de maneira heterogênea, ora isolados e assumindo formas losangulares com dimensões da ordem de 6 x 3 cm (PH-192; Foto 3.2), ora concentrados em níveis preferenciais (PH-185).

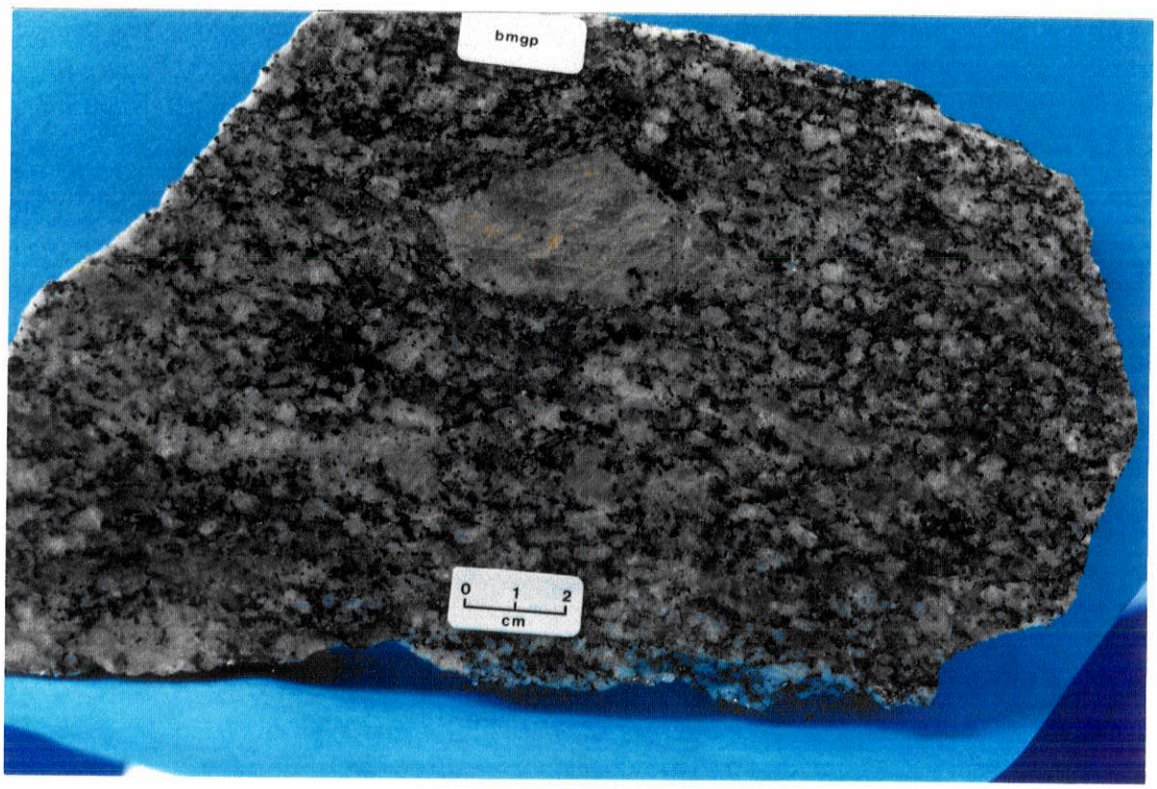
Ao microscópio, os monzogranitos (bmp; Tab. 3.1) mostram megacristais de feldspato alcalino pertíticos, com contornos irregulares e geminação Carlsbad; geminação em grade é perceptível como "manchas" dentro do cristal. As pertitas se distribuem em lentes muito finas e iso-orientadas, ou em veios anastomosados finos e irregulares que cortam obliquamente as primeiras. São freqüentes inclusões de minerais opacos, biotita, plagioclásio mirmequítico ou sericitizado, quartzo e microclíneo. Na matriz, o feldspato alcalino é abundante, xenomórfico (2 a 5 mm), sem geminação e com marcado intercrescimento pertítico em duas direções ou, mais raramente, intersticial ($\leq$1 mm), com geminação em grade bem desenvolvida.

O plagioclásio ocorre em cristais com até 5 mm, geralmente alongados e com contornos corroídos, com geminações albita ou periclina e Carlsbad. Os cristais maiores estão bastante sericitizados, comumente zonados, com geminação periclina evidente somente nas bordas; podem apresentar intercrescimento antipertítico, onde o feldspato alcalino, com geminação em grade pouco desenvolvida, se distribui em manchas ou filetes alongados segundo o comprimento maior do cristal hospedeiro. Determinações ópticas do teor de anortita do plagioclásio indicaram composições no intervalo de An_{30-26} para os cristais menores, e até An_{41} para o núcleo dos cristais mais desenvolvidos.

Quartzo ocorre em grãos irregulares e alongados, de 2 a 5 mm, excepcionalmente atingindo 8 mm, com forte extinção ondulante, provavelmente responsável pela quebra dos cristais maiores originais em vários grãos menores, localmente concentrados.

Biotita marrom-avermelhada a castanha clara é o mineral máfico principal, em palhetas de até 1 mm, disseminadas pela rocha ou ocasionalmente constituindo agregados. Mostra transformação para clorita, acompanhada pelo





Fotografias 3.1. e 3.2. Aspecto textural macroscópico dos biotita granitóides porfiríticos do Complexo Pinhal. Os monzogranitos bmp (Amostra PH-11; acima) destacam-se pela alta proporção de megacristais de feldspato alcalino, em relação aos granodioritos bmgp (Amostra PH-192; abaixo).

desenvolvimento de epidoto secundário, em cristais individuais ou agregados microgranulares, e tem inclusões de minerais opacos, apatita e zircão.

Os minerais opacos estão associados à biotita, ou nela inclusos, como manchas irregulares, sendo raros os cristais isolados, geralmente xenomórficos, que contêm inclusões de apatita. Titanita circunda núcleos opacos, ou aparece em cristais maiores (≅1 mm), irregulares, com muitas inclusões de minerais opacos e apatita. Allanita idiomórfica a subidiomórfica (1 a 1,5 mm), com tonalidades alaranjadas a amareladas, zonada, e incluindo apatita e minerais opacos é comum e, por vezes, mostra bordas de epidoto. Apatita e zircão são inclusões freqüentes, a primeira nos minerais opacos e na biotita, e o segundo preferencialmente na biotita.

A amostra PH-83C distingue-se do conjunto dos monzogranitos pelo desenvolvimento bastante acentuado de uma paragênese metamórfica de temperatura mais baixa, evidenciada pela pronunciada saussuritização do plagioclásio, em parte substituído por granada secundária, e pela cloritização generalizada da biotita. A granada, levemente rosada, aparece como "manchas" irregulares ou mesmo grãos xenomórficos mais desenvolvidos e muito fraturados, em geral confinados ao interior dos cristais de plagioclásio mais intensamente saussuritizados.

Os biotita monzogranitos a granodioritos porfiríticos (bmgp; Tab. 3.1) apresentam menor conteúdo em feldspato alcalino e maior teor em quartzo e minerais máficos. Os processos de transformações pós-magmáticas dos feldspatos são mais evidentes, principalmente na abundância de plagioclásio mirmequítico envolvendo localmente os cristais maiores de feldspato alcalino que, neste caso, mostram geminação em grade bem desenvolvida.

Os megacristais de feldspato alcalino exibem duas gerações de pertitas ou são micropertíticos e, em sua maioria, têm geminação em grade restrita às bordas dos grãos, e muitas inclusões de plagioclásio, quartzo e minerais opacos. Raros cristais irregulares (2 a 3 mm), pertíticos e com inclusões de quartzo e plagioclásio sericitizado, ocorrem na matriz.

O plagioclásio é o componente principal da matriz, em cristais subidiomórficos de 1,5 a 6 mm, com geminações albita, periclina ou albita/Carlsbad, e

inclusões de quartzo, biotita e minerais opacos. Os cristais maiores, zonados, geralmente apresentam geminação periclina nas bordas e, por vezes, mostram geminação periclina/Carlsbad; a sericitização é pronunciada em algumas amostras e parece levar ao desenvolvimento de muscovita em lâminas maiores, possivelmente de origem secundária. A composição do plagioclásio, determinada por métodos ópticos, revelou teores de anortita entre An_{34} e An_{30} para os cristais menores.

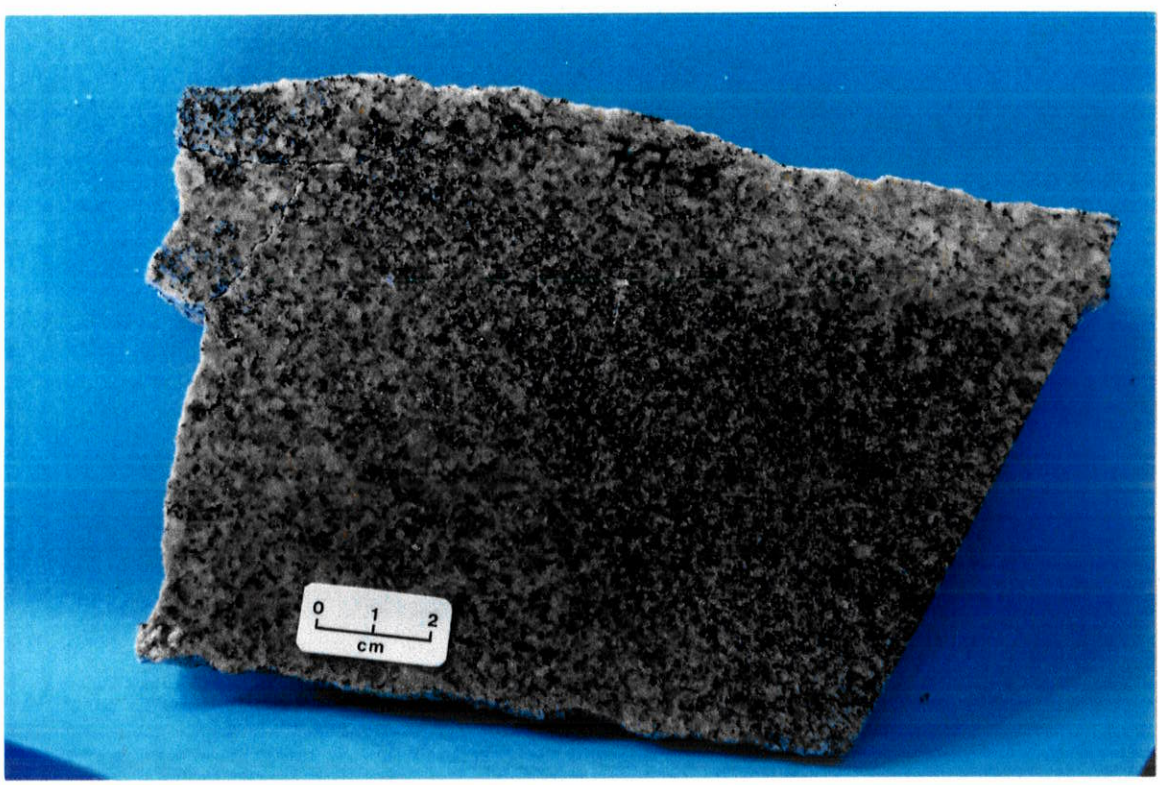
Grãos xenomórficos de quartzo de 2 a 3 mm (eventualmente alcançam 7 mm) geralmente se concentram em agregados intersticiais aos feldspatos; extinção ondulante pronunciada é feição comum e as inclusões são de biotita e plagioclásio.

Biotita marrom-amarelada a castanha clara apresenta plaquetas (até 1,5 mm) alongadas, localmente recurvadas, que formam cordões descontínuos e orientados, ou ocorrem disseminadas. Transformação local para clorita é freqüente, acompanhada por inclusões de opacos e epidoto microgranular; bordas incolores alteradas para muscovita também podem ocorrer.

Os acessórios são representados principalmente pelos minerais opacos, sempre associados à biotita. Podem constituir raros cristais subidiomórficos (magnetita?), isolados, com inclusões de apatita, ou aparecer em manchas irregulares, inclusos ou não na biotita. Apatita e zircão são inclusões freqüentes nos minerais máficos, juntamente com epidoto secundário.

3.2.2. Granitos "Tipo" Pinhal

Biotita monzogranitos a sienogranitos equigranulares a inequigranulares, róseos a cinza rosados ou cinzentos, com foliação incipiente ou ausente e bastante heterogêneos, caracterizam os granitos incluídos no "tipo" Pinhal que afloram na região. Foram agrupados em dois conjuntos distintos, em função da quantidade e presença de minerais acessórios característicos (Tab. 3.1; Fig. 3.1). O primeiro refere-se aos termos dominantemente equigranulares finos (bge) e sensivelmente mais heterogêneos, principalmente no que se refere ao índice de cor (SC-77A/B; Tab. 3.1; Foto 3.3), cujos acessórios são representados dominantemente pelos minerais opacos, e rara monazita(?). O segundo é constituído por granitos



Fotografia 3.3. Aspecto macroscópico dos biotita granitos equigranulares (bge) "tipo" Pinhal (à esquerda e acima). Notar caráter heterogêneo da rocha, com mancha de granito mais escuro e mais fino tomando a metade à direita da amostra. (Amostra SC-77A).

equigranulares a inequigranulares (bge/i), finos a médios, com titanita e allanita como acessórios principais ao lado dos minerais opacos.

Os granitos equigranulares (bge) ocorrem mais freqüentemente na área de domínio dos biotita gnaisses migmatíticos do Complexo Pinhal (PI; Anexo A), ao norte da extensão E-W do Batólito Pinhal-Ipuiúna, e pequenos corpos invadem os granitóides do batólito no seu extremo oeste. Correspondem aos termos típicos descritos como "granitos formadores de migmatitos" por Wernick & Penalva (1980a, b), em função de sua íntima associação com rochas migmatíticas, e foram referidos como granitos "tipo" Pinhal por Janasi & Ulbrich (1991). São interpretados como produtos de anatexia crustal devido a sua heterogeneidade (granulação e índice de cor), abundância de estruturas nebulíticas e *schlieren*, e de xenólitos de gnaisses encaixantes, e ocorrência na forma de corpos injetados, petrograficamente semelhantes aos leucossomas das rochas migmatíticas que invadem, além da composição granítica *s.s.*.

Os termos equigranulares a inequigranulares (bge/i) constituem corpos mapeáveis que predominam na porção sudoeste da área ($\gamma_{e/i}$; Anexo A), além de pequenos corpos intrusivos nas rochas da porção centro-sul do Batólito Pinhal-Ipuiúna. Associam-se localmente aos biotita granitóides porfiríticos do Complexo Pinhal (γ_{bg}; Anexo A), são bastante heterogêneos quanto à granulação, geralmente foliados, e comumente mostram feições nebulíticas e *schlieren* biotíticos; exibem, em escala de afloramento, contatos difusos entre tipos que diferem na coloração (cinzenta a rósea) e na granulação (inequigranular fino a médio a equigranular fino), e mostram pequenas variações no índice de cor (PH-182A/B; Tab. 3.1).

Ao microscópio não se observam variações na composição mineralógica essencial entre os dois grupos, e os aspectos texturais predominantes evidenciam a provável cristalização simultânea de feldspatos e quartzo refletida no hábito xenomórfico destes minerais. Feições de deformação mais pronunciadas estão presentes em amostras próximas à zona de cisalhamento de Jacutinga (PH-200), com a geração de faixas microcristalinas, constituídas por fragmentos de feldspato alcalino e quartzo $\pm$ biotita $\pm$ plagioclásio (principalmente mirmequítico).

Os biotita granitos equigranulares (bge), de granulação fina a média, se caracterizam pela presença de microclínio, em cristais xenomórficos de 1 a 3 mm,

ocasionalmente mais desenvolvidos (4 a 5 mm), com geminação em grade típica e, por vezes, Carlsbad, e intercrescimento pertítico em veios ou manchas; sericitização pontual é freqüente e pode formar muscovita secundária; são comuns inclusões de plagioclásio sericitizado com bordas de reação límpidas, ou mirmequítico, além de biotita, minerais opacos e zircão.

O plagioclásio (1 a 2,5 mm), em cristais de contornos irregulares a arredondados, com geminação albita e raramente periclina, invariavelmente mostra forte sericitização, com o desenvolvimento de muscovita secundária; sua composição, determinada opticamente, situa-se no intervalo de An_{30-26}.

Quartzo xenomórfico com contornos lobulados (<1 a 4 mm) tem forte extinção ondulante e inclusões de microclínio arredondado, biotita e apatita.

A biotita, marrom-amarelada a castanha clara, em palhetas de até 1 mm, encontra-se homogeneamente distribuída pela rocha; mostra alteração local para clorita e inclusões de zircão e minerais opacos.

Os acessórios são representados principalmente por cristais irregulares de minerais opacos, em geral associados à biotita; zircão, apatita e esparsos grãos diminutos de possível monazita constituem inclusões nos minerais essenciais.

Nos biotita granitos equigranulares a inequigranulares (bge/i) o feldspato alcalino predomina em cristais de 1 a 4 mm, que eventualmente atingem 8 x 5 mm, com geminação em grade bem desenvolvida e, por vezes, geminação Carlsbad. São raros os cristais sem geminação, onde o intercrescimento pertítico é mais evidente; inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e minerais opacos são comuns. Nas amostras mais deformadas, os cristais maiores (até 10 mm) apresentam duas gerações de pertitas (finas lentes cortadas por veios irregulares), contornos corroídos e são envolvidos parcialmente por agregados de cristais finos, totalmente irregulares de quartzo + plagioclásio mirmequítico ± biotita.

O plagioclásio, em sua maioria, mostra cristais xenomórficos de 1 a 3 mm, com geminação albita e forte sericitização. Cristais maiores, em torno de 5 mm, são zonados, têm geminação albita ou albita/Carlsbad e podem incluir biotita, minerais

opacos ou muscovita secundária; intercrescimento mirmequítico é freqüente quando em contato com feldspato alcalino.

O quartzo é geralmente abundante, em grãos xenomórficos irregulares, com tamanho médio entre 1 e 3 mm; cristais mais desenvolvidos podem alcançar cerca de 7 mm e exibir extinção ondulante bastante pronunciada.

Biotita castanho-amarronzada a castanha clara, em palhetas de 1 a 1,5 mm, é disseminada pela rocha e pode constituir agregados ocasionais; inclusões de minerais opacos, apatita, allanita e zircão são comuns. Cristais alongados (até 2 mm), geralmente em agregados orientados, ou estirados ao longo de cordões intersticiais, caracterizam porções microcristalinas localizadas.

Os minerais acessórios são representados por minerais opacos, titanita, allanita e diminutas inclusões de zircão e apatita. Os minerais opacos constituem grãos irregulares geralmente associados à biotita. Titanita é abundante, tanto em cristais subidiomórficos isolados, como em grãos arredondados ou corroídos com muitas inclusões de minerais opacos. Allanita marrom-amarelada, subidiomórfica a idiomórfica, zonada, e com inclusões de minerais opacos, apatita e epidoto é comum e, eventualmente abundante.

3.2.3. Maciço Monzonítico Maravilha

O Maciço Monzonítico Maravilha constitui um corpo semi-circular alongado que limita, a oeste, o Batólito Pinhal-Ipuiúna (γ_{MM}; Anexo A). É formado por (hornblenda)-biotita monzonitos (hbm) e biotita quartzo monzonitos (bqm), que evidenciam duas fácies distintas tanto no aspecto textural quanto composicional (Tab. 3.1; Fig. 3.1). Os primeiros perfazem a quase totalidade do corpo, e os últimos têm ocorrência localizada na sua porção sul. Enclaves máficos de composição diorítica a monzodiorítica são freqüentes nos monzonitos dominantes que, por sua vez, são invadidos localmente por diques de granitos equigranulares finos cinzentos (Foto 3.4).

Os (hornblenda)-biotita monzonitos são rochas cinza rosadas, foliadas, inequigranulares médias a grossas, com teor em máficos entre 8 e 10%. Os cristais de feldspato alcalino são geralmente tabulares (5 a 15 mm), conferindo à

Fotografia 3.4. Bloco de hornblenda-biotita monzonito (hbm), com a foliação truncada por dique de granito equigranular fino cinzento (Ponto PH-173).

rocha uma estrutura laminada. Plagioclásio pode destacar-se em grãos isolados de até 8 mm, geralmente mostrando o núcleo alterado em tonalidades avermelhadas, enquanto os minerais máficos distribuem-se homogeneamente pela rocha.

Os biotita quartzo monzonitos distinguem-se pela coloração rósea e pontuações verdes dadas pelos cristais de plagioclásio; apresentam maior proporção de quartzo, textura equigranular média, e baixo teor em minerais máficos, que não excede 5%.

Em seção delgada a mineralogia de ambas as fácies é comum, exceção feita ao anfibólio, ausente nos quartzo monzonitos. As texturas magmáticas originais estão mascaradas pela presença de uma geração de grãos menores de quartzo e plagioclásio mirmequítico recristalizados ($\pm$ biotita $\pm$ minerais opacos), intersticial aos grãos maiores de feldspato.

Ao microscópio, os monzonitos apresentam o feldspato alcalino xenomórfico, com contornos irregulares, pertítico a micropertítico, com geminação em grade pouco desenvolvida ou sem geminação, por vezes bastante fraturados. Os cristais maiores exibem geminação Carlsbad e mostram uma geminação em grade pobre; contêm inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e minerais opacos.

Plagioclásio subidiomórfico, geralmente em cristais de 1 a 2 mm com geminação albita ou periclina, mostra sericitização pontual e alteração local para carbonato; plagioclásio mirmequítico é comum circundando o feldspato alcalino. São freqüentes cristais mais desenvolvidos (3 a 5 mm), geminados segundo periclina ou albita/Carlsbad, por vezes antipertíticos, com o feldspato alcalino constituindo manchas concentradas nas porções centrais dos grãos. As inclusões são de quartzo, biotita e minerais opacos. Determinações ópticas, realizadas em cristais de plagioclásio de até 3 mm, indicaram composições dominantes no intervalo de An_{40-36}.

Quartzo ocorre como cristais menores ($\leq$0,5 mm), com bordas lobuladas ou retilíneas locais, evidenciando recristalização; grãos de aproximadamente 2 mm, raros, mostram contornos irregulares e forte extinção ondulante.

Os minerais máficos, representados por biotita e hornblenda, têm distribuição heterogênea, sendo comuns amostras onde o anfibólio é ausente. Biotita

marrom a castanha clara predomina em plaquetas de até 2 mm, isoladas ou formando agregados, e apresenta inclusões de minerais opacos, apatita e zircão.

Hornblenda verde a castanha ocorre nos agregados, associada à biotita, em cristais xenomórficos de 1 a 2,5 mm com geminação simples local e abundantes inclusões de minerais opacos, apatita e, por vezes, plagioclásio. Mostra localmente transformação para biotita que, neste caso, pode exibir manchas esverdeadas de clorita e epidoto microgranular, em parte aparecendo como inclusões.

Os minerais opacos são os acessórios mais abundantes, representados essencialmente por ilmenita com elevada proporção de lamelas de exsolução de hematita ($\geq$30%). Ocorre em cristais xenomórficos associados aos agregados máficos, com inclusões de apatita e, mais raramente de zircão. Magnetita secundária ocorre mais freqüentemente como inclusões irregulares principalmente na biotita e, em menor proporção, no anfibólio. Pirita é comum e mostra transformação local para magnetita.

Allanita castanha a amarela é acessório comum, em cristais de 1 a 2 mm, subidiomórficos a localmente xenomórficos, com inclusões de minerais opacos e apatita, e associa-se preferencialmente aos agregados máficos. Titanita envolvendo núcleos de minerais opacos é pouco freqüente; apatita e zircão são inclusões comuns nos minerais máficos.

As rochas quartzo monzoníticas representam termos mais diferenciados, caracterizados pelo aumento na abundância de quartzo, pela composição mais sódica do plagioclásio e pelo baixo índice de cor, que reflete a ausência total de anfibólio e o decréscimo das proporções de biotita e minerais acessórios. A textura é granular hipidiomórfica, com os minerais constituintes dominantemente equidimensionais e homogeneamente distribuídos.

O feldspato alcalino mostra a geminação em grade melhor desenvolvida e freqüentemente a de Carlsbad, intercrescimento pertítico em finas lentes, e leve sericitização generalizada. O plagioclásio, em cristais subidiomórficos desde <1 até 2,5 mm, apresenta geminação albita ou periclina, sericitização proeminente e composição no intervalo An_{30-26}. Quartzo é componente comum e

predomina em grãos de 1 a 2 mm com moderada extinção ondulante, contornos irregulares e caráter dominantemente intersticial.

A biotita marrom a castanha clara é o principal mineral máfico presente, em palhetas em torno de 1 mm, disseminadas pela rocha, quase sempre exibindo alteração para clorita e inclusões de minerais opacos, zircão e apatita. Dentre os acessórios destaca-se a allanita amarelada, em cristais subidiomórficos zonados de até 2,5 mm, com inclusões de epidoto e associada à biotita e aos minerais opacos.

CAPÍTULO 4

GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO BATÓLITO PINHAL-IPUIÚNA

4.1. Considerações Gerais

O Batólito Pinhal-Ipuiúna é constituído por um conjunto de rochas granitóides dominantemente porfiríticas a porfiróides, caracterizadas por uma notável variabilidade faciológica e amplo espectro composicional, já parcialmente reconhecidos no mapeamento realizado por Vasconcellos & Janasi (1989), que identificaram três associações de fácies principais, denominadas unidades São José da Prata, Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho.

Os trabalhos desenvolvidos nesta pesquisa resultaram no detalhamento da faciologia dos granitóides do batólito, envolvendo a identificação e caracterização petrográfica das diversas fácies. Tendo em vista o caráter regional e o enfoque petrológico deste estudo, aliados às dificuldades para representar as diferentes fácies reconhecidas no batólito como unidades mapeáveis, devido a sua variabilidade petrográfica, a descrição das fácies em agrupamentos ou associações revelou-se o melhor critério para a escala adotada, sendo, portanto, mantidas as unidades anteriormente propostas por Vasconcellos & Janasi (*op. cit.*).

As três unidades de mapeamento principais identificadas no batólito foram definidas essencialmente com base em suas características composicionais, onde o teor de minerais máficos (IC=índice de cor) representou um aspecto fundamental. Desta forma, a unidade mais máfica, São José da Prata, com índice de cor entre 18 e 30, é composta por rochas intermediárias (dominantemente quartzo monzodioritos) portadoras de hornblenda e biotita, e perfaz cerca de 10% da área total do batólito; a unidade Ipuiúna, volumetricamente mais abundante, ocupa aproximadamente 60% da área total do maciço, e é constituída por quartzo monzonitos e monzogranitos com índice de cor de 8 até 20; e a unidade Serra do Pau

d'Alho, que abrange cerca de 30% da área do batólito, inclui predominantemente termos leucocráticos (IC=3-8), de composição granítica *s.s.*.

A distinção entre as diversas fácies contidas em cada unidade valeu-se adicionalmente de critérios de coloração e textura. Critérios envolvendo a presença ou ausência de determinados minerais característicos se tornaram ineficientes em função da monotonia das variações mineralógicas observadas nas diversas fácies.

Com relação à textura, foram distinguidos os tipos "porfiríticos" e "porfiróides", considerando a relação de tamanho entre os megacristais e a matriz. O termo "porfirítico" foi utilizado para as rochas onde há uma clara separação entre o tamanho dos megacristais e a granulação da matriz, que é relativamente homogênea. Para as rochas em que esta relação não é muito evidente, ou seja, onde os megacristais ocorrem em tamanhos variados, ora destacando-se e impingindo um aspecto porfirítico a rocha, ora confundindo-se com a matriz inequigranular grossa a muito grossa, foi reservado o termo "porfiróide".

Com base nos critérios acima foram reconhecidas vinte e três fácies petrográficas distintas, distribuídas nas três unidades de fácies definidas para os granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna. No mapa geológico, em escala 1:200.000 apresentado no Anexo A, estão assinaladas todas as fácies petrográficas, com o seu domínio geográfico dentro de cada unidade identificado pelo símbolo F_n (F_1, F_2, etc); as fácies de ocorrência pontual são identificadas pelo símbolo f_n.

Informações complementares com as denominações e características gerais de todas as fácies petrográficas estão listadas nas Tabelas 4.1 e 4.2, respectivamente. O mapa de localização dos pontos amostrados encontra-se no Anexo B; as amostras são identificadas pelo número precedido das siglas relacionadas, entre parênteses, na articulação das folhas topográficas.

4.2. As Unidades de Mapeamento: distribuição e caracterização

Os granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna mostram uma variação composicional contínua que inclui desde as rochas intermediárias (quartzo monzodioritos) que caracterizam a unidade São José da Prata, passando pela

unidade Ipuiúna, onde dominam rochas quartzo monzoníticas, até os monzogranitos e sienogranitos que constituem a unidade Serra do Pau d'Alho. São intrusivos em orto- e paragnaisses migmatíticos e são de colocação anterior (a contemporânea?) tanto ao desenvolvimento da foliação principal, quanto ao auge da intensa migmatização regional responsável pela geração dos granitos anatéticos "tipo" Pinhal.

Todas as rochas do batólito são caracterizadas por uma foliação desenvolvida sob temperaturas elevadas, marcada pelo alinhamento dos megacristais de feldspato alcalino e pela orientação dos minerais máficos, à qual se associa uma lineação de estiramento de quartzo. As rochas encaixantes, por sua vez, mostram foliação aproximadamente paralela aos contatos externos do batólito, com direção regional NNW predominante junto ao contato norte, enquanto que no contato sudoeste prevalece a orientação NE.

Na metade oriental do maciço as atitudes de foliação internas indicam direção predominante WNW com mergulhos baixos para SW, enquanto na extensão ocidental elas se infletem para ENE, com mergulhos para SE relativamente mais altos.

No limite sul do batólito a atitude de foliação protomilonítica assume direções E-W a ENE com altos ângulos de mergulho, refletindo as estruturas superimpostas pela zona de cisalhamento de Jacutinga.

Rochas dioríticas, encontradas geralmente como enclaves microgranulares de dimensões centimétricas nas diversas unidades do batólito, formam ocasionalmente pequenos corpos mapeáveis, como nos arredores da cidade de Ipuiúna (MG). *Schlieren* biotíticos são freqüentes e corpos irregulares de caráter pegmatóide são raros. Granitos equigranulares a inequigranulares, não mapeáveis na escala adotada, e que mostram características que permitem sua atribuição ao "tipo" Pinhal, são comuns como pequenos corpos intrusivos nas rochas do batólito.

4.2.1. Unidade São José da Prata

A unidade São José da Prata ocupa a porção centro-leste do batólito, caracterizada por um relevo suave e arrasado, onde os afloramentos são precários,

Tabela 4.1. Nomenclatura das fácies reconhecidas no Batólito Pinhal-Ipuiúna.

Unidade São José da Prata

F_1 - Quartzo monzodioritos porfiríticos cinzentos
F_2 - Quartzo monzodioritos porfiríticos cinza-rosados
F_3 - Quartzo monzonitos porfiríticos rosados
F_4 - Quartzo monzodioritos equigranulares escuros
F_5 - Quartzo monzodioritos inequigranulares cinza escuros
F_6 - Quartzo sienitos porfiríticos cinza-esverdeados

Unidade Ipuiúna

F_7 - Quartzo monzonitos porfiríticos cinza-rosados
F_8 - Granitóides porfiríticos cinza-rosados
F_9 - Monzogranitos porfiríticos róseo-acinzentados
F_{10} - Quartzo monzonitos porfiríticos róseo-acinzentados
F_{11} - Quartzo monzodioritos porfiríticos cinza escuros
F_{12} - Quartzo monzonitos porfiríticos escuros com manchas róseas
F_{13} - Monzogranitos porfiríticos cinza-rosados
F_{14} - Quartzo monzonitos porfiríticos cinzentos
F_{15} - "Augen-gnaisses" porfiroclásticos cinza-rosados

Unidade Serra do Pau d'Alho

F_{16} - Sienogranitos porfiróides róseos
F_{17} - Monzogranitos inequigranulares róseos
F_{18} - Granitos porfiróides róseos
F_{19} - Monzogranitos porfiróides cinzentos
F_{20} - Monzogranitos porfiríticos róseo-acinzentados
F_{21} - Granitos porfiróides róseo-avermelhados
F_{22} - Sienogranitos inequigranulares róseos
F_{23} - Sienogranitos inequigranulares cinza-rosados

Obs.- F_1, F_2, ... Fácies 1, Fácies 2, etc.

Tabela 4.2. Características gerais macroscópicas das fácies reconhecidas no Batólito Pinhal-Ipuiúna.

FÁCIES	COLORA-ÇÃO	ÍNDICE DE COR	GRANULA-ÇÃO	MÁFICOS PRINCIPAIS	CLASSIFICAÇÃO MODAL	OBSERVAÇÕES
				Unidade São José da Prata		
F_1	cinza	19 - 23	média	anfibólio + biotita ± piroxênio	quartzo monzodiorito	porfirítica com megacristais de FK acinzentados de 1,5 a 2 cm e de plagioclásio branco em torno de 1,5 cm; os máficos formam agregados e a rocha mostra foliação intensa local.
F_2	cinza rosada	≅ 18	média a fina	anfibólio + biotita ± piroxênio	quartzo monzodiorito	porfirítica com megacristais rosados de FK de 2 a 3 cm; são comuns porções equigranulares finas de matriz; os máficos se distribuem homogeneamente pela rocha.
F_3	róseo acinzentada	≅ 20	média	anfibólio + biotita	quartzo monzonito	porfirítica com megacristais rosados de FK de 1 a 2 cm, por vezes ocelares, geralmente contornados por máficos formando cordões.
F_4	cinza escura	≅ 30	média	anfibólio + biotita	quartzo monzodiorito	equigranular com os máficos distribuídos regularmente pela rocha.
F_5	cinza escura	≅ 30	média a fina	biotita	quartzo monzodiorito	inequigranular intensamente deformada com grãos de feldspato branco de 0,5 a 1 cm destacando-se entre os máficos disseminados ou formando concentrações.
F_6	cinza esverdeada	≅ 7	média	anfibólio + biotita	quartzo sienito	porfirítica com foliação marcante evidenciada pela orientação de megacristais ocelares de FK, cinzentos, de cerca de 3 cm; os máficos estão dispersos na matriz, acompanhando a foliação.

Tabela 4.2. Continuação

				Unidade Ipuiúna		
F_7	cinza rosada escura	15 - 19	média a grossa	anfibólio + biotita	quartzo monzonito	porfirítica com megacristais de FK róseos de 3 a 5 cm; é freqüente a concentração local de máficos na matriz.
F_8	cinza rosada	8 - 10	média a grossa	biotita + anfibólio	quartzo monzonito a monzogranito	porfirítica com megacristais de FK róseos de 2 a 4 cm localmente ocelares e orientados, e de plagioclásio branco de cerca de 2 cm; máficos em cordões e concentrações locais.
F_9	róseo acinzentada	≅ 8	média a grossa	biotita ± anfibólio	monzogranito	porfirítica com megacristais de FK róseos (3 a 5 cm) comumente concentrados e raros megacristais de plagioclásio branco em torno de 2 cm; os máficos podem formar agregados.
F_{10}	róseo acinzentada	≅ 17	média a fina	biotita + anfibólio	quartzo monzonito	porfirítica com megacristais de FK róseos de 1 a 2,5 cm e porções finas de matriz locais; os máficos constituem cordões ou agregados.
F_{11}	cinza escura	≅ 20	média	anfibólio + biotita	quartzo monzodiorito	porfirítica com megacristais de FK róseos de 1,5 a 3 cm, eventualmente formando concentrações; os máficos estão disseminados, por vezes constituindo agregados finos locais.
F_{12}	cinza escura com manchas róseas	15 - 19	média a grossa	biotita + anfibólio	quartzo monzonito	porfirítica com megacristais de FK róseos de 2 a 5 cm e cristais de quartzo azulado de até 2 cm, orientados; os máficos distribuem-se regularmente pela matriz.
F_{13}	cinza rosada	10 - 12	média a grossa	biotita + anfibólio	monzogranito	porfirítica com abundantes megacristais rosados de FK (2 a 4 cm); FK é comum na matriz; os máficos podem formar agregados locais.

Tabela 4.2. Continuação

F_{14}	cinza clara	10 - 11	média a grossa	biotita + anfibólio	quartzo monzonito	porfirítica com megacristais ocelares de FK cinzentos, de 3 a 4,5 cm, orientados, com distribuição homogênea de máficos na matriz.
F_{15}	cinza rosada	10 - 15	média	biotita ± anfibólio	quartzo monzonito a monzogranito	fortemente orientada e localmente fitada com porfiroclastos de FK róseos a brancos (2 cm), ocelares e estirados.
				Unidade Serra do Pau d'Alho		
F_{16}	rósea	5 - 6	grossa	biotita ± anfibólio	sienogranito	porfiróide com megacristais de FK róseos de até 4 cm; os máficos distribuem-se em agregados intersticiais.
F_{17}	rósea	4 - 5	grossa a muito grossa	biotita	monzogranito	inequigranular com cristais de FK róseos de até 4 cm, plagioclásio branco de 1,5 a 2 cm, e grãos de quartzo estirados de cerca de 3 cm; os máficos são intersticiais e raramente constituem pequenos agregados.
F_{18}	rósea	6 - 8	média	biotita ± anfibólio	monzogranito a sienogranito	porfiróide com megacristais de FK de 1,5 a 3 cm; grãos de quartzo estirados atingem 1,5 cm; os máficos são disseminados ou formam concentrações locais.
F_{19}	cinza	≅ 13	média	biotita	monzogranito	porfiróide com megacristais levemente rosados de FK de 1,5 a 2,5 cm e cristais de plagioclásio branco em torno de 1 cm; os máficos ocorrem disseminados e em agregados locais onde são evidentes cristais de titanita e pirita.
F_{20}	róseo acinzentada	8 - 11	média	biotita	monzogranito	porfirítica com megacristais de FK de 3 a 5 cm e grãos de quartzo estirados de até 1,5 cm; localmente mostra mostra fácies fina intersticial; os máficos ocorrem em finos cordões orientados ou em agregados.

Tabela 4.2. Continuação

F_{21}	rósea avermelhada	3 - 5	média a fina	biotita + anfibólio	sienogranito	fortemente foliada, porfiróide, com os megacristais de FK de até 3 cm; os máficos distribuem-se em finos cordões acompanhando a foliação da rocha.
F_{22}	rósea	5 - 7	grossa	biotita $\pm$ anfibólio	sienogranito	inequigranular com fácies porfiróide local onde os megacristais de FK tem de 2 a 4 cm; os máficos mostram orientação incipiente, e podem formar agregados localizados.
F_{23}	cinza rosada	$\cong 8$	média	biotita + anfibólio	sienogranito	localmente porfiróide, onde os megacristais de FK não excedem 2 cm; os máficos são dispersos e constituem agregados eventuais.

Observação: A numeração para as fácies (F_1, F_2, ...) é a mesma da Tabela 4.1.

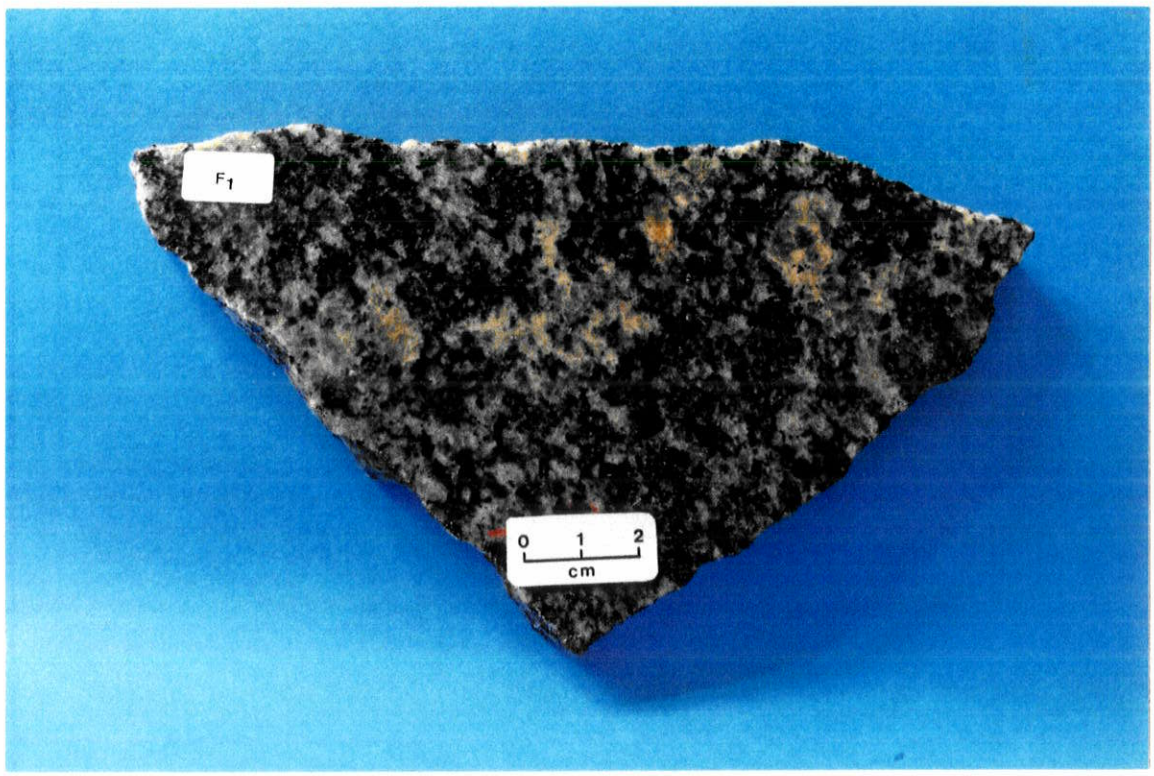
dificultando sobremaneira a amostragem adequada aos estudos petrológicos. É constituída por rochas de caráter intermediário, com amplo predomínio de composições quartzo monzodioríticas, com índice de cor em torno de 20 ou superior. Foram reconhecidas seis fácies petrográficas no domínio desta unidade (F_1 a F_6; Anexo A; Tabs. 4.1 e 4.2), que incluem quartzo monzodioritos, quartzo monzonitos e quartzo sienitos.

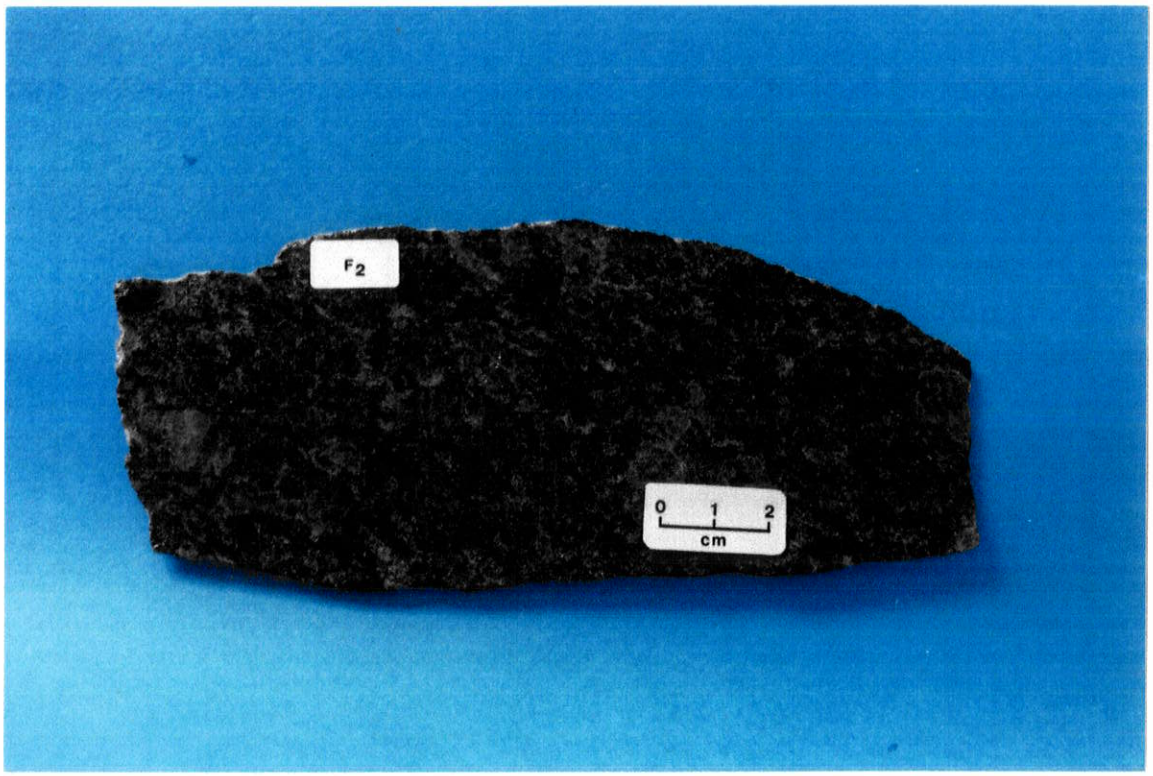
Os quartzo monzodioritos são as rochas mais abundantes da unidade, compreendendo a quase totalidade de sua área de ocorrência, e estão distribuídos em quatro fácies distintas, definidas em função de suas características texturais. Os termos porfiríticos cinzentos (F_1) são predominantes e afloram nas porções central e sudoeste da área de ocorrência da unidade, enquanto os quartzo monzodioritos cinza rosados (F_2) se restringem ao extremo oriental da área, onde fazem contato com as rochas da unidade Ipuiúna. As rochas de ambas as fácies apresentam proporção de megacristais de feldspato alcalino em torno de 15%, que têm tamanho médio de cerca de 2 cm e se distribuem heterogeneamente (Fotos 4.1 e 4.2). Apresentam alto índice de cor (18-23), e podem mostrar foliação intensa localizada, adquirindo então um aspecto gnáissico.

Na porção noroeste da área de ocorrência da unidade, os quartzo monzodioritos porfiríticos cinzentos (F_1) gradam para quartzo monzonitos porfiríticos (F_3), que se diferenciam somente pela maior abundância de megacristais de feldspato alcalino (35%), de 1 a 2 cm, homogeneamente distribuídos.

Os quartzo monzodioritos equigranulares (F_4) têm ocorrência localizada no corpo que aflora em meio aos granitos da unidade Serra do Pau d'Alho, a oeste da cidade de Ipuiúna. Distinguem-se particularmente pela coloração escura, caráter equigranular e índice de cor em torno de 30.

Quartzo monzodioritos inequigranulares intensamente foliados (F_5) ocorrem no extremo sul do batólito, definindo um corpo de dimensões reduzidas, que se destaca em meio aos granitos e "augen-gnaisses" circundantes. Estas rochas foram consideradas como uma fácies da unidade São José da Prata em função de sua similaridade composicional, apesar do controle de amostragem deficiente devido à precaridade dos afloramentos.





Fotografias 4.1. e 4.2. Quartzo monzodioritos porfiríticos das fácies F_1 (Amostra SC-158C; acima) e F_2 (Amostra IU-24; abaixo). Destaca-se a variação na coloração dos megacristais de feldspato alcalino, e a granulação relativamente mais fina da matriz na fácies F_2.

As rochas quartzo sieníticas (F_6) parecem ter ocorrência restrita a alguns afloramentos, a nordeste do domínio dos quartzo monzodioritos equigranulares. Estão geralmente bastante alteradas, e se caracterizam por uma textura porfirítica marcada pela alta proporção de megacristais de feldspato alcalino (em torno de 50%), de distribuição homogênea e dominantemente ocelares, atingindo cerca de 3 cm, e estirados segundo a foliação. O baixo índice de cor (inferior a 10) as contrasta com as demais rochas reunidas na unidade São José da Prata.

4.2.2. Unidade Ipuiúna

A unidade Ipuiúna predomina largamente na metade oriental do batólito, e na porção ocidental constitui dois segmentos distintos: uma faixa pouco a norte da cidade de Pinhal (SP) que se estende para leste até o centro-norte do maciço, e um segmento no rumo sudoeste, a partir do centro-sul do batólito, que acompanha a zona de cisalhamento de Jacutinga. É constituída por hornblenda-biotita granitóides, invariavelmente porfiríticos, cuja composição predominante se situa nos campos do quartzo monzonito e monzogranito de Streckeisen (1976). Apresenta variações internas nos índices de cor, desde 8 até 20, e variações regionais na coloração das rochas, que se refletem nas tonalidades mais escuras encontradas nas fácies que dominam nas proximidades da cidade de Ipuiúna (MG), no extremo leste do batólito.

Os tipos petrográficos foram agrupados em nove fácies, individualizadas em função de aspectos texturais particulares e índice de cor (F_7 a F_{15}; Anexo A; Tabs. 4.1 e 4.2), incluindo os "augen-gnaisses" que ocorrem no extremo sul do batólito, em contato com os milonitos e blastomilonitos da zona de cisalhamento de Jacutinga.

Na porção ocidental do batólito foram reconhecidas cinco fácies petrográficas (F_7 a F_{11}), representadas predominantemente por quartzo monzonitos, com monzogranitos e quartzo monzodioritos subordinados. Nas proximidades da cidade de Pinhal as fácies dominantes mostram, a grosso modo, um zoneamento composicional marcado pela diminuição do índice de cor e pelo aumento na proporção de quartzo de norte para sul, com os quartzo monzonitos da fácies F_7 gradando para

os termos quartzo monzoníticos a monzograníticos das fácies F_8, a sul, e F_9, a sudeste.

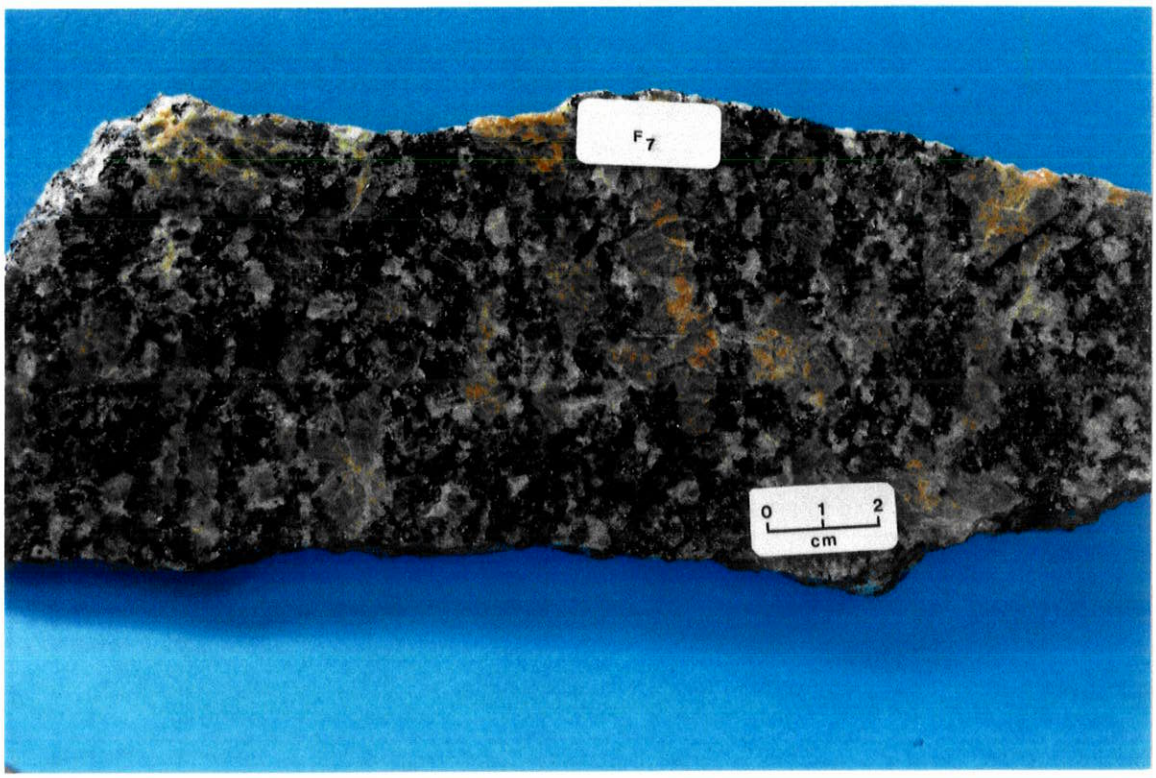
Os quartzo monzonitos (F_7), com índices de cor superiores a 15, constituem a fácies dominante da unidade Ipuiúna e caracterizam as regiões a norte e nordeste da cidade de Pinhal, e o prolongamento sudoeste do batólito até as proximidades da cidade de Mogi Guaçu. São rochas porfiríticas nas quais o feldspato alcalino, numa proporção entre 25 e 30%, forma megacristais com tamanho médio entre 3 e 5 cm, e está tipicamente ausente da matriz (Foto 4.3). No extremo norte da porção oriental do batólito, onde a ausência de bons afloramentos impossibilitou a amostragem adequada a estudos geoquímicos, também ocorrem quartzo monzonitos que se assemelham às rochas da fácies F_7 da região de Pinhal.

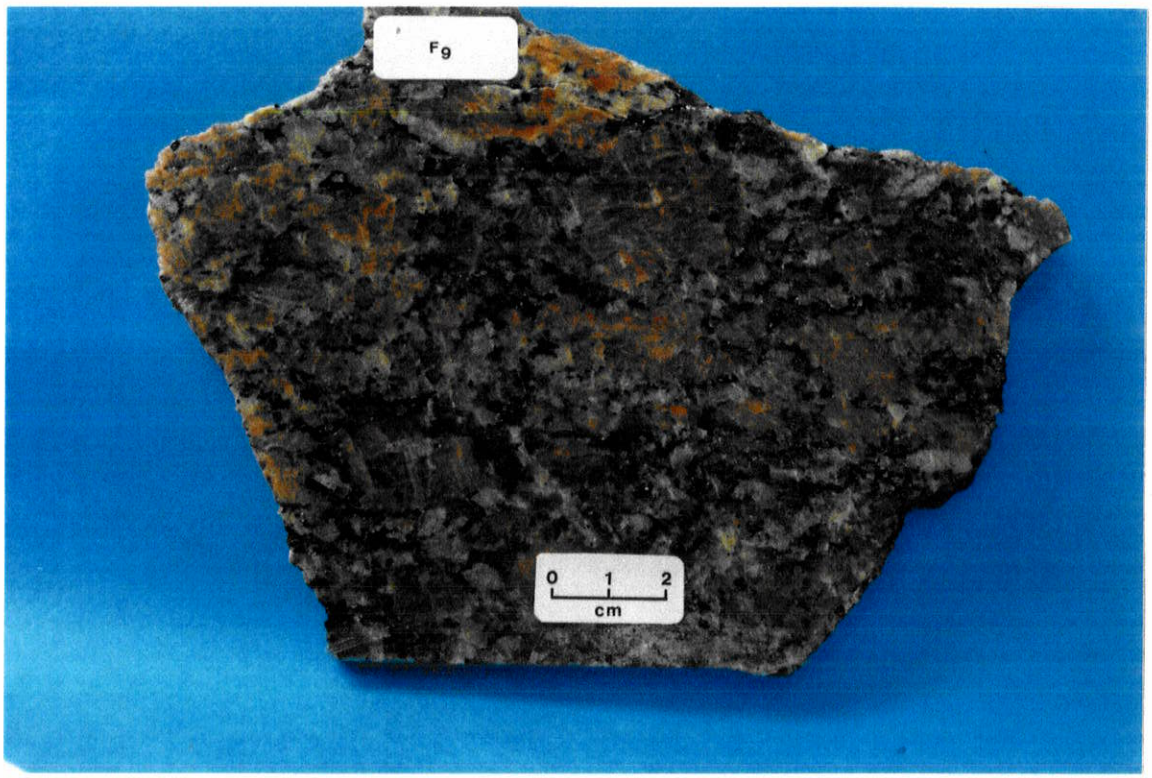
Os quartzo monzonitos a monzogranitos da fácies F_8 têm ocorrência restrita à região a oeste da cidade de Pinhal, e se distinguem das rochas da fácies F_7 pelo menor teor em minerais máficos (8 a 10%), presença de feldspato alcalino na matriz, e pelo volume algo superior de megacristais ($\cong$30-35%).

Os monzogranitos (F_9) constituem ocorrências pontuais junto à área urbana de Pinhal, próximo ao contato com os granitos da unidade Serra do Pau d'Alho. Caracterizam-se pelo índice de cor inferior a 10, e apresentam uma proporção de megacristais de feldspato alcalino em torno de 35%; são comuns concentrações locais destes megacristais, onde é típico o aumento na proporção de quartzo aliado à ausência de anfibólio. Em termos de índice de cor e textura, representam rochas intermediárias entre as unidades Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho (Foto 4.4).

Circundado pelas rochas encaixantes, que ocorrem na "janela" a leste-nordeste de Pinhal, foi delimitado o corpo de quartzo monzonitos da fácies F_{10} (Serra do Grotão). São identificados pelo índice de cor superior a 15 e pela granulação relativamente mais fina da matriz e tamanho menor dos megacristais de fedspato alcalino (1,5 a 2 cm), orientados segundo a foliação e perfazendo um volume aproximado de 30%.

Os quartzo monzodioritos (F_{11}) constituem uma ocorrência pontual em meio aos quartzo monzonitos da fácies F_7, ao sul da Serra do Bebedouro, na região entre Pinhal (SP) e Albertina (MG). São reconhecidos pela menor proporção de





Fotografias 4.3. e 4.4. Granitóides da unidade Ipuiúna da região de Pinhal, representando os termos extremos com relação ao índice de cor: quartzo monzonitos F_7, com IC>15 (Amostra PH-145; acima), e monzogranitos F_9, com IC<10 e abundantes megacristais de feldspato alcalino (Amostra PH-146; abaixo).

megacristais de feldspato alcalino (≅15%), com tamanhos entre 1,5 e 3 cm, e pelo alto teor em minerais máficos (≅20%). Estas rochas diferem dos quartzo monzodioritos porfiríticos da unidade São José da Prata essencialmente pela coloração mais escura da matriz e pela tonalidade rósea mais pronunciada dos megacristais de feldspato alcalino, que são mais desenvolvidos e, eventualmente, podem constituir concentrações localizadas.

Na região de Ipuiúna (MG), as rochas da unidade homônima assumem coloração mais escura, evidenciada pelas tonalidades cinzentas do plagioclásio e azuladas do quartzo na matriz, e foram agrupadas em três fácies petrográficas (F_{12} a F_{14}), individualizadas essencialmente em função da abundância e coloração dos megacristais de feldspato alcalino, e do teor em minerais máficos. Os megacristais róseos ou localmente cinzentos têm tamanhos que variam de 2 a 5 cm, constituem aproximadamente de 25 a 30% do volume das rochas e, em geral, estão orientados segundo a foliação.

Os granitóides das fácies dominantes mostram um zoneamento composicional, onde os quartzo monzonitos (F_{12}) constituem um núcleo junto à área urbana da cidade de Ipuiúna que, externamente, gradaciona para os monzogranitos (F_{13}), delineando um corpo grosseiramente elipsoidal. As maiores ocorrências de rochas dioríticas encontradas no batólito estão associadas às rochas da fácies F_{12}, e este zoneamento composicional parece refletir maior ou menor interação dos granitóides com os enclaves máficos.

Os quartzo monzonitos porfiríticos (F_{12}) têm cerca de 25 a 30% de megacristais de feldspato alcalino róseos, que se distribuem de maneira heterogênea, e apresentam índice de cor aproximado entre 15 e 20 (Foto 4.5). Freqüentemente exibem porções de matriz extremamente máficas e relativamente mais finas, que parecem constituir enclaves não totalmente digeridos. Os monzogranitos (F_{13}) se caracterizam pelo menor índice de cor (10 a 12), e pela maior proporção de megacristais de feldspato alcalino (em torno de 35%), com tonalidades rosadas e homogeneamente distribuídos pela rocha.

Na região a leste da cidade de Ipuiúna, os quartzo monzonitos porfiríticos cinzentos da fácies F_{14} constituem ocorrências pontuais em meio aos termos dominantes da fácies F_{12}. Distinguem-se pelo menor teor em minerais máficos

(em torno de 10%) e pela coloração cinzenta dos megacristais de feldspato alcalino, que atingem proporções da ordem de 25%, e se dispõem alongados segundo orientação preferencial, assumindo, por vezes, formas ocelares (Foto 4.6).

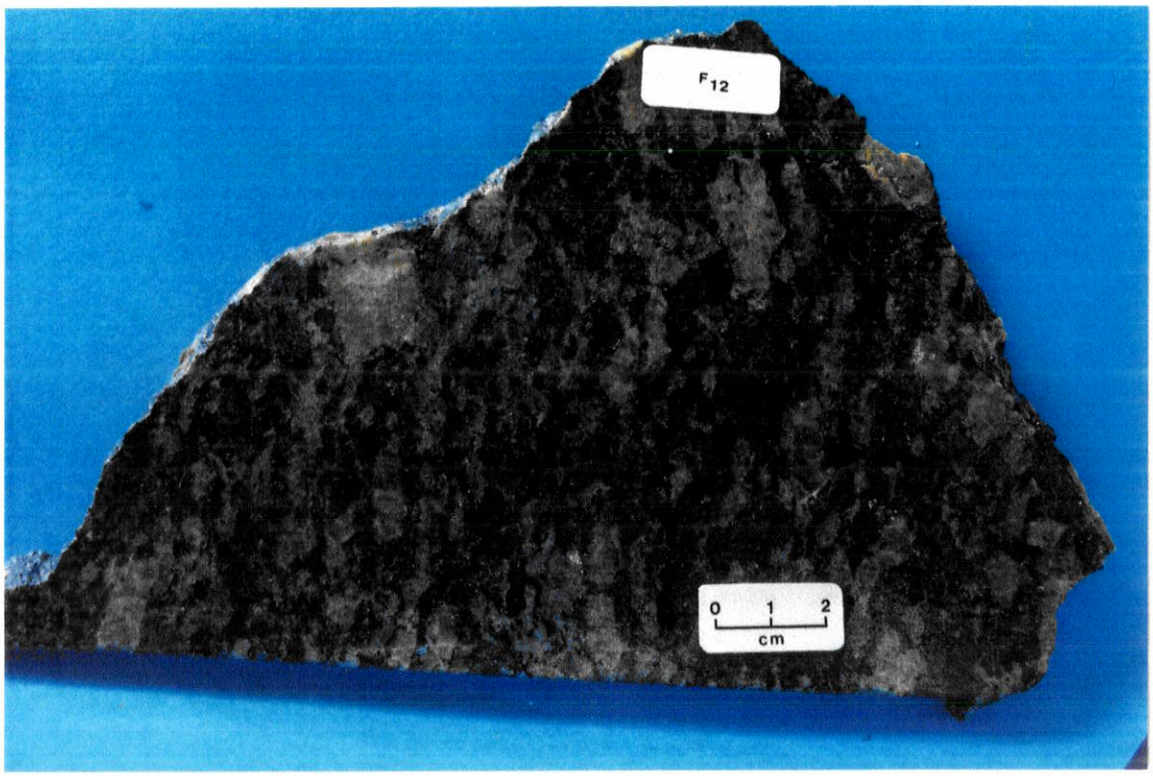
Os "augen-gnaisses" (F_{15}) que ocorrem próximo à zona de cisalhamento de Jacutinga, na porção sul-sudoeste do batólito, são composicionalmente equivalentes aos quartzo monzonitos e monzogranitos Ipuiúna dos arredores da cidade de Pinhal (fácies F_7, F_8 e F_9), e aos monzogranitos da unidade Serra do Pau d'Alho da região de Albertina (fácies F_{20}). Foram considerados como uma fácies independente, caracterizada por estruturas gnáissicas, localmente fitadas, que mostram alternância de faixas máficas e de "olhos" de feldspato alcalino branco, impostas por intenso cisalhamento.

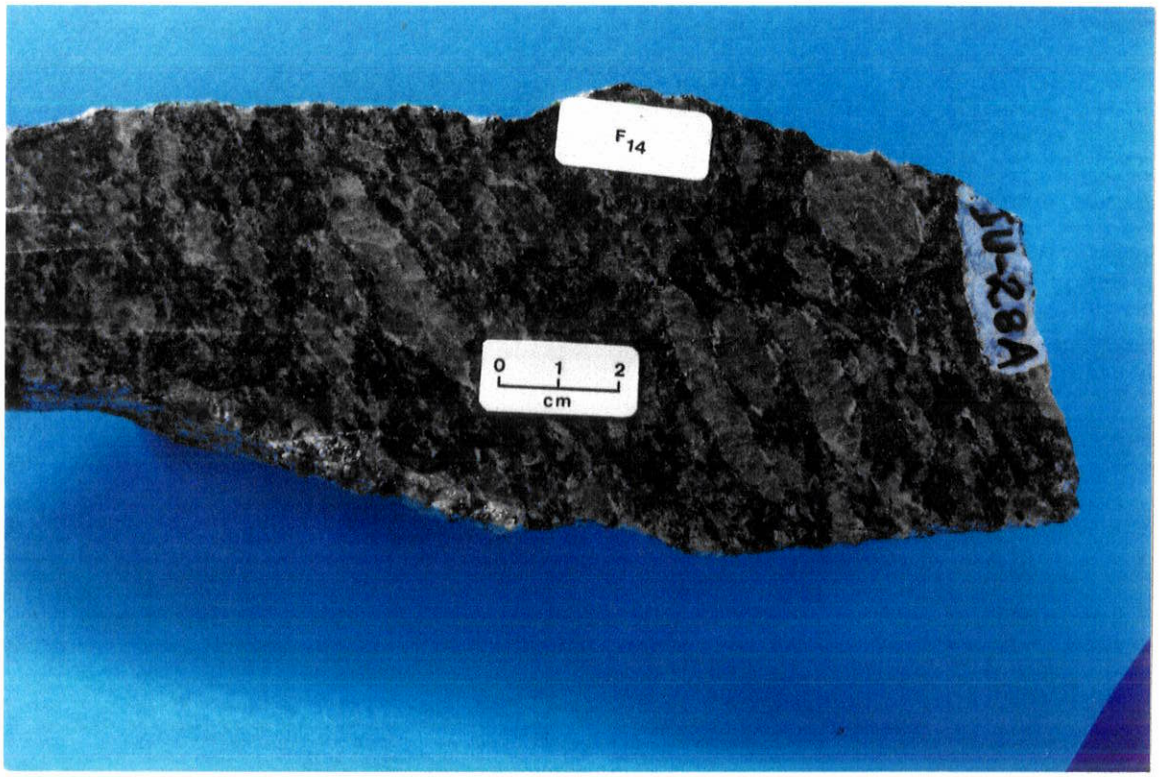
4.2.3. Unidade Serra do Pau d'Alho

A unidade Serra do Pau d'Alho ocupa preferencialmente as porções central e ocidental do batólito, caracterizadas por um relevo serrano acidentado. É constituída por rochas de composição mais diferenciada, representadas por monzogranitos e sienogranitos porfiróides a inequigranulares grossos a muito grossos, distribuídos em oito fácies distintas (F_{16} a F_{23}; Anexo A; Tabs. 4.1 e 4.2). Em geral exibem baixo índice de cor, normalmente em torno de 5 (mas localmente próximo a 13), e têm biotita como mineral máfico característico.

As fácies desta unidade distribuem-se em domínios que, grosseiramente, mostram um zoneamento na porção central do batólito, com a área de predomínio dos tipos mais ricos em minerais máficos da fácies F_{18} (região de Campestrinho-MG) exibindo passagens gradacionais para os termos com menor índice de cor das fácies F_{16} a norte, e F_{17} a sul e sudeste. Na região de Albertina (MG), a sul-sudoeste, voltam a predominar tipos que se distinguem pelo índice de cor mais elevado (F_{20}).

A fácies de distribuição areal mais ampla é a dos sienogranitos porfiróides (F_{16}), cuja área tipo é a Serra do Pau d'Alho; ocorrem ainda ao norte e a oeste da Serra do Bebedouro (região de Pinhal), e a norte-nordeste de São Bento de Caldas (MG), em meio aos quartzo monzodioritos São José da Prata. Apresenta





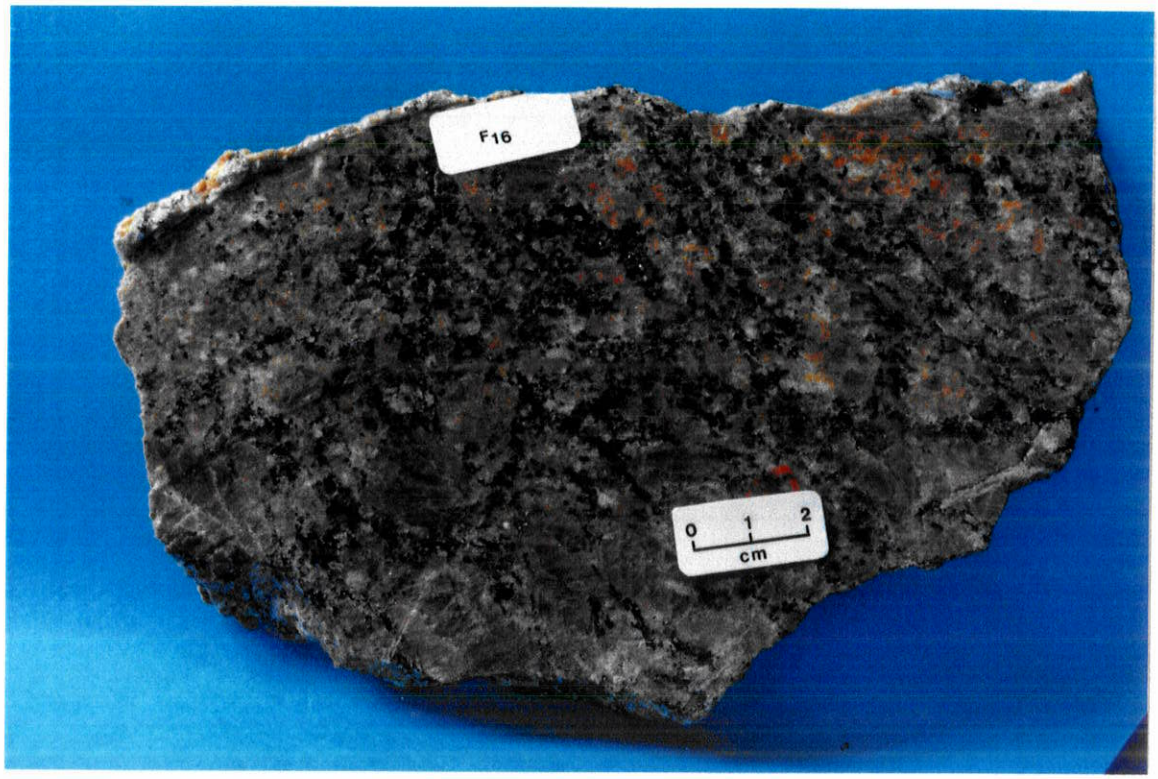
Fotografias 4.5. e 4.6. Quartzo monzonitos da unidade Ipuiúna da região de Ipuiúna, em geral foliados, e com quartzo azulado na matriz. Os termos da fácies F_{12} destacam-se pela coloração rósea dos megacristais de feldspato alcalino e IC≅19 (Amostra IU-88; acima), enquanto os quartzo monzonitos F_{14} apresentam os megacristais cinzentos e IC≅11 (Amostra IU-28A; abaixo).

textura porfiróide dominante, com megacristais de feldspato alcalino de até 4 cm e índice de cor de 5 a 6 (Foto 4.7); a distribuição dos minerais máficos pode ser algo heterogênea, resultando em porções totalmente hololeucocráticas em algumas amostras de mão.

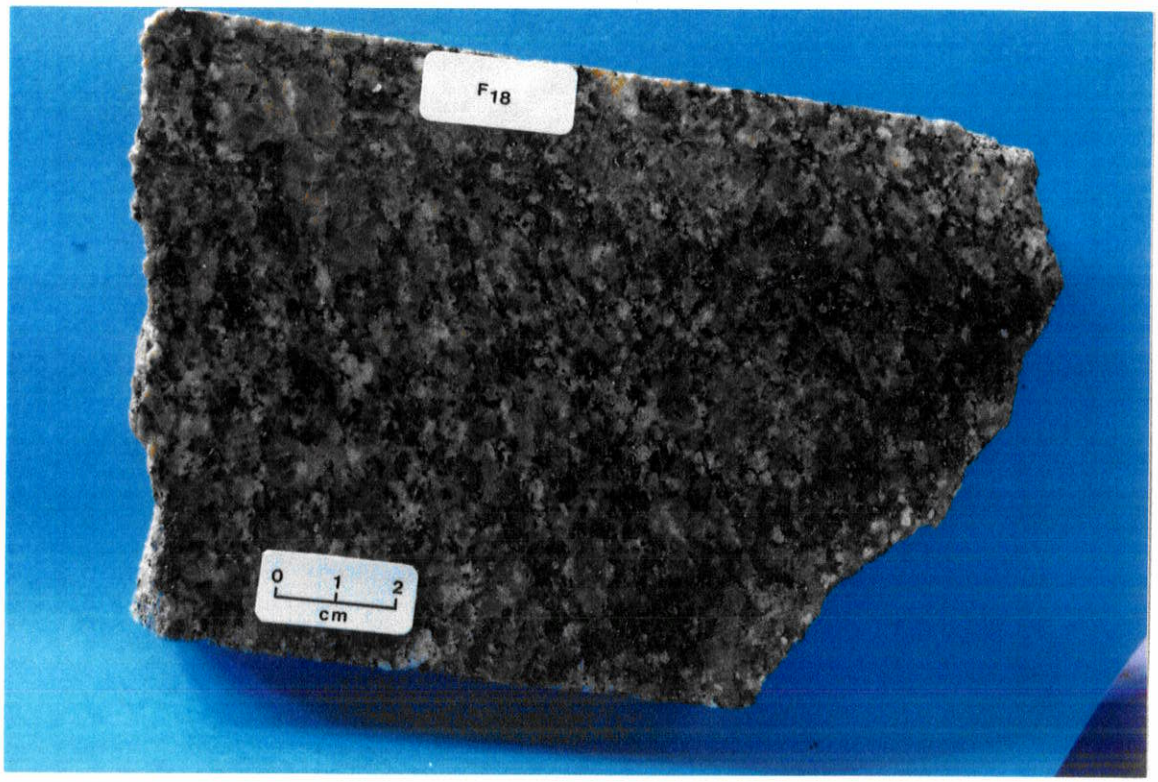
Na porção central do batólito predominam os granitos porfiróides róseos da fácies F_{18}, que podem constituir ocorrência mapeável como lente, alongada E-W, que alcança largura máxima de aproximadamente 4 Km a sul de Campestrinho. Apresentam megacristais de feldspato alcalino róseos, de 1,5 a 3 cm, distribuídos homogeneamente numa matriz de granulação média, com proporção de minerais máficos entre 6 e 8% (Foto 4.8).

Associados aos granitos porfiróides da fácies F_{18} ocorrem monzogranitos inequigranulares grossos a muito grossos (F_{17}), que passam a predominar ao sul de Campestrinho e se estendem para leste até a Serra do Paiol, onde fazem contato com as rochas da unidade Ipuiúna; estas rochas foram identificadas também em um pequeno corpo que ocorre em meio aos quartzo monzodioritos da unidade São José da Prata, a leste de São Bento de Caldas. Os monzogranitos (F_{17}) apresentam cristais de feldspato alcalino que alcançam 4 cm e freqüentes cristais de plagioclásio bem desenvolvidos ($\cong$2 cm); grãos de quartzo arredondados a estirados (2 a 3 cm) impingem um aspecto característico às rochas, destacando-se nas superfícies alteradas. Contrastam com os sienogranitos (F_{16}) essencialmente pela abundância de plagioclásio, e com os granitos (F_{18}) pelo baixo índice de cor e a granulação grossa a muito grossa (Foto 4.9).

De ocorrência restrita a uns poucos afloramentos ao sul de São José da Prata, próximo ao contato com a unidade homônima, ocorrem biotita monzogranitos porfiróides cinzentos (F_{19}), que constituem o termo menos diferenciado atribuído à unidade Serra do Pau d'Alho. Apresentam megacristais levemente rosados de feldspato alcalino, de 1,5 a 2,5 cm, que se distribuem heterogeneamente numa matriz média, perfazendo cerca de 25% do volume da rocha, e mostram índice de cor próximo a 13; agregados locais de finos cristais de titanita e sulfetos (pirita) na matriz, podem ser identificados com auxílio de lupa. Estas rochas distinguem-se dos granitos da fácies F_{18} pela maior proporção de minerais máficos e pela abundância de plagioclásio, cujos cristais eventualmente atingem 1 cm.



Fotografia 4.7. Sienogranitos porfiróides da fácies F_{16}, que constituem os termos dominantes da unidade Serra do Pau d'Alho, com IC≅5 (Amostra SC-29).



Fotografia 4.8. Monzogranitos a sienogranitos porfiróides da fácies F_{18}, caracterizados pelo maior índice de cor (≅8), e pela granulação mais fina, tanto dos megacristais quanto da matriz (Amostra SC-343B).

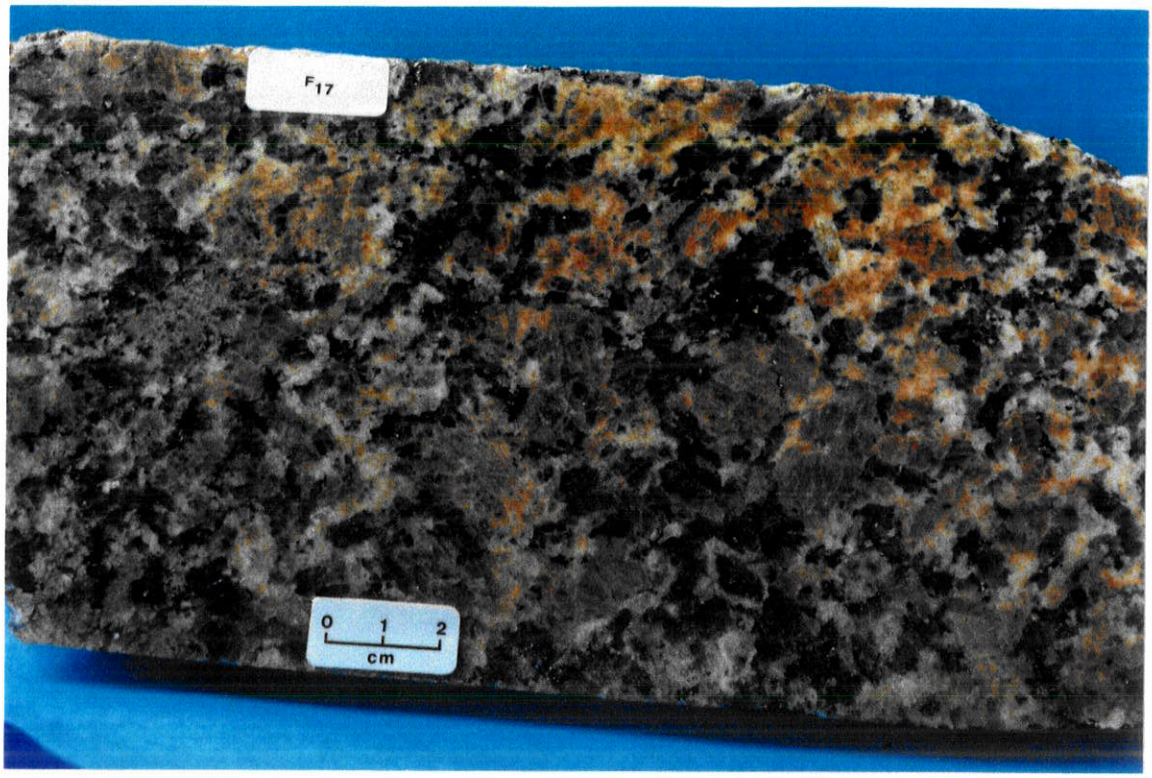
Em direção ao sul, próximo ao contato com os "augen-gnaisses" incluídos na unidade Ipuiúna, são assinaladas ocorrências pontuais de monzogranitos francamente porfiríticos (F_{20}), com megacristais de feldspato alcalino de 3 a 5 cm numa matriz média a fina, com abundante quartzo recristalizado que, juntamente com o maior teor de minerais máficos (8 a 10%) impõe às rochas uma tonalidade mais escura (Foto 4.10). Esta fácies predomina na região de Albertina, e localmente pode exibir passagens gradacionais, num mesmo afloramento, para termos que se assemelham aos sienogranitos porfiróides mais claros identificados na fácies F_{16}.

Os granitos porfiróides a inequigranulares da fácies F_{21} têm ocorrência restrita à região da Serra do Bebedouro (nordeste de Pinhal), mostram índice de cor relativamente baixo (3 a 5), e se diferenciam das rochas das demais fácies do batólito pela coloração avermelhada, granulação dominantemente média, e intensidade da foliação. Os megacristais de feldspato alcalino, de 1,5 a 2,5 cm, geralmente estão orientados segundo a foliação da rocha (Foto 4.11).

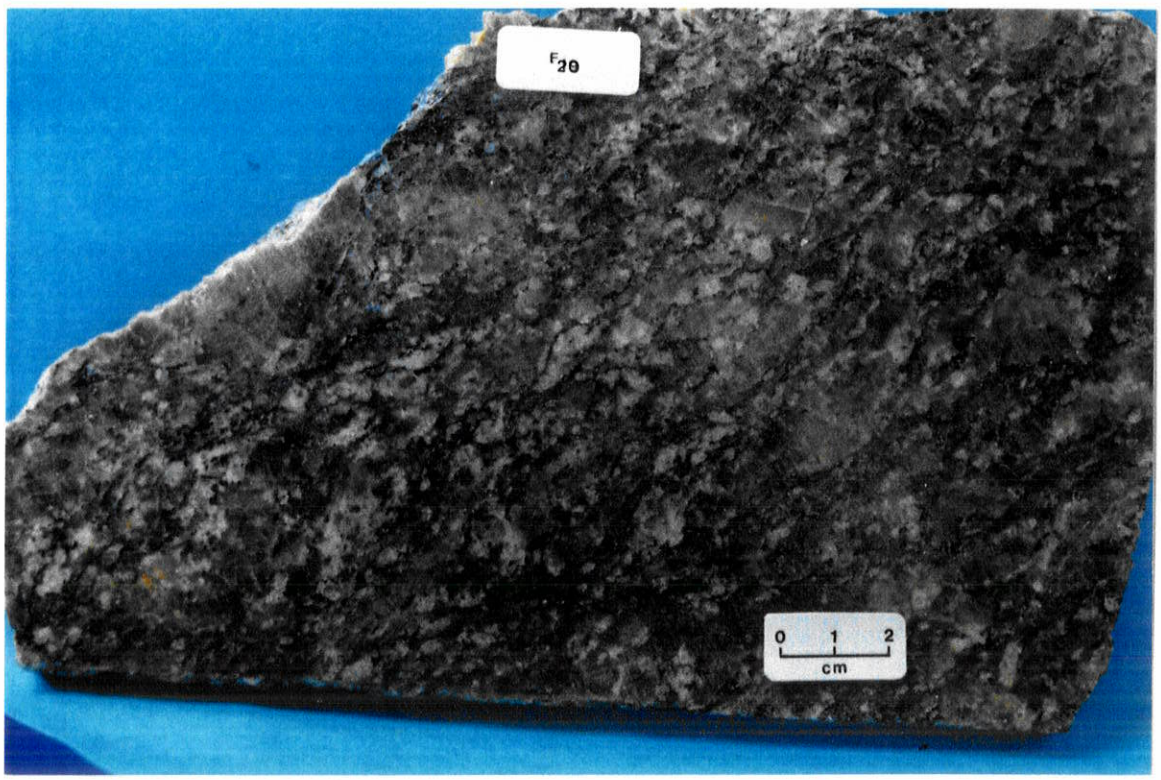
Na extremidade oeste do batólito a unidade Serra do Pau d'Alho é caracterizada por tipos petrográficos dominantemente inequigranulares, que constituem uma faixa entre os quartzo monzonitos Ipuiúna (a leste) e o Maciço Monzonítico Maravilha (a oeste). Foram reconhecidas, neste conjunto, duas fácies distintas: os sienogranitos inequigranulares róseos (F_{22}), que são restritos à porção nordeste da área, e os sienogranitos inequigranulares cinza-rosados (F_{23}) que predominam no restante da faixa. Os sienogranitos F_{22} constituem um grupo bastante homogêneo tanto no índice de cor (5 a 7) quanto no aspecto textural, caracterizado pela granulação grossa com eventuais cristais de feldspato alcalino mais desenvolvidos (2 a 4 cm) (Foto 4.12). Os sienogranitos inequigranulares da fácies F_{23} exibem composições relativamente mais pobres em quartzo e ricas em minerais máficos ($IC \cong 8$), com destaque para a presença de hornblenda, mineral ausente ou raro nas demais fácies atribuídas à unidade Serra do Pau d'Alho.

4.3. Relações de Contato

A observação direta dos contatos externos e internos do Batólito Pinhal-Ipuiúna foi bastante limitada em decorrência da escassez de afloramentos

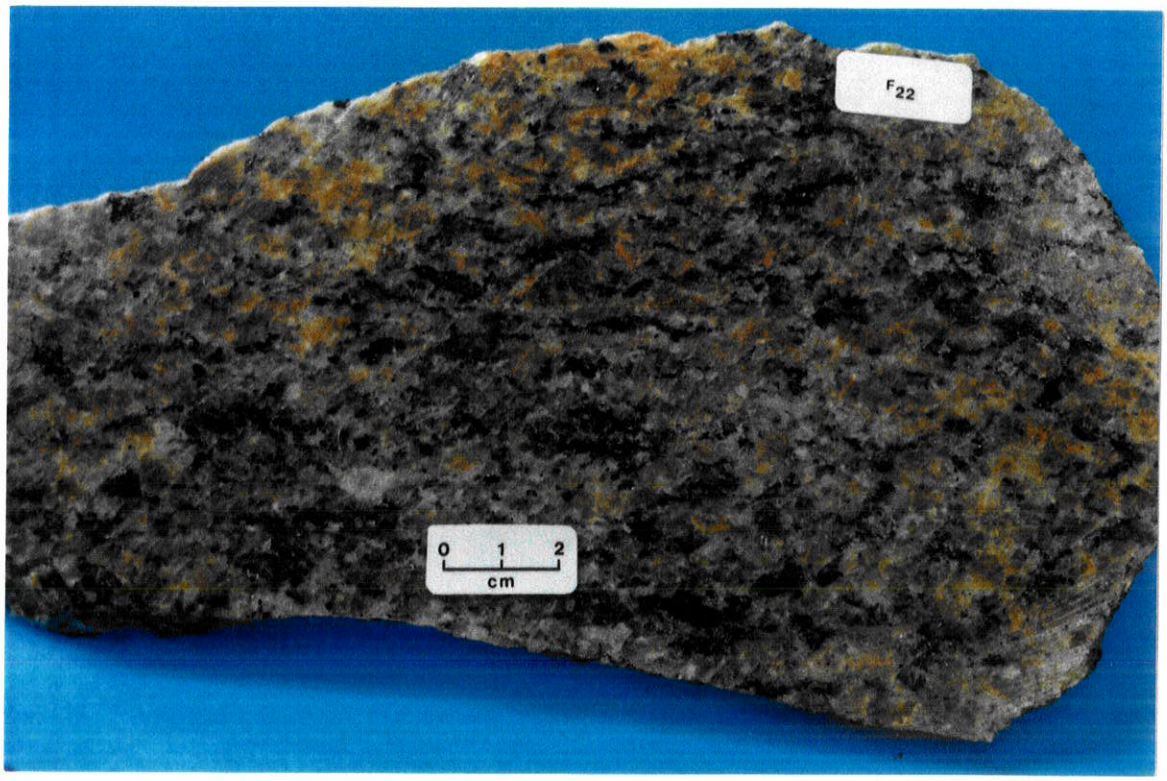


Fotografia 4.9. Monzogranitos inequigranulares da fácies F_{17} (IC≅5), que se distinguem pela relativa abundância de plagioclásio, e pelos cristais de quartzo mais desenvolvidos (Amostra SC-347).



Fotografia 4.10. Monzogranitos porfiríticos da fácies F_{20} (IC≅8), geralmente foliados, e com a matriz relativamente mais fina, rica em quartzo acinzentado (Amostra PH-31C).

Fotografia 4.11. Sienogranitos porfiróides a inequigranulares com IC≅5 (F_{21}), identificados pela coloração avermelhada, estrutura orientada, e granulação média a fina da matriz (Amostra PH-68A).



Fotografia 4.12. Sienogranitos inequigranulares da fácies F_{22}, com IC≅6, reconhecidos essencialmente pela homogeneidade textural e composicional (Amostra PH-154).

adequados, aliada à ausência de trabalhos de campo sistemáticos e detalhados, que são de fundamental importância para o esclarecimento das relações tanto dos granitóides com suas encaixantes, quanto das diferentes unidades de fácies que constituem o batólito.

Exposições em alguns afloramentos possibilitaram a observação de contatos nitidamente intrusivos dos granitóides nas rochas metamórficas atribuídas aos complexos Pinhal e Caconde, além de suas relações com os pequenos corpos intrusivos dos granitos "tipo" Pinhal e, localmente, com os enclaves de rochas máficas.

Por outro lado, contatos diretos entre as diferentes unidades faciológicas do batólito foram observados muito raramente, em função do padrão típico de afloramento dos granitóides, geralmente na forma de matacões. Desta forma, a estratigrafia proposta para o conjunto dos granitóides Pinhal-Ipuiúna ainda é especulativa, e foi estabelecida a partir da seqüência de intrusão dos termos máficos para os félsicos, baseada essencialmente na série de diferenciação definida pelas rochas das unidades reconhecidas no batólito, em analogia à seqüência evolutiva observada em vários complexos similares descritos na literatura (*e.g.* Farmer & DePaolo, 1983; Gromet & Silver, 1987; Silver & Chappel, 1988; Tepper *et al.*, 1993).

Considera-se, assim, que os termos mais antigos seriam também os menos evoluídos, que corresponderiam às rochas da unidade São José da Prata, passando para os tipos intermediários a ácidos da unidade Ipuiúna, para chegar finalmente às rochas tidas como derradeiras e mais diferenciadas, pertencentes à unidade Serra do Pau d'Alho.

Contatos com as Rochas Encaixantes

As rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Pinhal constituem as rochas encaixantes dominantes do batólito, estendendo-se ao longo de seu contato norte, com biotita gnaisses migmatíticos predominando na sua metade ocidental, e ortognaisses de composição granítica a tonalítica acompanhando a inflexão NW da porção oriental. No extremo oeste os granitóides do batólito estão em contato com os monzonitos Maravilha e, contornando a borda sudoeste sucedem-se biotita gnaisses migmatíticos e monzogranitos a granodioritos do Complexo Pinhal, e os granitos migmatíticos "tipo" Pinhal. O contato sul do batólito é identificado pela zona de

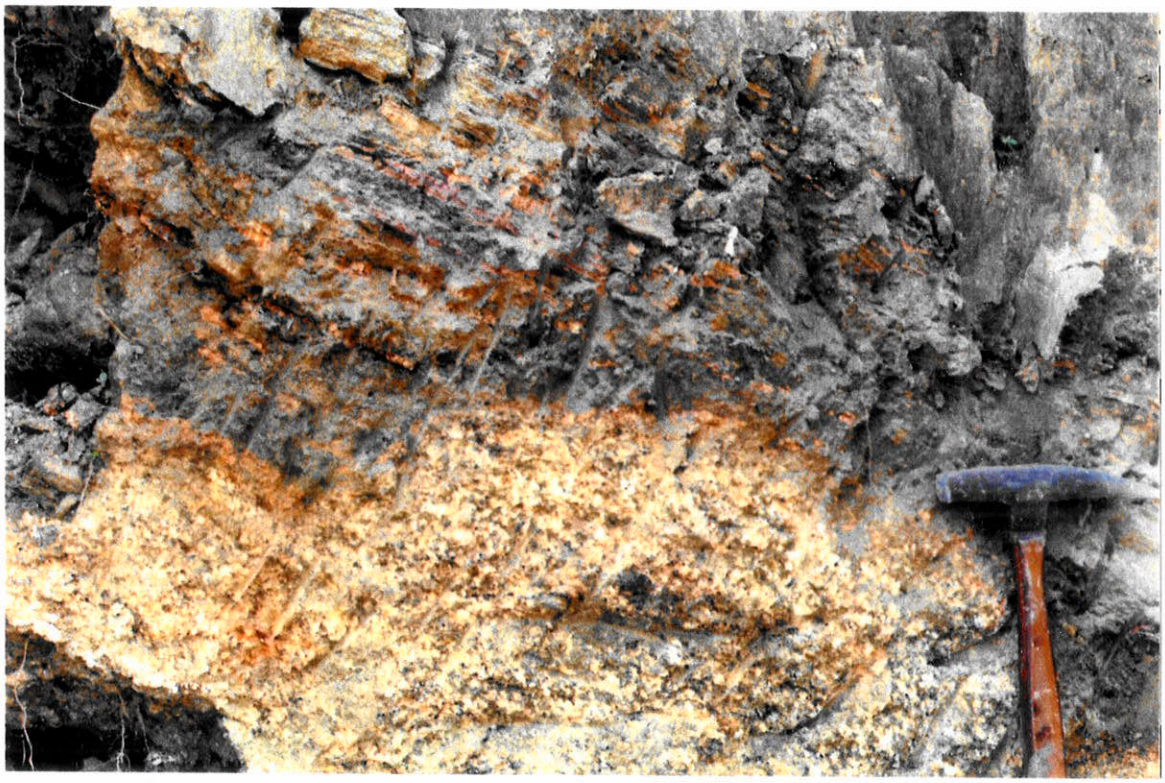
cisalhamento de Jacutinga, que marca o limite sul do Domínio Guaxupé de Janasi & Ulbrich (1985), ou do segmento setentrional da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (Campos Neto, 1985). Volumes discretos de rochas encaixantes ocorrem internamente, nos extremos leste e sul-sudeste, e na porção centro-sul do batólito. As inclusões na metade oriental são de biotita gnaisses migmatíticos; na porção ocidental os biotita gnaisses migmatíticos têm localmente níveis xistosos e intercalações de rochas cálcio-silicáticas (Anexos A e B).

Em geral, os contatos são abruptos, e afloramentos expondo relações de intrusão dos granitóides da unidade Ipuiúna nas rochas encaixantes são encontrados localmente, no contato norte da extensão E-W do batólito, a sudeste de Andradas (pontos PH-105 e PH-106), e na porção centro-sul, na Serra do Grotão (ponto PH-54). Nos dois primeiros afloramentos, quartzo monzonitos da fácies F_7 invadem gnaisses migmatíticos do Complexo Pinhal, truncando ou mesmo colocando-se como leitos decimétricos paralelos à foliação, e englobam xenólitos alongados dos gnaisses encaixantes. Relação semelhante é observada na Serra do Grotão, onde quartzo monzonitos (F_{10}) invadem xistos e gnaisses finos atribuídos ao Complexo Caconde (Foto 4.13). Na borda oeste da inflexão NW do batólito (ponto IU-63) xenólitos alongados de ortognaisses graníticos, mostrando foliação paralela à dos granitóides Ipuiúna (F_7) encaixantes, marcam a zona de contato.

No limite meridional do batólito o contato é tectônico, definido pelo falhamento transcorrente de Jacutinga, que constitui uma faixa milonítica, com ultramilonitos subordinados, que acompanha quase toda a extensão do batólito. Nas proximidades do contato com a faixa milonítica, os "augen-gnaisses" da unidade Ipuiúna tornam-se fitados e se caracterizam pela alternância de níveis de ocelos de feldspato estirados com níveis ricos em minerais máficos.

Contatos Internos

A observação de contatos internos que refletem a estratigrafia adotada para as unidades do batólito, dos termos menos evoluídos para os mais diferenciados, foi registrada somente na porção centro-leste do batólito, num único afloramento (ponto SC-69), a nordeste de São José da Prata (Anexos A e B). Ali, o caráter intrusivo dos monzogranitos (F_{17}) da unidade Serra do Pau d'Alho é evidenciado por um corpo de cerca de um metro de largura, que invade os quartzo



Fotografia 4.13. Contato entre os granitóides Ipuiúna e xistos e gnaisses finos do Complexo Caconde. Quartzo monzonitos (F_{10}; abaixo) invadem as rochas encaixantes, truncando sua foliação (Ponto PH-54).

monzodioritos (F_1) da unidade São José da Prata, truncando a foliação que, embora menos nítida, persiste nos monzogranitos; alinhamento dos megacristais de feldspato alcalino e redução na granulação dos monzogranitos acompanham o contato entre as duas unidades.

Entre as unidades Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho não foram observados contatos diretamente, mas eles devem ser, em geral, abruptos, visto que é comum a ocorrência local de blocos intercalados de rochas relacionadas às duas unidades na porção leste do batólito, próximo a São Bento de Caldas.

Por outro lado, as passagens entre diferentes fácies de uma mesma unidade podem ser gradacionais ou abruptas. Evidências de contatos gradacionais entre fácies da unidade Ipuiúna são observadas no extremo leste do batólito, onde os quartzo monzonitos (F_{12}), que se caracterizam por índices de cor superiores a 15 e estão associados com as maiores ocorrências de rochas máficas, constituem um núcleo em torno da cidade de Ipuiúna, que gradaciona externamente para os monzogranitos e quartzo monzonitos (F_{13} e F_{14}) com índice de cor mais baixo (10-12). Relação similar é observada no outro extremo do maciço, com os monzogranitos (F_8 e F_9) da unidade Ipuiúna, que ocorrem a oeste e noroeste da cidade de Pinhal gradacionando para os quartzo monzonitos mais máficos (F_7), predominantes a norte.

Relações de contato dominantemente abruptas parecem caracterizar as fácies F_{17}, F_{18} e F_{20} da unidade Serra do Pau d'Alho que ocorrem na porção central do maciço, onde é comum a presença de fácies distintas em um mesmo ponto, geralmente aflorando em blocos lado a lado (pontos PH-31, SC-342, SC-343, SC-347).

Relações com o Magmatismo Máfico

A presença de enclaves máficos de granulação fina a média é comum em todas as unidades do batólito, na forma de pequenos corpos centimétricos, arredondados ou alongados segundo a foliação, que podem exibir contatos difusos com o granitóide encaixante. Estes enclaves parecem corresponder, na maioria dos casos, a magmas básicos que se intrudiram e se cristalizaram dentro do magma granitóide, como evidenciado por sua forma, granulação e pela presença local de xenocristais de quartzo e de megacristais de feldspato alcalino, como observado nos

monzogranitos (F_{20}) da unidade Serra do Pau d'Alho (ponto SC-146; Foto 4.14), e nos quartzo monzonitos (F_{12}) da unidade Ipuiúna. Tal feição é mais satisfatoriamente explicada como reflexo da cristalização contemporânea do magma básico (do qual derivam os enclaves) e do magma granitóide hospedeiro (Vernon, 1986).

Evidências de mistura local entre os granitóides e as maiores manifestações de rochas máficas são mais claras na região de Ipuiúna (extremo leste do batólito), onde os quartzo monzonitos (F_{12}) incorporam algum material do magma máfico, e também constituem faixas irregulares que invadem, ou mesmo, se preservam como bolsões em meio às rochas dioríticas.

A presença de rochas máficas, composicionalmente equivalentes àquelas da unidade São José da Prata, é registrada localmente na área urbana da cidade de Ipuiúna (ponto IU-08; Anexos A e B), onde quartzo monzodioritos inequigranulares médios a finos invadem, como apófises irregulares, os quartzo monzonitos (F_{14}) da unidade Ipuiúna.

Rochas monzodioríticas também constituem ocorrências localizadas a nordeste da cidade de Pinhal, na Serra do Bebedouro (pontos PH-65 e PH-68; Anexos A e B). Quartzo monzodioritos escuros, equigranulares finos, invadem e englobam fragmentos dos sienogranitos (F_{16}) da unidade Serra do Pau d'Alho, que se preservam como enclaves angulosos na rocha máfica; afloram nas proximidades (ponto PH-68) como blocos aparentemente independentes, e suas características geoquímicas são ligeiramente distintas daquelas rochas máficas da região de Ipuiúna.

Embora em pequenos volumes, e com características texturais e composicionais ligeiramente distintas, o magmatismo máfico associado aos granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna parece ter caráter recorrente, tendo persistido até a cristalização das rochas mais tardias do maciço, conforme demonstrado pelas rochas máficas contendo xenólitos angulosos dos sienogranitos mais diferenciados da unidade Serra do Pau d'Alho, na região de Pinhal.

Contatos com os Granitos "tipo" Pinhal

As relações de contato mais evidentes são aquelas observadas entre os granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna e os granitos anatéticos "tipo" Pinhal, que invadem localmente todas as unidades do maciço. Constituem diques e bolsões,

Fotografia 4.14. Enclave máfico nos monzogranitos da unidade Serra do Pau d'Alho (F_{20}), com megacristais de feldspato alcalino róseos manteados (bordas brancas) e xenocristais escuros de quartzo (Ponto SC-146).

centimétricos a métricos, geralmente com contatos irregulares, que invariavelmente truncam a foliação dos granitóides encaixantes.

Apresentam variações de coloração (róseos a cinzentos) e textura, desde granitos equigranulares finos, que são preferencialmente intrusivos nos granitóides do extremo oeste do batólito, até granitos equigranulares a inequigranilares médios a finos, que formam pequenos corpos intrusivos nas rochas da porção centro-sul do batólito. Os primeiros podem aparecer como apófises invadindo os quartzo monzonitos (F_7) da unidade Ipuiúna (ponto PH-08), e os últimos constituem corpos totalmente irregulares, freqüentemente intrusivos nos sienogranitos (F_{16}) da unidade Serra do Pau d'Alho.

4.4. Petrografia

Cerca de 190 seções delgadas de rochas granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna e seus enclaves máficos (22), foram estudadas ao microscópio de luz transmitida. Para estudos ao microscópio de luz refletida foram utilizadas 26 seções polidas, que incluíram amostras representativas das principais fácies do maciço.

O estudo microscópico das seções delgadas revelou-se uma tarefa bastante monótona em vista da homogeneidade tanto das composições mineralógicas, quanto das características texturais, invariavelmente mascaradas pela deformação pós-magmática em maior ou menor intensidade que, em grande parte das amostras, obliterou parcialmente as texturas ígneas originais. Desta forma, como destacado anteriormente, as várias fácies reconhecidas nos granitóides do batólito foram individualizadas essencialmente com base em seus aspectos texturais macroscópicos e no teor em minerais máficos.

4.4.1. Análises modais

A granulação predominantemente grossa das rochas do batólito determinou a metodologia utilizada nas análises modais, que foram realizadas em 48 amostras através de contagens em fatias de rochas, complementadas em amostras

representativas de cada fácies pela distinção dos minerais máficos ao microscópio. Análises modais realizadas ao microscópio se restringiram a três amostras das unidades São José da Prata e Ipuiúna, e seis amostras de enclaves máficos.

Os resultados das análises modais são apresentados na Tabela 4.3, com as diversas fácies que constituem o batólito relacionadas em ordem numérica (F_1, F_2, etc), observando-se dentro de cada fácies a proporção crescente de quartzo modal; os dados modais dos enclaves máficos em amostras das unidades São José da Prata, Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho complementam a tabela. Dados mais detalhados para amostras representativas das três unidades do batólito e para os enclaves máficos são apresentados nas Tabelas 4.4, 4.5, 4.6 e 4.7.

Na representação no diagrama Q-A-P (Fig. 4.1) destaca-se o pequeno espalhamento observado na definição da tendência modal das rochas do batólito; as análises modais foram obtidas através de um número significativo de pontos contados por amostra (Tab. 4.3), de sorte que sua distribuição deve refletir uma situação real, que é confirmada pelos dados químicos, conforme discutido no capítulo subseqüente.

As variações modais mais significativas nas proporções relativas de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo são observadas nas unidades São José da Prata e Ipuiúna, representadas respectivamente, pelos intervalos composicionais definidos por quartzo monzodioritos - quartzo monzonitos - quartzo sienitos e quartzo monzodioritos - quartzo monzonitos - monzogranitos. A unidade Serra do Pau d'Alho mostra um caráter mais uniforme e sua composição se restringe ao campo dos granitos *s.s.*, com predomínio de sienogranitos sobre monzogranitos (Tab. 4.3; Fig. 4.1).

Na unidade São José da Prata os minerais máficos são representados essencialmente por hornblenda e biotita, esta última derivada, em parte, do anfibólio, e mais raramente por traços de clinopiroxênio, quase totalmente transformado em anfibólio. Nas amostras mais deformadas (SC-333, IU-91; Tab. 4.4) a substituição de anfibólio por biotita é mais pronunciada, uma relação também válida para algumas amostras da unidade Ipuiúna (PH-138, PH-01, IU-16B; Tab. 4.5), onde a biotita, quase sempre predominante, é, em parte, derivada da transformação do anfibólio.

Tabela 4.3. Análises modais de rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna e seus enclaves máficos, em fatias de rochas ou lâminas delgadas.

Fácies Amostra	F_1 SC-42	F_1 SC-333	F_1 SC-158C	F_2 IU-104	F_2 IU-24	F_3 SC-337
Quartzo	10,2	8,7	7,7	13,3	11,8	13,5
Feldspato Alcalino	20,1	10,8	12,0	14,8	15,7	35,9
Plagioclásio	50,2	57,3	58,6	54,1	54,3	30,7
Máficos	19,5	23,1	21,7	17,7	18,2	19,9
Total	100,0	99,9	100,0	99,9	100,0	100,0
Nº de Pontos	1.273	1.070	1.120	750	1.805	2.300*
Área (cm^2)	203	171	180	120	289	nd

Fácies Amostra	F_4 SC-57	F_6 IU-91	F_7 PH-140A	F_7 CD-01	F_7 PH-145	F_7 PH-165
Quartzo	9,3	14,7	16,4	15,8	15,4	13,4
Feldspato Alcalino	12,1	52,5	29,2	28,4	25,0	29,4
Plagioclásio	47,8	25,6	39,4	40,3	41,2	42,2
Máficos	30,7	7,1	15,0	15,4	18,4	15,0
Total	99,9	99,9	100,0	99,9	100,0	100,0
Nº de Pontos	1.881*	1.251	1.740	816	2.040	1.710
Área (cm^2)	nd	200	278	130	327	273

Fácies Amostra	F_7 PH-02A	F_8 PH-01	F_8 PH-138	F_8 PH-153	F_9 PH-146	F_{10} PH-54
Quartzo	11,7	20,0	16,2	15,3	18,8	11,7
Feldspato Alcalino	30,1	34,7	37,0	35,5	34,0	33,0
Plagioclásio	41,1	36,0	38,0	40,4	39,2	38,8
Máficos	17,1	9,3	8,8	8,8	8,0	16,5
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Nº de Pontos	1.640	2.997	3.806	4.456	4.282	2.100*
Área (cm^2)	263	479	608	713	684	nd

Tabela 4.3. Continuação.

Fácies Amostra	F_{11} PH-85A	F_{12} IU-16B	F_{12} IU-15C	F_{12} IU-07A	F_{12} IU-88	F_{12} IU-06C
Quartzo	8,6	16,9	16,1	14,7	14,4	14,2
Feldspato Alcalino	19,1	25,1	30,6	32,0	27,5	32,4
Plagioclásio	52,8	40,8	38,2	36,3	39,1	38,0
Máficos	19,4	17,1	15,1	17,0	18,9	15,4
Total	99,9	99,9	100,0	100,0	99,9	100,0
Nº de Pontos	560	4.287	1.281	1.637	2.454	1.837
Área (cm^2)	90	686	205	262	392	294

Fácies Amostra	F_{13} IU-08A	F_{13} IU-102	F_{13} IU-12A	F_{14} IU-28C	F_{14} IU-08B	F_{16} SC-29
Quartzo	21,7	20,5	18,9	16,9	15,7	26,8
Feldspato Alcalino	29,1	36,7	34,3	25,9	26,4	52,8
Plagioclásio	38,0	30,5	36,1	45,5	47,8	14,5
Máficos	11,2	12,3	10,7	11,6	10,1	5,9
Total	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0
Nº de Pontos	2.043	1.653	3.579	2.922	1.392	3.422
Área (cm^2)	327	264	572	467	223	547

Fácies Amostra	F_{16} PH-136	F_{17} SC-343A	F_{17} SC-347	F_{18} SC-342	F_{18} SC-149A	F_{18} SC-343B
Quartzo	25,9	25,6	25,4	25,8	21,7	21,4
Feldspato Alcalino	53,8	43,0	44,9	45,2	45,4	47,4
Plagioclásio	15,2	26,9	24,5	22,1	24,9	24,5
Máficos	5,1	4,5	5,1	6,8	8,0	6,6
Total	100,0	100,0	99,9	99,9	100,0	99,9
Nº de Pontos	2.277	4.600	3.800	1.822	3.271	1.726
Área (cm^2)	364	736	608	291	523	276

Fácies Amostra	F_{18} SC-206	F_{19} SC-344	F_{20} SC-146	F_{20} PH-31C	F_{20} PH-34	F_{20} PH-199
Quartzo	20,7	23,0	24,7	23,7	21,9	18,5
Feldspato Alcalino	49,3	27,7	38,8	40,8	39,8	40,3
Plagioclásio	22,6	36,8	29,1	26,8	27,8	32,4
Máficos	7,4	12,5	8,8	8,7	10,5	8,8
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Nº de Pontos	840	897	2.282	2.560	2.080	1.977
Área (cm^2)	134	143	365	410	333	316

Tabela 4.3. Continuação.

Fácies Amostra	F_{21} PH-87A	F_{21} PH-89A	F_{21} PH-91A	F_{21} PH-68A	F_{22} PH-143	F_{22} PH-154
Quartzo	27,4	23,1	22,5	22,1	24,0	23,7
Feldspato Alcalino	55,7	46,6	49,0	56,4	49,2	50,6
Plagioclásio	13,1	25,2	24,1	16,3	20,7	19,5
Máficos	3,7	5,1	4,4	5,1	6,0	6,2
Total	99,9	100,0	100,0	99,9	99,9	100,0
Nº de Pontos	745	2.471	1.595	2.450	3.221	4.455
Área (cm^2)	119	395	255	392	515	712

Fácies Amostra	F_{22} PH-147	F_{22} PH-144A	F_{23} PH-158C
Quartzo	22,5	21,5	18,2
Feldspato Alcalino	49,3	51,0	54,6
Plagioclásio	23,0	20,3	18,9
Máficos	5,1	7,1	8,3
Total	99,9	99,9	100,0
Nº de Pontos	3.356	1.727	1.937
Área (cm^2)	537	276	310

Enclaves Máficos Amostra	SJP# SC-158B	IPU# IU-17A	IPU# PH-164B	IPU# IU-17	IPU# IU-15A	SPA# PH-68B
Quartzo	1,4	9,6	9,2	8,0	7,9	6,3
Feldspato Alcalino	0,5	1,7	4,0	0,5	2,4	6,7
Plagioclásio	47,7	44,1	56,5	39,9	41,3	45,6
Máficos	50,3	44,6	30,3	51,5	48,4	41,4
Total	99,9	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0
Nº de Pontos	2.200*	1.860*	1.850*	1.620*	1.560*	1.870*

Abreviações e simbologia utilizadas:

* Número de pontos obtidos em lâminas delgadas.

SJP# - Unidade São José da Prata.

IPU# - Unidade Ipuiúna.

SPA# - Unidade Serra do Pau d'Alho.

nd = não determinado.

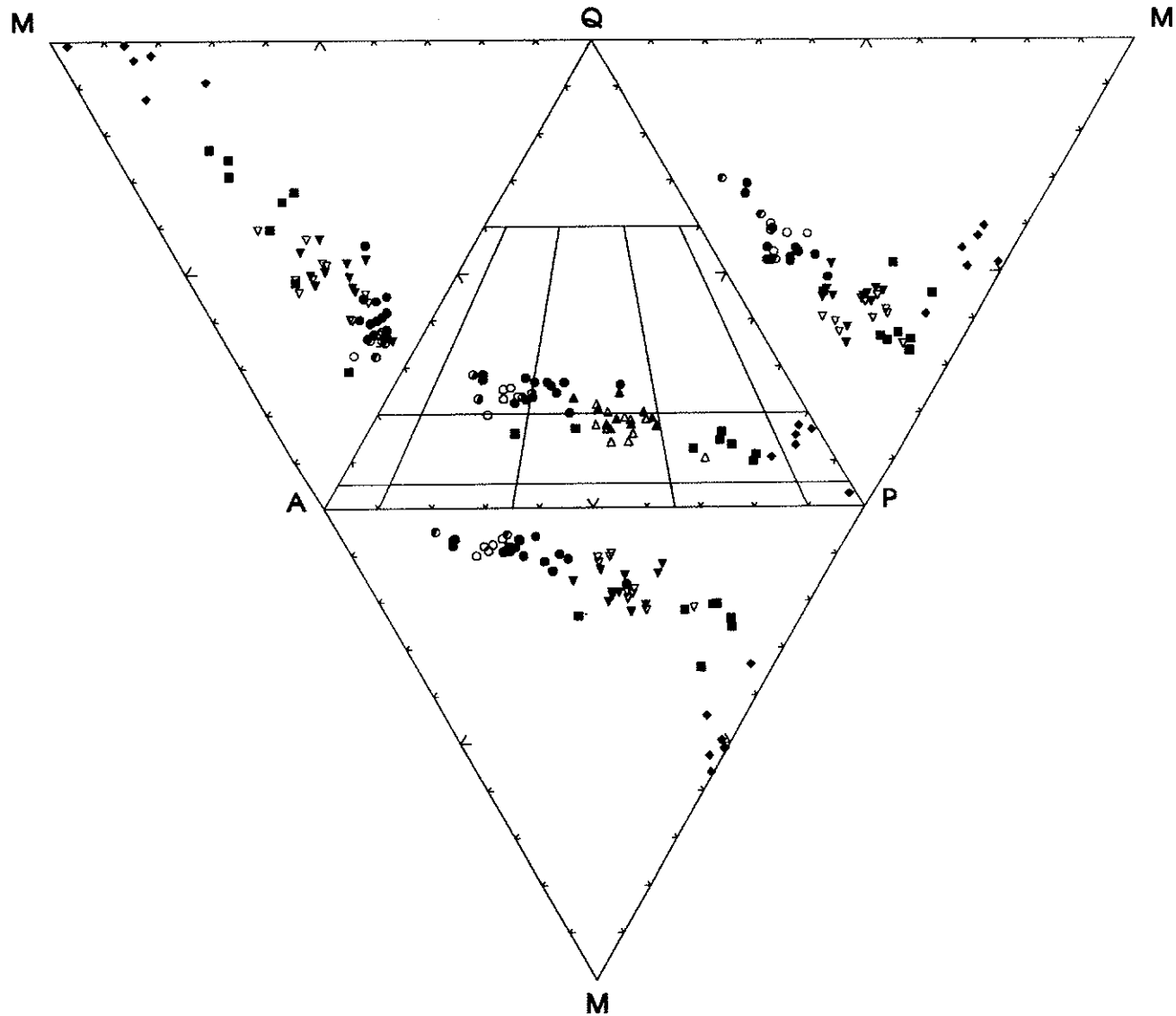


Figura 4.1. Diagrama modal Q-A-P-M para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna. Símbolos: Unidade São José da Prata=quadrados; Unidade Ipuiúna: triângulos cheios=fácies F_{12}, F_{13} e F_{14}, triângulos vazios=fácies F_7, F_8, F_9 e F_{11}; Unidade Serra do Pau d'Alho: círculos cheios=fácies F_{16}, F_{17}, F_{19} e F_{20}, círculos semi-cheios=fácies F_{21}, círculos vazios=fácies F_{22} e F_{23}; Enclaves Máficos=losangos.

Na unidade Serra do Pau d'Alho a biotita é largamente predominante entre os minerais máficos. Nas poucas amostras onde ocorre hornblenda é também comum sua transformação em biotita, indicando proporções de minerais máficos complementares (PH-158A/C, PH-154, PH-68A; Tab. 4.6).

Os minerais acessórios, comuns a todas as unidades, incluem opacos, apatita, titanita, allanita e zircão. Em algumas fácies da unidade Ipuiúna as proporções de epidoto e titanita secundários podem atingir cerca de 0,7% (PH-54, IU-16B) e 0,8% (IU-07A), respectivamente (Tab. 4.5). Em algumas amostras da unidade Serra do Pau d'Alho observa-se titanita primária que pode alcançar até 0,8% (SC-344); eventualmente, allanita pode se constituir em acessório abundante (SC-347; Tab. 4.6).

Os enclaves máficos que ocorrem como pequenos corpos centimétricos nos granitóides das unidades São José da Prata (SC-158B), Ipuiúna da região de Pinhal (PH-164B) e Serra do Pau d'Alho (PH-68B), apresentam composições diorítica, quartzo diorítica e quartzo monzodiorítica, respectivamente, e têm hornblenda e biotita como minerais máficos principais. Já aqueles enclaves dioríticos que constituem ocorrências mapeáveis na região de Ipuiúna (IU-17, IU-17A, IU-15A; Tab. 4.7) se caracterizam pela presença de clinopiroxênio, em proporções subordinadas, ao lado de hornblenda e biotita.

As análises modais dos granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna (Tab. 4.3), representadas nos diagramas triangulares múltiplos Q-A-P-M da Figura 4.1 evidenciam que os tipos petrográficos identificados nas diferentes unidades caracterizam um conjunto de rochas com uma variabilidade petrográfica consistente, praticamente contínua, que inclui algumas amostras dos enclaves máficos dioríticos a quartzo monzodioríticos e se estende até sienogranitos, em que pesem as variações faciológicas presentes dentro de cada unidade. No diagrama Q-A-P estas rochas definem uma tendência composicional equivalente à da série cálcio-alcalina de alto-K de Lameyre & Bowden (1982), que é caracterizada pelo aumento progressivo de feldspato alcalino e quartzo (e conseqüente relação inversa de plagioclásio e minerais máficos), estabelecido pela seqüência de rochas identificadas inicialmente por alguns enclaves máficos e sucessivamente pelas unidades São José da Prata, Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho. Os enclaves máficos da unidade Ipuiúna se deslocam ligeiramente da tendência principal, em função do maior teor em quartzo.

Tabela 4.4. Análises modais de rochas da unidade São José da Prata em fatias de rochas (FR) integradas com contagens de máficos em lâminas delgadas (LD), ou somente em lâminas delgadas.

Fácies Amostra	F_1 SC-42	F_1 SC-333	F_1 SC-158C	F_2 IU-104	F_2 IU-24
Quartzo	10,2	8,7	7,7	13,3	11,8
Feldspato Alcalino	20,1	10,8	12,0	14,8	15,7
Plagioclásio	50,2	57,3	58,6	54,1	54,3
Hornblenda	9,4	6,0	9,2	7,8	8,5
Biotita	6,1	11,9	8,0	7,0	5,8
Clinopiroxênio	tr	nd	nd	nd	tr
Opacos	2,6	2,9	2,9	1,9	2,7
Apatita	1,0	1,4	1,3	0,9	1,2
Outros*	0,4	0,9	0,3	0,1	tr
Total	100,0	99,9	100,0	99,9	100,0
Índice de Cor	19,5	23,1	21,7	17,7	18,2
Nº Pontos (FR)	1.273	1.070	1.120	750	1.805
Área (cm^2)	203	171	180	120	289
Nº Pontos (LD)	1.200	1.280	1.110	1.015	1.330

Fácies Amostra	F_3 SC-337	F_4 SC-57	F_6 SC-91
Quartzo	13,5	9,3	14,7
Feldspato Alcalino	35,9	12,1	52,5
Plagioclásio	30,7	47,8	25,6
Hornblenda	7,5	12,0	1,1
Biotita	8,7	14,2	3,9
Clinopiroxênio	nd	nd	nd
Opacos	2,5	3,2	1,5
Apatita	0,6	1,1	0,3
Outros*	0,6	0,2	0,3
Total	100,0	99,9	99,9
Índice de Cor	19,9	30,7	7,1
Nº Pontos (FR)	nd	nd	1.251
Área (cm^2)	nd	nd	200
Nº Pontos (LD)	2.300	1.881	430

* Titanita, epidoto, allanita, zircão.
nd = não detectado/não determinado.
tr = traços.

Tabela 4.5. Análises modais de rochas da unidade Ipuiúna em fatias de rochas (FR) integradas com contagens de máficos em lâminas delgadas (LD), ou somente em lâminas delgadas.

Fácies Amostra	F_7 PH-145	F_7 PH-165	F_8 PH-01	F_8 PH-138	F_9 PH-146	F_{10} PH-54
Quartzo	15,4	13,4	20,0	16,2	18,8	11,7
Feldspato Alcalino	25,0	29,4	34,7	37,0	34,0	33,0
Plagioclásio	41,2	42,2	36,0	38,0	39,2	38,8
Biotita	8,7	5,5	7,2	6,1	5,7	9,0
Hornblenda	6,8	6,5	0,5	0,3	nd	3,8
Opacos	1,6	1,7	0,9	1,1	1,5	1,5
Apatita	0,7	0,8	0,4	0,5	0,4	0,4
Titanita	0,2	tr	0,1	0,5	nd	0,7
Epidoto	0,4	0,4	0,2	0,2	0,1	0,7
Outros*	tr	tr	tr	0,1	0,3	0,4
Total	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0
Índice de Cor	18,4	15,0	9,3	8,8	8,0	16,5
Nº Pontos (FR)	2.040	1.710	2.997	3.806	4.282	nd
Área (cm^2)	327	273	479	608	684	nd
Nº Pontos (LD)	1.260	1.020	1.180	710	500	2.100

Fácies Amostra	F_{11} PH-85A	F_{12} IU-16B	F_{12} IU-07A	F_{13} IU-12A	F_{14} IU-28C
Quartzo	8,6	16,9	14,7	18,9	16,9
Feldspato Alcalino	19,1	25,1	32,0	34,3	25,9
Plagioclásio	52,8	40,8	36,3	36,1	45,5
Biotita	6,2	10,9	9,0	6,2	6,2
Hornblenda	9,3	2,7	4,3	2,5	3,3
Opacos	2,3	1,9	1,7	1,3	1,3
Apatita	1,1	0,8	0,9	0,5	0,6
Titanita	tr	tr	0,8	nd	tr
Epidoto	0,4	0,7	0,1	0,1	tr
Outros*	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2
Total	99,9	99,9	100,0	100,0	99,9
Índice de Cor	19,4	17,1	17,0	10,7	11,6
Nº Pontos (FR)	560	4.287	1.637	3.579	2.922
Área (cm^2)	90	686	262	572	467
Nº Pontos (LD)	2.275	1.430	980	870	2.340

* Allanita, Zircão.
nd = não detectado/não determinado.
tr = traços.

Tabela 4.6. Análises modais de rochas da unidade Serra do Pau d'Alho, em fatias de rochas (FR) integradas com contagens de máficos em lâminas delgadas (LD).

Fácies Amostra	F_{16} SC-29	F_{16} PH-136	F_{17} SC-347	F_{18} SC-149A	F_{19} SC-344	F_{20} SC-146	F_{20} PH-31C
Quartzo	26,8	25,9	25,4	21,7	23,0	24,7	23,7
Feldspato Alcalino	52,8	53,8	44,9	45,4	27,7	38,8	40,8
Plagioclásio	14,5	15,2	24,5	24,9	36,8	29,1	26,8
Biotita	4,6	3,9	3,0	5,8	10,0	5,4	6,1
Hornblenda	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Opacos	1,0	1,0	1,6	1,1	1,1	1,1	1,6
Apatita	0,2	0,1	0,2	0,4	0,6	0,5	0,2
Titanita	tr	tr	0,1	0,5	0,8	tr	0,1
Outros*	0,1	0,1	0,2#	0,2	tr	tr	0,1
Total	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	100,0
Índice de Cor	5,9	5,1	5,1	8,0	12,5	7,4	8,7
Nº Pontos (FR)	3.422	2.277	3.800	3.271	897	2.282	2.560
Área (cm^2)	547	364	608	523	143	365	410
Nº Pontos (LD)	362	430	275	890	1.020	580	915

Fácies Amostra	F_{20} PH-199	F_{21} PH-87A	F_{21} PH-68A	F_{22} PH-143	F_{22} PH-154	F_{23} PH-158C
Quartzo	18,5	27,4	22,1	24,0	23,7	18,2
Feldspato Alcalino	40,3	55,7	56,4	49,2	50,6	54,6
Plagioclásio	32,4	13,1	16,3	20,7	19,5	18,9
Biotita	7,4	2,9	3,1	4,3	4,0	4,8
Hornblenda	nd	tr	0,9	nd	0,2	1,5
Opacos	0,8	0,5	0,8	1,4	1,4	1,5
Apatita	0,3	0,1	0,2	0,2	0,2	0,4
Titanita	0,1	0,2	tr	tr	tr	tr
Outros*	0,1	tr	0,1	0,1	0,4#	0,1
Total	100,0	99,9	99,9	99,9	100,0	100,0
Índice de Cor	8,8	3,7	5,1	6,0	6,2	8,3
Nº Pontos (FR)	1.977	745	2.450	3.221	4.455	1.937
Área (cm^2)	316	119	392	515	712	310
Nº Pontos (LD)	1.295	710	270	200	360	770

* Zircão, epidoto, allanita.
\# Principalmente allanita.
nd = não detectado.
tr = traços.

Tabela 4.7. Análises modais dos enclaves máficos do Batólito Pinhal-Ipuiúna, em lâminas delgadas.

Unidade Amostra	SJP SC-158B	IPU IU-17	IPU IU-17A	IPU IU-15A	IPU PH-164B	SPA PH-68B
Quartzo	1,4	6,3	9,6	7,9	9,2	6,3
Feldspato Alcalino	0,5	0,5	1,7	2,4	4,0	6,7
Plagioclásio	47,7	42,0	44,1	41,3	56,5	45,6
Hornblenda	26,4	7,4	20,5	18,8	10,9	12,2
Biotita	16,0	30,0	17,0	18,7	16,7	22,8
Clinopiroxênio	nd	6,5	0,2	4,5	nd	nd
Opacos	5,4	5,2	4,7	4,4	1,6	4,2
Apatita	2,4	2,1	2,1	1,9	0,6	1,8
Outros*	0,1	tr	tr	0,1	0,5	0,4
Total	99,9	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0
Índice de cor	50,3	51,2	44,5	48,4	30,3	41,4
Nº de Pontos	2.200	1.620	1.860	1.560	1.850	1.870

* Epidoto, titanita.
nd = não detectado.
tr = traços.

4.4.2. Unidade São José da Prata

As rochas desta unidade se caracterizam pela composição intermediária e se distribuem em seis fácies distintas em função de seus aspectos texturais particulares (F_1 a F_6; Tabs. 4.1, 4.2 e 4.3). Predominam quartzo monzodioritos porfiríticos, com termos equigranulares a inequigranulares e quartzo monzonitos porfiríticos subordinados, sempre com alto índice de cor (20 a 30); quartzo sienitos porfiríticos pobres em minerais máficos ocorrem localmente.

No diagrama modal Q-A-P (Fig. 4.2) as rochas quartzo monzodioríticas das fácies F_1, F_2 e F_4 mostram uma composição relativamente homogênea, com pequenas diferenças no que se refere ao conteúdo de quartzo e minerais máficos, refletindo a variação faciológica identificada inicialmente pelos aspectos texturais macroscópicos (Tabs. 4.3 e 4.4). Os quartzo monzonitos F_3 se distinguem pela riqueza em feldspato alcalino, mas preservam o elevado teor em minerais máficos, enquanto os quartzo sienitos F_6, mais claros, fogem à tendência modal das rochas da unidade. Os enclaves microgranulares escuros, encontrados principalmente na fácies F_1, tem composição diorítica, com os minerais máficos atingindo teores da ordem de 50%.

A composição mineralógica é praticamente comum a todas as fácies, destacando-se algumas variações com relação aos minerais máficos e acessórios, e à intensidade dos processos de alteração e deformação; os principais aspectos petrográficos e mineralógicos individuais das diferentes fácies são relacionados na Tabela 4.8.

Quartzo monzodioritos

As fácies porfiríticas são representadas por (clinopiroxênio)-biotita-hornblenda quartzo monzodioritos que se caracterizam por uma proporção de megacristais de feldspato alcalino em torno de 15%. Na fácies F_1, o feldspato alcalino é cinzento e a matriz equigranular a inequigranular dominantemente média, e em F_2 o feldspato alcalino é róseo e a matriz é equigranular média a fina. A textura porfirítica é definida por megacristais de feldspato alcalino esparsos, tabulares (2-3 x 1-1,5 cm) ou mesmo, nas amostras mais intensamente foliadas, ocelares (1,5 x 0,5-0,8 cm).

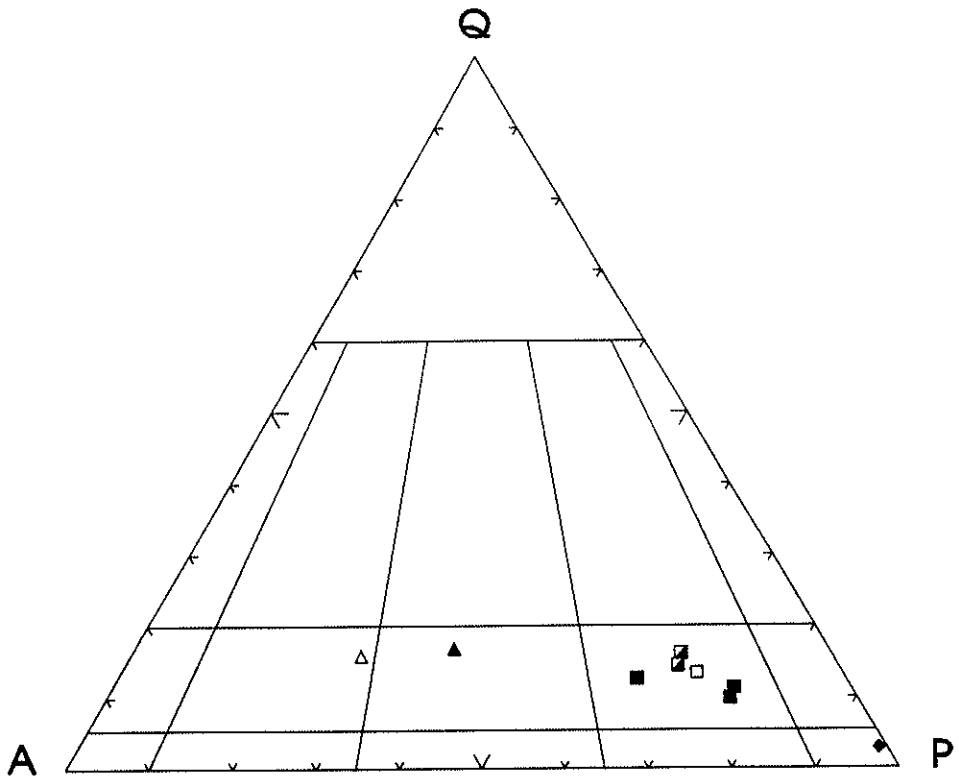


Figura 4.2. Diagrama modal Q-A-P para as rochas da unidade São José da Prata. Símbolos: quadrados cheios=quartzo monzodioritos F_1; quadrados semi-cheios=quartzo monzodioritos F_2; triângulos cheios=quartzo monzonitos F_3; quadrados vazios=quartzo monzodioritos F_4; triângulos vazios=quartzo sienitos F_6; losangos=enclaves máficos.

Tabela 4.8. Síntese dos principais aspectos mineralógicos das rochas da unidade São José da Prata.

FÁCIES	CLASSIFIC. MODAL	PLAGIO-CLÁSIO	MINERAIS MÁFICOS	ACESSÓRIOS	ALTERAÇÕES
F_1	Quartzo monzo-diorito	Matriz: An_{39-32}	Hornblenda + biotita castanha ± clinopiro-xênio	Opacos (ilme+mag+pir+cpir), apatita e zircão; allanita subidiomórfica comum; titanita secundária local abundante.	Sericitização local intensa de megacristais de plagioclásio formando muscovita; transformação local de hornblenda em biotita + epidoto microgranular + opacos; clinopiroxênio intensamente uralitizado.
F_2	Quartzo monzo-diorito	Matriz: An_{43-38}	Hornblenda + biotita castanha + clinopiro-xênio	Opacos (ilme+mag+pir+cpir), apatita e zircão; rara titanita secundária.	Sericitização moderada de plagioclásio; transformação local de hornblenda em biotita + epidoto microgranular + opacos; uralitização intensa de clinopiroxênio.
F_3	Quartzo monzo-nito	Matriz: An_{43-30}	Biotita castanha + hornblenda.	Opacos, apatita e zircão; titanita secundária comum.	Sericitização moderada de plagioclásio; passagem pronunciada de hornblenda para biotita + epidoto microgranular + opacos.
F_4	Quartzo monzo-diorito	An_{41-39}	Biotita castanha + hornblenda.	Opacos(mag+ilme+pir),apatita e zircão.	Leve sericitização pontual dos feldspatos; freqüente transformação de hornblenda em biotita + epidoto microgranular + opacos.
F_5	Quartzo monzo-diorito	nd	Biotita castanha.	Opacos e apatita; titanita secundária comum.	Sericitização generalizada dos feldspatos e saussuritização local do plagioclásio; biotita totalmente cloritizada associada a abundante epidoto secundário.
F_6	Quartzo sienito	nd	Biotita castanha + hornblenda.	Opacos, apatita e zircão; titanita secundária em cristais bem desenvolvidos.	Sericitização moderada de feldspato alcalino e intensa de plagioclásio; passagem freqüente de hornblenda para biotita + epidoto microgranular + opacos; cloritização generalizada de biotita.

Abreviações utilizadas: ilme=ilmenita; mag=magnetita; pir=pirita; cpir=calcopirita.
nd=não determinado.

Megacristais prismáticos de plagioclásio são ocasionais na fácies F_1, e podem atingir 1,5 cm (Fotos 4.1 e 4.2).

Hornblenda-biotita quartzo monzodioritos caracterizam a fácies F_4, cujo aspecto homogêneo é dado pela textura equigranular média e pela distribuição regular dos minerais máficos, que atingem proporções da ordem de 30%. Sua composição é idêntica à dos quartzo monzodioritos porfiríticos, conquanto não tenha sido identificada a presença de clinopiroxênio nas amostras estudadas.

Já os biotita quartzo monzodioritos inequigranulares (F_5) se distinguem pela estrutura fortemente orientada que, em amostra de mão, parece constituir níveis descontínuos, onde os cristais ou agregados de cristais de feldspato estirados são envolvidos pelos minerais máficos, representados essencialmente por biotita.

Ao microscópio, a textura reflete processos magmáticos de recristalização, identificados pela presença constante de agregados granoblásticos finos de cristais ($\leq$1 mm) de quartzo + plagioclásio $\pm$ biotita contornando os grãos mais desenvolvidos de feldspato alcalino, que podem preservar parcialmente o hábito original, mas mostram os contornos dominantemente irregulares. Na fácies F_5 a recristalização mais pronunciada e a intensa deformação mascaram totalmente a textura original.

O plagioclásio é o constituinte dominante, geralmente em cristais subidiomórficos a xenomórficos de 1 a 6 mm, apresentando geminações periclina, albita ou albita/Carlsbad. Nos cristais mais desenvolvidos, zonados e tabulares alongados ou não, a geminação periclina normalmente é perceptível somente em porções localizadas de suas bordas; são freqüentes inclusões de quartzo, biotita, apatita e opacos. Intercrescimento antipertítico é bastante comum: microclínio, com geminação em grade característica, aparece como pequenas manchas ou veios irregulares acompanhando a orientação cristalográfica do plagioclásio hospedeiro. Plagioclásio mirmequítico pós-magmático bordeja ou é parcialmente incluído nos megacristais de feldspato alcalino. Megacristais prismáticos alongados de plagioclásio, ocasionais na fácies F_1, mostram lamelas de geminação recurvadas, fraturas preenchidas por minerais opacos, e inclusões de biotita, hornblenda, quartzo e plagioclásio neoformado, com geminação albita.

Nas fácies porfiríticas (F_1 e F_2) o feldspato alcalino, com pertitas em lentes, ocorre mais comumente como fragmentos de megacristais tabulares, com contornos irregulares e corroídos e geminação em grade típica (microclínio), por vezes deformada. As inclusões se dispõem de forma aleatória e são de quartzo, hornblenda, biotita, minerais opacos, apatita e, principalmente, plagioclásio com geminação albita algo sericitizado, ou mirmequítico.

Microclínio xenomórfico (1 a 3 mm), por vezes com a geminação difusa e pertitas distribuídas em finas lentes, caracteriza a matriz das fácies porfiríticas e a maioria do feldspato alcalino dos quartzo monzodioritos equigranulares; nestes últimos, raros cristais mais desenvolvidos (3 a 6 mm), micropertíticos e com geminação Carlsbad ou sem geminação, parecem constituir relictos do feldspato alcalino original.

O quartzo, em cristais xenomórficos intersticiais, de 1 a 3 mm, fraturados e com marcante extinção ondulante, pode se subdividir em grãos menores ou mostrar-se estirado segundo a foliação; em menor proporção, associa-se ao plagioclásio nos agregados microcristalinos.

Hornblenda e biotita são os minerais máficos principais: a primeira predomina nas fácies porfiríticas (F_1 e F_2), onde aparece o clinopiroxênio; proporções equivalentes e complementares caracterizam os termos equigranulares (F_4), enquanto biotita é o único máfico presente nas amostras estudadas da fácies F_5.

Hornblenda, com pleocroísmo verde a castanho claro, e em cristais subidiomórficos a xenomórficos de até 4 mm, com geminação simples eventual, contêm inclusões relativamente abundantes de apatita, minerais opacos, biotita, quartzo e, mais raramente, plagioclásio e zircão. Distribui-se homogeneamente pela rocha, freqüentemente constituindo agregados com biotita e minerais opacos; reações de transformação para biotita são comuns, geralmente acompanhadas pelo aparecimento de epidoto secundário.

Nos agregados máficos ocorrem raros fragmentos de grãos de clinopiroxênio xenomórfico, de 1 a 2 mm, muito fraturados, que parecem constituir núcleos quase totalmente substituídos por anfibólio, em reações que foram

acompanhadas pelo surgimento de inclusões de quartzo e minerais opacos no anfibólio.

Biotita castanha escura a clara está invariavelmente associada ao anfibólio, por vezes assumindo proporções superiores (Tab. 4.4). Aparece em lamelas de, no máximo, 2 mm e inclui cristais de apatita, minerais opacos e zircão. Nos quartzo monzodioritos inequigranulares (F_5) a biotita está invariavelmente cloritizada, em lamelas que não excedem 1 mm, comumente estiradas segundo a foliação, ou formando agregados onde é freqüente a presença de epidoto secundário.

Os acessórios mais abundantes são os minerais opacos e a apatita; zircão é comum e allanita ocorre somente nas fácies porfiríticas; epidoto e titanita secundários complementam a mineralogia.

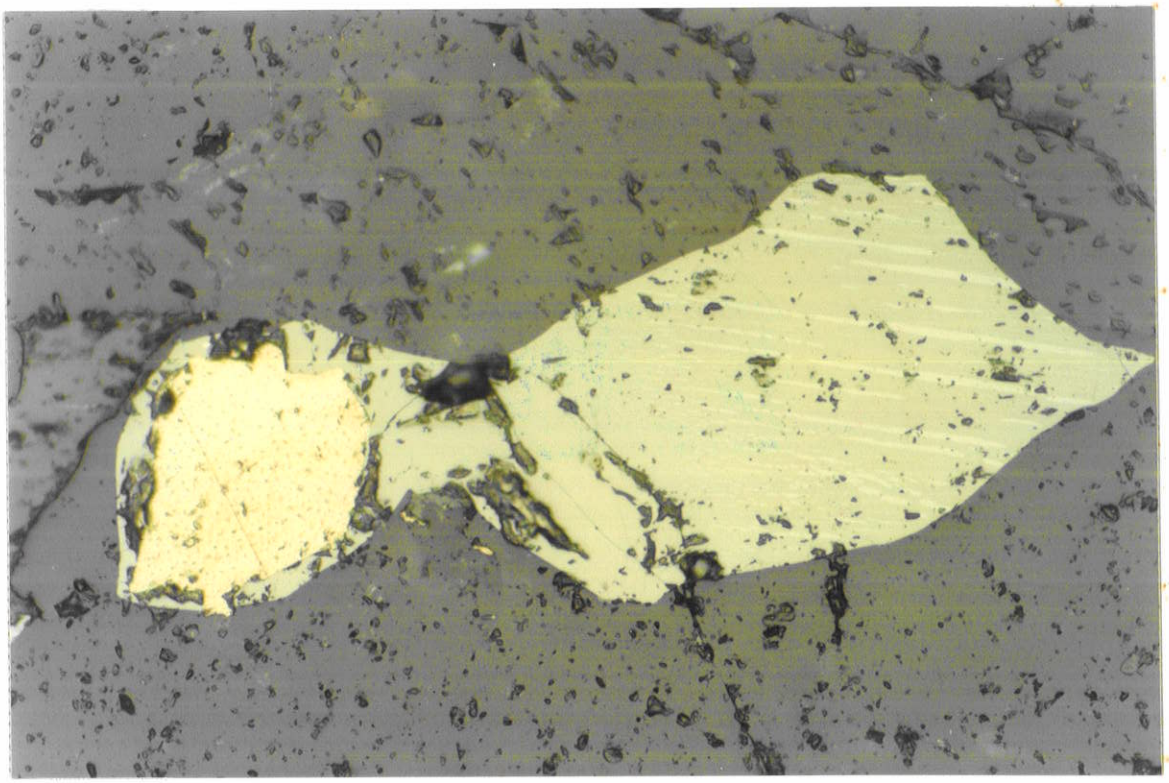
Os minerais opacos ocorrem associados aos agregados máficos e são representados principalmente por ilmenita, com proporções de hematita lamelar de até 20%, e magnetita, em quantidade subordinada nos termos porfiríticos e equivalentes na fácies equigranular; traços de pirita e calcopirita são freqüentes (Fotomicrografia 4.1).

Apatita prismática associa-se aos agregados de minerais máficos; zircão e allanita são inclusões raras e formam halos pleocróicos nos minerais máficos. Titanita secundária é mais comum constituindo anéis em torno dos minerais opacos, e raramente ocorre em cristais individuais, enquanto epidoto forma agregados finos, associados às reações de transformação do anfibólio.

Quartzo monzonitos

As rochas quartzo monzoníticas (F_3) da unidade São José da Prata caracterizam-se pela textura porfirítica, onde os megacristais de feldspato alcalino alcançam proporções equivalentes a 35%. Estes são tabulares alongados a ocelares, com tamanhos médios de 1-2 x 0,5-0,8 cm, sempre com geminação Carlsbad e inclusões máficas, e se dispõem segundo a orientação da rocha numa matriz equigranular média.

São representados por hornblenda-biotita quartzo monzonitos que mantêm os aspectos texturais e composicionais peculiares às rochas porfiríticas desta



Fotomicrografia 4.1. Ilmenita com lamelas de exsolução de hematita (direita), que se tornam menores à medida que se aproximam do contato com um grão de magnetita (esquerda), o qual, por sua vez, envolve um cristal de pirita. Quartzo monzodiorito (F_1; Amostra SC-333). Luz refletida plano polarizada. Lado menor da fotografia com 0,92 mm.

unidade, ou seja, o tamanho reduzido dos megacristais de feldspato alcalino e o alto teor em minerais máficos. Diferenciam-se dos quartzo monzodioritos porfiríticos (F_1 e F_2) unicamente pela maior proporção de feldspato alcalino em detrimento do plagioclásio, acompanhada por um ligeiro aumento do teor em quartzo (Tab. 4.4).

A maior abundância de feldspato alcalino se reflete tanto na presença de megacristais com geminação em grade e intercrescimento pertítico em lentes, quanto na freqüência de cristais menores (1 a 3 mm), intersticiais, de microclínio, límpidos e com geminação em grade bem desenvolvida.

O plagioclásio subidiomórfico tem tamanho médio de 1 a 1,5 mm, com geminação periclina ou albita; cristais maiores (em torno de 7 mm) são tabulares alongados com contornos irregulares, zonados, exibem geminação periclina/Carlsbad e intercrescimento antipertítico.

Biotita predomina sobre hornblenda, da qual é parcialmente derivada. Entre os acessórios, destaca-se a menor proporção de apatita nas análises modais e a ausência de allanita (Tab. 4.4).

T2169

Quartzo sienitos

Os quartzo sienitos (F_6) representam o tipo petrográfico que foge às composições mais comuns e características da unidade São José da Prata. Distinguem-se pela coloração esverdeada, em parte devido ao elevado grau de alteração das amostras, baixo índice de cor (em torno de 7) e alta proporção de megacristais de feldspato alcalino (50%), cinzentos e dominantemente ocelares (3-1 x 0,5 cm), geralmente acompanhando a foliação da rocha, e dispostos numa textura porfirítica com matriz inequigranular média a fina.

Ao microscópio, os megacristais de feldspato alcalino são tabulares alongados, com geminação em grade e Carlsbad, e pertitas em lentes ou veios; alguns mostram geminação em grade somente nas bordas. Comumente são circundados por agregados microcristalinos de quartzo e plagioclásio recristalizados, e contêm inclusões de plagioclásio ($\leq$1 mm) com núcleo sericitizado, ou mirmequítico, além de quartzo, biotita e minerais opacos. Na matriz o microclínio pertítico é intersticial, tem geminação em grade típica e raramente deformada, e inclusões de plagioclásio mirmequítico.

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
BIBLIOTECA

O plagioclásio predomina na matriz, em cristais subidiomórficos a xenomórficos (1 a 3 mm), com geminação periclina, que eventualmente se limita as suas bordas, ou periclina/Carlsbad; são bastante fraturados, por vezes zonados, e contêm inclusões de quartzo, biotita e minerais opacos. Mirmequita é comum quando em contato com o feldspato alcalino, podendo ocupar totalmente os grãos menores.

Quartzo xenomórfico alongado (1 a 2 mm) tem forte extinção ondulante e domina nos agregados intersticiais, com bordas denteadas ou mostrando contornos retilíneos definidos pela recristalização.

A biotita esverdeada é o máfico predominante, em palhetas alongadas de até 1,5 mm, cloritizada, e com inclusões de minerais opacos, apatita e zircão. Distribui-se em cordões que acompanham a foliação da rocha, ou constitui agregados onde se associa à hornblenda. Esta, por sua vez, restringe-se aos aglomerados de minerias máficos, em cristais em torno de 1 a 2 mm, sempre mostrando reações de transformação para biotita, que são acompanhadas por agregados finos ou cristais individuais de epidoto secundário, e pelo aumento das inclusões de opacos. Apatita e quartzo são inclusões freqüentes, em contraste com as de zircão e titanita, mais raras.

Os minerais opacos são os acessórios mais abundantes e ocorrem preferencialmente como inclusões ou cristais isolados, por vezes envoltos por anéis de titanita secundária. Esta, na forma de cristais subidiomórficos individuais mais desenvolvidos, com geminação polissintética e inclusões de minerais opacos, é outra característica peculiar das rochas desta fácies.

4.4.3. Unidade Ipuiúna

As rochas desta unidade são representadas por nove fácies (F_7 a F_{15}; Tabs. 4.1 e 4.2), onde dominam amplamente quartzo monzonitos, seguidos em menor proporção por monzogranitos, e com ocorrência localizada de quartzo monzodioritos. As composições modais (Tabs. 4.3 e 4.5) representadas no diagrama triangular Q-A-P (Fig. 4.3), mostram uma tendência, a grosso modo, de definição de grupos composicionais que refletem as variações faciológicas identificadas nas fácies F_7, F_8 e F_{14}; as amostras das fácies F_{12} e F_{13} apresentam uma dispersão maior, apesar da composição restrita aos campos dos quartzo monzonitos e monzogranitos,

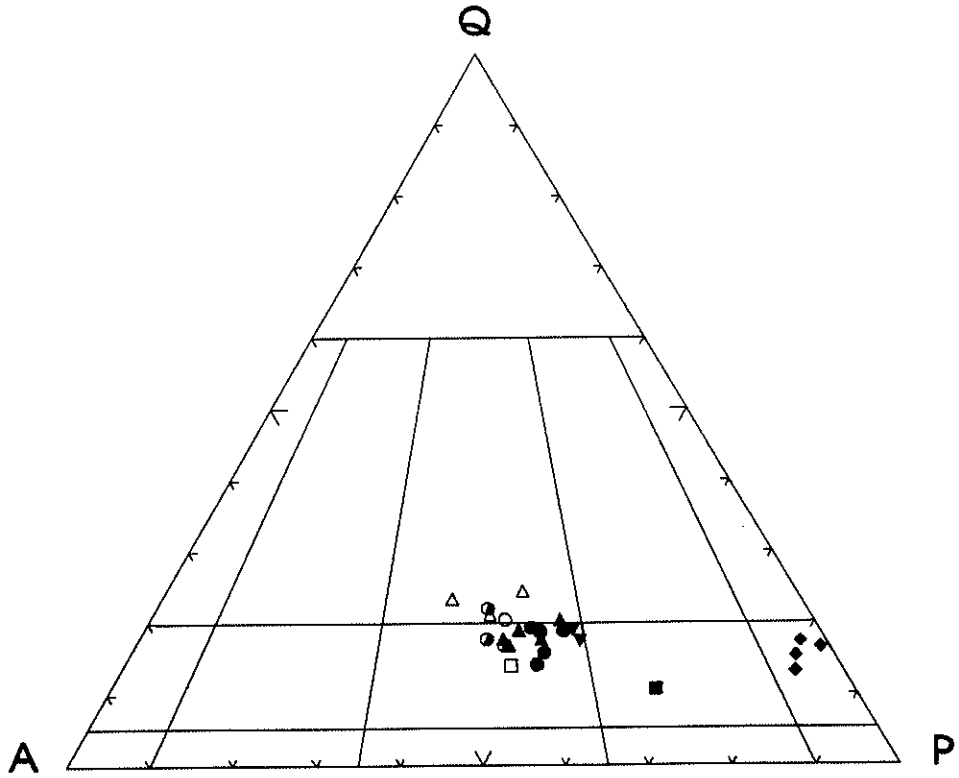


Figura 4.3. Diagrama modal Q-A-P para as rochas da unidade Ipuiúna. Símbolos: círculos cheios=quartzo monzonitos F_7; círculos semi-cheios=quartzo monzonitos a monzogranitos F_8; círculos vazios=monzogranitos F_9; quadrados cheios=quartzo monzonitos F_{10}; quadrados vazios=quartzo monzodioritos F_{11}; triângulos cheios normais=quartzo monzonitos F_{12}; triângulos vazios=monzogranitos F_{13}; triângulos cheios invertidos=quartzo monzonitos F_{14}; losangos=enclaves máficos.

respectivamente. Quartzo dioritos caracterizam os enclaves escuros, com teores em minerais máficos superiores a 40% na região de Ipuiúna, e em torno de 30% na porção ocidental do batólito.

De maneira geral as diversas fácies apresentam mineralogia comum (Tab. 4.5) e, à exceção dos "augen-gnaisses" (F_{15}), são invariavelmente porfiríticas, com matriz inequigranular dominantemente média a grossa, e proporção de megacristais de feldspato alcalino aproximada desde 15% (F_{11}) até 35% (F_9).

Hornblenda-biotita quartzo monzonitos com passagens graduais a monzogranitos constituem as rochas da maioria das fácies reconhecidas na unidade Ipuiúna. Suas feições macroscópicas estabelecem, à primeira vista, dois conjuntos distintos: as fácies que dominam na metade ocidental do batólito (F_7, F_8, F_9 e F_{10}; Anexo A), com uma coloração mais clara, realçada pela cor branca do plagioclásio; e as fácies que ocorrem na porção leste-sudeste, nas proximidades da cidade de Ipuiúna (F_{12}, F_{13} e F_{14}; Anexo A), identificadas pelas tonalidades cinzentas do plagioclásio ou mesmo do feldspato alcalino, e pela cor azulada do quartzo, que juntas dão às rochas colorações mais escuras.

Ao microscópio estes dois conjuntos não apresentam características texturais e composicionais distintivas e, para efeitos descritivos foram reunidos sob a denominação de quartzo monzonitos a monzogranitos, ressaltando-se inicialmente os aspectos texturais macroscópicos que levaram à sua separação em diferentes fácies.

Os principais aspectos mineralógicos das rochas desta unidade são relacionados, sucintamente, na Tabela 4.9, onde se destaca a homogeneidade composicional de praticamente todas as fácies. Pequenas variações referem-se somente às abundâncias relativas de alguns minerais, como allanita e titanita, esta última ausente nas fácies F_9 e F_{13}.

Quartzo monzonitos a monzogranitos

Os quartzo monzonitos da fácies F_7 compreendem as rochas mais abundantes da unidade Ipuiúna e se caracterizam pela presença constante de megacristais de feldspato alcalino róseos, tabulares, com tamanhos médios de 4-5 x 2-3 cm, pelo teor em minerais máficos igual ou superior a 15%, e pela rara ocorrência de feldspato alcalino como constituinte da matriz (Foto 4.3).

Tabela 4.9. Síntese dos principais aspectos mineralógicos das rochas da unidade Ipuiúna.

FÁCIES	CLASSIFIC. MODAL	PLAGIO-CLÁSIO	MINERAIS MÁFICOS	ACESSÓRIOS	ALTERAÇÕES
F_7	Quartzo monzonito	Matriz: An_{44-33}	Hornblenda + biotita castanha.	Opacos (ilme+mag+pir+cpir), apatita e zircão; allanita subidiomórfica ocasional; rara titanita secundária.	Sericitização e saussuritização localmente intensas de plagioclásio; hornblenda alterando-se para biotita + epidoto microgranular + opacos; cloritização local de biotita.
F_8	Quartzo monzonito a monzogranito	Matriz: An_{36-30} Mega: An_{41}	Biotita castanha + hornblenda.	Opacos (ilme+mag+pir+cpir), apatita e zircão; rara allanita subidiomórfica; titanita secundária comum.	Sericitização pronunciada de plagioclásio; transformação local de hornblenda em biotita + epidoto bem desenvolvido + opacos; cloritização parcial de biotita.
F_9	Monzogranito	Matriz: An_{35-33}	Biotita castanha ± hornblenda.	Opacos, apatita e zircão; allanita subidiomórfica a xenomórfica comum.	Sericitização incipiente dos feldspatos; biotita associada a abundante epidoto microgranular e localmente cloritizada.
F_{10}	Quartzo monzonito	nd	Biotita castanha + hornblenda.	Opacos, apatita e zircão; allanita subidiomórfica comum; titanita secundária bundante.	Sericitização moderada de plagioclásio; passagem freqüente de hornblenda para biotita + epidoto microgranular abundante + opacos; cloritização comum de biotita.
F_{11}	Quartzo monzodiorito	Matriz: An_{41-35}	Hornblenda + biotita castanha.	Opacos (ilme+pir+mag), apatita e zircão.	Sericitização pronunciada de plagioclásio; hornblenda alterando-se para biotita + epidoto bem desenvolvido + opacos; biotita parcialmente cloritizada.
F_{12}	Quartzo monzonito	Matriz: An_{41-36}	Biotita castanha + hornblenda	Opacos (ilme+mag+pir+cpir), apatita e zircão; allanita subidiomórfica ocasional; titanita secundária abundante local.	Sericitização moderada de plagioclásio; transformação local de hornblenda em biotita + epidoto bem desenvolvido + opacos; cloritização freqüente de biotita.
F_{13}	Monzogranito	Matriz: An_{36-28}	Biotita castanha + hornblenda.	Opacos (mag+ilme+pir+cpir), apatita e zircão; rara allanita subidiomórfica.	Sericitização moderada de plagioclásio; hornblenda passando para biotita + epidoto microgranular + opacos; biotita cloritizada.
F_{14}	Quartzo monzonito	Matriz: An_{37-34}	Biotita castanha + hornblenda.	Opacos (ilme+mag+pir+cpir), apatita e zircão; allanita subidiomórfica ocasional; rara titanita secundária.	Sericitização e saussuritização localmente intensas de plagioclásio; hornblenda alterando-se para biotita + epidoto microgranular + opacos; cloritização de biotita.
F_{15}	Quartzo monzonito a monzogranito	nd	Biotita castanha ± hornblenda.	Opacos, apatita e zircão; allanita subidiomórfica rara; titanita secundária comum.	Sericitização generalizada dos feldspatos, saussuritização intensa de plagioclásio; biotita bastante cloritizada associada a abundante epidoto microgranular.

Abreviações utilizadas: ilme=ilmenita; mag=magnetita; pir=pirita; cpir=calcopirita.
nd = não determinado.

As rochas da fácies F_8 cobrem o intervalo composicional entre quartzo monzonitos e monzogranitos, destacando-se pela maior abundância de quartzo associada a um decréscimo no teor em minerais máficos, que não ultrapassa 10%. Nesta fácies os megacristais de feldspato alcalino são pouco menores em tamanho (2-4 x 1,5-3 cm) e freqüentemente mostram formas prismáticas alongadas, tendendo a ocelares; megacristais de plagioclásio branco, prismáticos alongados ou tabulares (1-2 x 0,5-1,5 cm) são ocasionais, e feldspato alcalino é componente comum da matriz.

A maior abundância de megacristais de feldspato alcalino e o índice de cor inferior a 10 distinguem os monzogranitos da fácies F_9. Os megacristais são tabulares, com tamanho médio de 4,5-4 x 3-1,5 cm, freqüentemente exibindo geminação Carlsbad; megacristais de plagioclásio de até 2 cm são raros. A maior proporção de feldspato alcalino e quartzo das rochas desta fácies é acompanhada pelo decréscimo no teor de minerais máficos, notadamente hornblenda, que pode estar ausente (Foto 4.4).

Quartzo monzonitos a monzogranitos com megacristais de feldspato alcalino tabulares a localmente ocelares, de dimensões mais reduzidas (1-1,5 x 0,5-1 cm), numa matriz relativamente mais fina quando comparada às demais fácies da unidade Ipuiúna, são identificados na fácies F_{10}.

Os quartzo monzonitos F_{12} são os tipos dominantes na região de Ipuiúna, e mostram passagens gradacionais e localizadas tanto para os monzogranitos F_{13}, quanto para os quartzo monzonitos F_{14}. Caracterizam-se pelo índice de cor superior a 15, pelas tonalidades róseas fortes dos megacristais tabulares, comumente alongados e orientados de feldspato alcalino (2-5 x 1-2,5 cm), distribuídos heterogeneamente numa proporção em torno de 25-30%, pela presença de cristais de quartzo azulado de até 2 cm, e pela raridade de feldspato alcalino na matriz (Foto 4.5).

Os monzogranitos F_{13} se distinguem pelo teor em minerais máficos entre 10 e 12%, maior abundância de megacristais de feldspato alcalino ($\cong$35%) de tonalidades rosadas, tabulares alongados ou não (2-4 x 1-2,5 cm), e pela presença de feldspato alcalino na matriz.

Os quartzo monzonitos F_{14} diferenciam-se dos quartzo monzonitos F_{12} essencialmente no índice de cor (10-12) e na coloração cinzenta do feldspato alcalino; os megacristais de feldspato alcalino podem ser tabulares (2,5-4,5 x 1,5-5 cm), ou mesmo ocelares (2-4 x 5-2 cm) nas amostras mais intensamente foliadas, e sua proporção é ligeiramente menor (≅25%) (Foto 4.6).

Ao microscópio são bastante evidentes os processos de recristalização que afetaram as texturas magmáticas originais, tanto no que se refere aos megacristais de feldspato alcalino, geralmente com contornos reentrantes ocupados por agregados de plagioclásio mirmequítico e quartzo (± biotita) recristalizados, quanto na matriz, onde o plagioclásio é componente principal e pode constituir arranjos granoblásticos. Nas amostras mais deformadas (região de Ipuiúna) estes minerais constituem arranjos microcristalinos intersticiais que, em geral, envolvem totalmente os cristais maiores de feldspato.

Os megacristais de feldspato alcalino mostram contornos irregulares e geminação em grade característica, por vezes difusa e restrita às suas bordas, além da geminação Carlsbad. São invariavelmente pertíticos, com as lamelas distribuídas homogeneamente em lentes; inclusões de plagioclásio (mirmequítico ou não), quartzo, biotita, apatita e zircão são freqüentes, embora pouco abundantes. Na matriz, microclínio aparece em grãos xenomórficos de 1 a 3 mm, com contornos irregulares evidenciando seu caráter intersticial, raro intercrescimento pertítico a micropertítico, e isento de inclusões. Nos quartzo monzonitos F_{12} o feldspato alcalino da matriz exibe geminação em grade difusa e pobremente desenvolvida ou, eventualmente, ausente.

Análises químicas integradas por microssonda eletrônica, realizadas por Janasi (1992), nos feldspatos alcalinos dos quartzo monzonitos a monzogranitos tipo Santana de Caldas, equivalentes às rochas da unidade Ipuiúna, indicaram composições muito ricas no componente potássico (Or_{86-90}) para os granitóides menos diferenciados (índice de cor≅15), e composições globais mais sódicas para os monzogranitos com índice de cor inferior ou igual a 10 (Or_{80-90}).

O plagioclásio predomina na matriz na forma de cristais subidiomórficos de 1 a 5 mm e, menos comumente, cristais mais desenvolvidos (10 a 12 mm). Os cristais médios mostram geminações periclina ou albita e, por vezes, Carlsbad; já nos cristais maiores a geminação mais comum é periclina/Carlsbad, ou

somente periclina, eventualmente restrita às suas bordas. Nestes últimos, em geral zonados, é freqüente o intercrescimento antipertítico, com manchas de microclínio dispostas ao longo do comprimento maior do cristal, além de inclusões de biotita e minerais opacos. Plagioclásio neoformado ($\leq$1mm) associa-se ao quartzo nos agregados recristalizados que bordejam, parcial ou totalmente, os cristais maiores de feldspato alcalino. Nas rochas da região de Ipuiúna (F_{12}, F_{13} e F_{14}) a característica peculiar do plagioclásio está na presença de agregados de cristais que podem atingir de 5 a 7 mm, exibindo textura em *synneusis*.

Determinações ópticas nos cristais médios indicaram composições nos intervalos de An_{44-33} para as rochas menos diferenciadas (IC>15) e An_{36-28} para as rochas com índice de cor em torno de 10 (Tab. 4.9). Valores que revelam composições mais cálcicas foram obtidos por Janasi (1992), através de análises em microssonda eletrônica, nos granitóides tipo Santana de Caldas. A composição do plagioclásio mostrou intervalos de An_{50-43} (fenocristais zonados) a An_{42-38} (matriz granoblástica) nas amostras representativas da fácies com maior índice de cor, e An_{40} (núcleos de fenocristais) a An_{30-27} (matriz) naquelas mais diferenciadas (IC<10).

O quartzo predomina em grãos intersticiais (1 a 3 mm), o que sugere sua cristalização tardia; cristais xenomórficos deformados, por vezes estirados e com forte extinção ondulante (5 a 8 mm) também são comuns e podem apresentar-se localmente concentrados, em conjuntos de dois ou três grãos, que parecem resultar da deformação e quebra de um único cristal maior original.

Biotita e hornblenda são os minerais máficos característicos, sendo a primeira predominante em praticamente todas as amostras (à exceção da amostra PH-165 da fácies F_7), e a segunda ausente na amostra PH-146 (fácies F_9) (Tab. 4.5; Anexo B).

A biotita tem pleocroísmo castanho claro a amarronzado e ocorre em cristais desde <1 até 2 mm, com freqüentes inclusões de zircão, apatita e minerais opacos. Ocorre disseminada ou em cordões dispostos segundo a foliação da rocha ou, mais comumente, constituindo agregados onde se associa à hornblenda, da qual é parcialmente derivada. Mostra-se, em geral, localmente cloritizada e, por vezes, com palhetas recurvadas evidenciando deformação.

A hornblenda verde a castanha restringe-se aos agregados de minerais máficos, onde os cristais mais desenvolvidos (1,5 a 2 mm) exibem geminação simples; podem conter inclusões de quartzo, plagioclásio, apatita, zircão e minerais opacos. Em alguns agregados de minerais máficos, a biotita, intensamente deformada, é predominante sobre a hornblenda, que se limita a fragmentos de grãos, sugerindo transformação de hornblenda em biotita, que é acompanhada por epidoto secundário, tanto na forma de finos agregados quanto cristais xenomórficos em torno de 1 mm, que, eventualmente, pode atingir proporção da ordem de 0,7% (IU-16B, PH-54; Tab. 4.5; Anexo B).

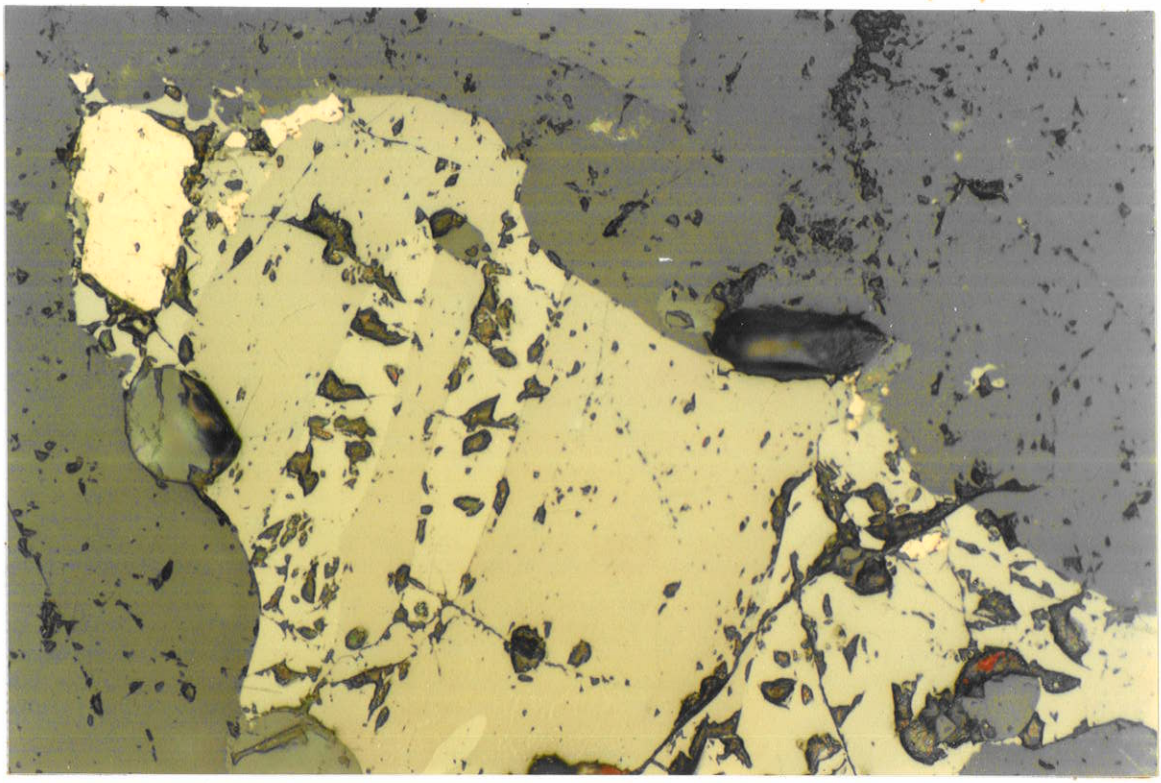
Os minerais opacos mostram uma variação semelhante àquela observada na unidade São José da Prata, caracterizada pela presença constante de ilmenita, com hematita exsolvida, e magnetita como fases principais, com pirita subordinada e traços de calcopirita.

A ilmenita é o mineral opaco mais abundante, principalmente nas rochas com maior índice de cor (fácies F_7), e ocorre associada aos aglomerados de minerais máficos, em cristais intersticiais; as lamelas de exsolução lenticulares de hematita aparecem em proporções entre 10 e 20%.

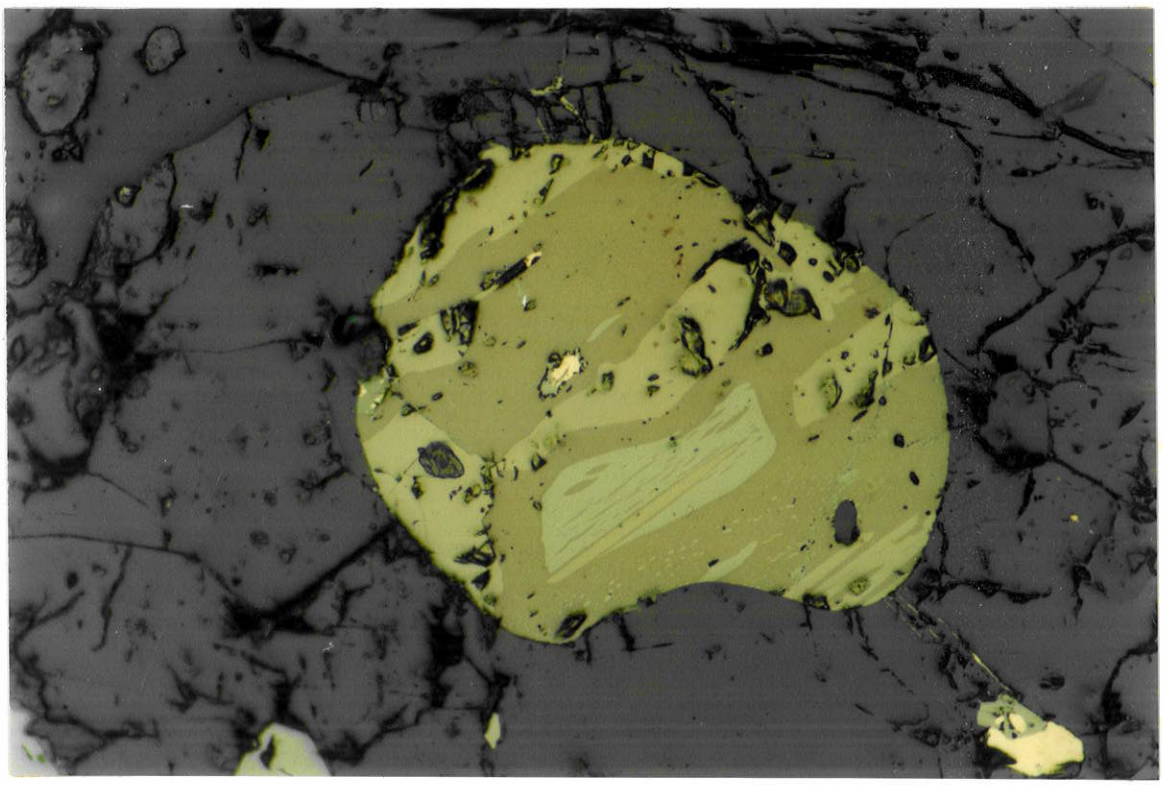
Magnetita associa-se à ilmenita, ou ocorre em cristais isolados, por vezes subidiomórficos, ou inclusos em biotita e anfibólio; contem inclusões de apatita e localmente pode mostrar-se martitizada. Em algumas amostras das fácies F_{12} e F_{14}, a magnetita pode ocorrer em proporções equivalentes ou mesmo superiores à ilmenita (IU-07A, IU-28A; Anexo B) (Fotomicrografias 4.2 e 4.3). Pirita é freqüente, apesar de pouco abundante, e ocorre em cristais subidiomórficos que podem incluir minúsculos grãos de calcopirita.

Os acessórios compreendem ainda apatita, allanita e zircão; titanita é comumente secundária. Apatita aparece como inclusão em praticamente todos os minerais constituintes da rocha, sendo mais abundante nos agregados máficos. Zircão, em cristais prismáticos, está incluso principalmente na biotita e, mais raramente, na hornblenda.

Allanita marrom a alaranjada é acessório comum a todas as fácies, e ocorre como cristais subidiomórficos (<1 até 1 mm), zonados, isolados ou constituindo



Fotomicrografia 4.2. Ilmenita com raras e finas lamelas de hematita em contato com magnetita, e com inclusão de dois grãos alongados de magnetita. No contato à esquerda, a magnetita inclui um cristal de pirita. Quartzo monzonito (F_{14}; Amostra IU-28C). Luz refletida plano polarizada. Lado menor da fotografia com 0,46 mm.



Fotomicrografia 4.3. Ilmenita com proporção variável de lamelas e manchas de hematita, parcialmente circundada e com inclusões de grãos de magnetita e pirita. As manchas de hematita, por sua vez, exibem lamelas de exsolução de ilmenita. Quartzo monzonito (F_{12}; Amostra IU-17C). Luz refletida plano polarizada. Lado menor da fotografia com 0,46 mm.

agregados de dois ou mais indivíduos, associados às concentrações de minerais máficos. Localmente está recristalizada, xenomórfica (≅1,5 mm), e inclui cristais de zircão, epidoto, apatita e, ocasionalmente, finas palhetas de biotita (PH-146; Anexo B).

Titanita é secundária, xenomórfica, normalmente envolvendo núcleos opacos; eventualmente forma cristais mais desenvolvidos (1-1,5 mm) e atinge proporção modal de 0,7 a 0,8% (PH-54, IU-07A; Tab. 4.5; Anexo B), ou se encontra ausente (PH-146, IU-12A; Tab. 4.5; Anexo B).

Quartzo monzodioritos

Biotita-hornblenda quartzo monzodioritos representam os termos menos diferenciados da unidade Ipuiúna e são caracterizados pelo índice de cor em torno de 20, com predomínio de hornblenda sobre biotita, e pela menor proporção de megacristais de feldspato alcalino (Tab. 4.5).

A textura é porfirítica em matriz dominantemente média, com megacristais de feldspato alcalino tabulares e esparsos (1-3 x 0,8-2,5 cm), eventualmente formando concentrações locais. Distinguem-se dos quartzo monzodioritos porfiríticos da unidade São José da Prata (F_1 e F_2), pela coloração mais escura da matriz e rósea dos megacristais de feldspato alcalino, em geral algo mais desenvolvidos, e pela ausência de clinopiroxênio.

Ao microscópio, suas características texturais e composicionais refletem aquelas descritas para as rochas dominantes da unidade Ipuiúna, ressaltando-se a ausência de allanita e titanita, comuns à maioria das demais fácies, e o predomínio de pirita sobre magnetita dentre os minerais opacos (Tab. 4.9).

O plagioclásio é o componente principal, em cristais subidiomórficos de até 2,5 mm; cristais maiores, em geral zonados, não excedem 7 mm. Intercrescimento antipertítico, comum nos cristais mais desenvolvidos das demais fácies, é ausente.

O feldspato alcalino ocorre dominantemente como megacristais tabulares de microclínio, invariavelmente pertítico, e com muitas inclusões de plagioclásio, quartzo e minerais opacos; cristais xenomórficos médios (≅5 mm) têm geminação em grade deformada e difusa.

Hornblenda verde a castanha e biotita marrom a castanha clara, localmente cloritizada, são os minerais máficos principais, estão intimamente associados e se distribuem em cordões disseminados pela rocha ou aglomerados. Hornblenda é predominante e ocorre preferencialmente nos aglomerados, com muitas inclusões de apatita e minerais opacos; altera-se para biotita, à qual se associam agregados finos de epidoto secundário, e eventualmente cristais individuais mais desenvolvidos, além de minerais opacos.

Os minerais opacos são os acessórios dominantes, representados essencialmente por ilmenita e pirita, com traços de magnetita. A ilmenita se caracteriza pela abundância de lamelas de exsolução de hematita, que atingem proporções próximas ou superiores a 30%, formando níveis contínuos dentro dos cristais de ilmenita. A pirita é abundante, por vezes constituindo cristais subidiomórficos, enquanto a magnetita, que normalmente ocorre em proporções equivalentes ou mesmo superiores à ilmenita nas demais fácies da unidade Ipuiúna, se limita a traços.

Apatita em inclusões no anfibólio, biotita ou minerais opacos, e zircão em diminutos cristais, inclusos preferencialmente na biotita, complementam os acessórios.

"Augen-gnaisses"

Os "augen-gnaisses" (F_{15}) correspondem a rochas quartzo monzoníticas a monzograníticas das unidades Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho que foram submetidas a intenso cisalhamento, que originou estruturas gnáissicas, localmente fitadas, caracterizadas pela alternância de faixas máficas e de "olhos" de feldspato branco. Mostram textura porfiroclástica em matriz inequigranular dominantemente média, na qual os porfiroclastos ocelares e estirados de feldspato alcalino são rosados a brancos, de tamanho entre 2 e 3 cm, dispostos segundo a foliação da rocha.

Ao microscópio, os porfiroclastos de feldspato alcalino estão bastante fraturados e com contornos corroídos, sempre exibindo intercrescimento pertítico em lentes, geminação Carlsbad e/ou geminação em grade. Podem mostrar-se totalmente fraturados e intensamente sericitizados, confundindo-se com a matriz, onde são

comuns nos termos monzograníticos. Agregados granoblásticos de quartzo, plagioclásio e biotita são freqüentes contornando os megacristais e estendendo-se para a matriz.

Plagioclásio ($\leq$5 mm) domina na matriz dos termos quartzo monzoníticos, e raramente aparece em cristais mais desenvolvidos, bastante fraturados; ambos apresentam geminações albita ou periclina, mascaradas pela intensidade dos processos de saussuritização e sericitização.

O mineral máfico principal é a biotita, castanha clara a esverdeada, invariavelmente cloritizada, em plaquetas individuais ou pequenos aglomerados que acompanham a foliação da rocha, com muitas inclusões de minerais opacos, epidoto secundário e apatita; ocorre também em palhetas diminutas nos agregados microcristalinos intersticiais. Restos de anfibólio verde são raros nos aglomerados de biotita; quando presentes ocorrem com abundantes inclusões de minerais opacos e epidoto.

Quartzo recristalizado predomina nos agregados granoblásticos intersticiais, sendo pouco comuns cristais mais desenvolvidos, que apresentam intensa extinção ondulante.

Apatita é acessório freqüente, juntamente com os minerais opacos; allanita e titanita se limitam aos termos monzograníticos, a primeira como raros cristais subidiomórficos, e a última envolvendo núcleos opacos (secundária).

4.4.4. Unidade Serra do Pau d'Alho

As oito fácies identificadas na unidade Serra do Pau d'Alho (F_{16} a F_{23}; Tabs. 4.1, 4.2, 4.3 e 4.6) são representadas por sienogranitos e monzogranitos, porfiróides a porfiríticos, ou inequigranulares médios a grossos/muito grossos, que serão agrupados, para descrição petrográfica, em três conjuntos.

O conjunto dominante é formado pelos sieno- e monzogranitos das fácies F_{16}, F_{17}, F_{18} e F_{20}, que constituem a quase totalidade da área de ocorrência da unidade (Anexo A). As diferenças entre as diversas fácies refletem variações texturais

ou no índice de cor, e elas foram agrupadas sob a denominação de monzogranitos a sienogranitos porfiróides a inequigranulares. Os monzogranitos porfiróides cinzentos da fácies F_{19} constituem ocorrências pontuais na área de domínio do conjunto.

No diagrama modal Q-A-P (Fig. 4.4) as fácies F_{16}, F_{17} e F_{20} caracterizam grupos composicionalmente coerentes, tanto no que se refere à abundância relativa de feldspato e quartzo quanto no teor em minerais máficos; a fácies F_{18} mostra composição dominante próxima ao limite dos campos 3a e 3b, e a fácies F_{19} caracteriza composições menos diferenciadas.

Os granitos porfiróides a inequigranulares róseo-avermelhados (F_{21}) constituem um grupo aparentemente individualizado em meio aos sienogranitos F_{16}, que se destaca essencialmente pelo aspecto textural homogêneo e foliação pronunciada. Apresentam composição modal de sienogranitos, mas os dados químicos refletem composições monzograníticas para esta fácies (Tab. 5.2; Cap. 5).

O terceiro conjunto, descrito sob a denominação de sienogranitos inequigranulares, compreende as rochas que afloram no extremo oeste do batólito (Anexo A), distribuídas em duas fácies distintas: os sienogranitos inequigranulares róseos (F_{22}), bastante homogêneos tanto textural quanto composicionalmente (Tab. 4.6; Fig. 4.4), e os sienogranitos inequigranulares cinza-rosados (F_{23}), relativamente enriquecidos em minerais máficos e empobrecidos em quartzo.

Em geral, as diversas fácies da unidade Serra do Pau d'Alho apresentam aspectos petrográficos e composição mineralógica similares, tanto com relação aos minerais essenciais quanto acessórios. Merece destaque a presença de titanita primária, abundante na fácies F_{19}, e provável nas fácies F_{17}, F_{18}, F_{20} e F_{21}, sempre associada à biotita. Hornblenda pode ocorrer em amostras localizadas das fácies F_{16} e F_{18}, mas é comum, conquanto em proporções subordinadas, nas fácies F_{21} e F_{23}. Dentre os minerais opacos, a característica desta unidade está no predomínio de magnetita sobre ilmenita, em contraste com as unidades menos diferenciadas do batólito (Tab. 4.10).

Monzogranitos a sienogranitos porfiróides a inequigranulares

Os biotita sienogranitos da fácies F_{16} representam as rochas predominantes na unidade, e se caracterizam pela textura porfiróide com matriz

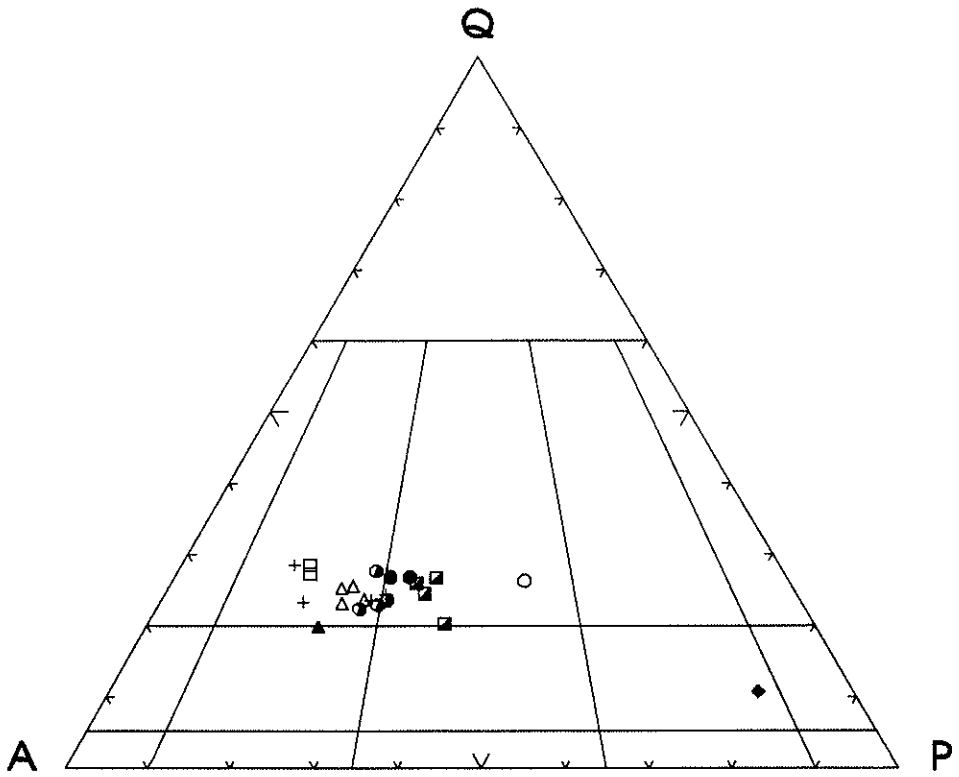


Figura 4.4. Diagrama modal Q-A-P para as rochas da unidade Serra do Pau d'Alho. Símbolos: quadrados vazios=sienogranitos F_{16}; círculos cheios=monzogranitos F_{17}; círculos semi-cheios=monzo- a sienogranitos F_{18}; círculos vazios=monzogranitos F_{19}; quadrados semi-cheios=monzogranitos F_{20}; cruzes=sienogranitos F_{21}; triângulos vazios=sienogranitos F_{22}; triângulos cheios=sienogranitos F_{23}; losangos=enclaves máficos.

Tabela 4.10. Síntese dos principais aspectos mineralógicos das rochas da unidade Serra do Pau d'Alho.

FÁCIES	CLASSIFIC. MODAL	PLAGIO-CLÁSIO	MINERAIS MÁFICOS	ACESSÓRIOS	ALTERAÇÕES
F_{16}	Sienogranito	Matriz: An_{29-22} An_{35-27}(*)	Biotita castanha ± hornblenda.	Opacos (mag+ilme+pir), apatita, zircão e rara titanita secundária;titanita secundária bem desenvolvida e allanita xenomórfica ocorrem localmente (*).	Sericitização comum de feldspatos e saussuritização local de plagioclásio; biotita, em geral, parcialmente cloritizada; passagem freqüente de hornblenda para biotita + epidoto microgranular + opacos (*).
F_{17}	Monzogranito	An_{25-23}	Biotita castanha.	Opacos (mag+ilme+pir), apatita, zircão; titanita primária? e secundária comuns; abundante allanita xenomórfica.	Sericitização intensa de feldspatos, formando localmente muscovita; cristais desenvolvidos de epidoto secundário associados à biotita, em geral, cloritizada.
F_{18}	Monzogranito a sienogranito	Matriz: An_{26-24}	Biotita castanha ± hornblenda.	Opacos, apatita, zircão; titanita primária? e secundária abundantes; allanita subidiomórfica a xenomórfica ocasional.	Sericitização generalizada de feldspatos e saussuritização local de plagioclásio; cloritização parcial de biotita; passagem local de hornblenda para biotita + epidoto microgranular + opacos (*).
F_{19}	Monzogranito	Matriz: An_{33-28}	Biotita marrom a castanha.	Opacos(mag+pir), apatita, zircão;abundante titanita primária; allanita subidiomórfica a xenomórfica ocasional.	Sericitização incipiente dos feldspatos e cloritização local de biotita; titanita localmente oxidada.
F_{20}	Monzogranito	Matriz: An_{30-24}	Biotita castanha.	Opacos (mag+ilme+pir), apatita, zircão; titanita primária? e secundária bem desenvolvidas; rara allanita xenomórfica.	Sericitização generalizada de feldspatos; biotita, localmente associada a epidoto microgranular, mostra cloritização pronunciada.
F_{21}	Sienogranito	An_{28-23}	Biotita castanha + hornblenda.	Opacos (mag+pir+ilme), apatita, zircão; titanita secundária comum e primária? rara; allanita subidiomórfica local.	Sericitização pronunciada do núcleo dos cristais de plagioclásio; transformação local de hornblenda em biotita + opacos; cloritização parcial de biotita.
F_{22}	Sienogranito	An_{33-27}	Biotita castanha ± hornblenda.	Opacos (mag+ilme), apatita, zircão; rara titanita secundária e allanita xenomórfica localmente abundante.	Sericitização moderada de plagioclásio;cloritização parcial de biotita, à qual se associa epidoto microgranular.
F_{23}	Sienogranito	Matriz: An_{44-33}	Biotita castanha + hornblenda.	Opacos (mag+ilme+pir+cpir), apatita e zircão; rara titanita secundária e allanita subidiomórfica a xenomórfica local.	Sericitização incipiente de feldspatos; transformação comum de hornblenda em biotita + epidoto microgranular + opacos; cloritização local de bitotita.

(*) Amostras portadoras de hornblenda
Abreviações utilizadas: mag=magnetita; ilme=ilmenita; pir=pirita; cpir=calcopirita.

inequigranular dominantemente grossa, e índice de cor em torno de 5. Podem mostrar uma distribuição algo heterogênea dos minerais máficos, onde é comum observar, em escala macroscópica, porções de rocha praticamente hololeucocráticas (SC-29; Anexo B); amostras portadoras de hornblenda são encontradas localmente (PH-152, PH-113; Anexo B). São identificados pela abundância de megacristais róseos de feldspato alcalino, tabulares ou prismáticos alongados, sempre com geminação Carlsbad e de tamanhos variáveis (em média 2-4 x 1-2 cm, por vezes atingindo 5 x 1,5 cm); grãos de quartzo, geralmente estirados, alcançam 2 cm (Foto 4.7).

Biotita monzogranitos inequigranulares grossos a muito grossos (F_{17}) se caracterizam por cristais tabulares de feldspato alcalino (1 a 4 cm), e pela riqueza relativa em plagioclásio, prismático a tabular, de até 2 cm; grãos de quartzo acinzentado, arredondados a estirados atingem dimensões de 2 a 3 cm (Foto 4.9).

Associados aos biotita monzogranitos inequigranulares (F_{17}), ocorrem os biotita granitos porfiróides (F_{18}), que localmente apresentam proporção subordinada de hornblenda (SC-342; Anexo B), e são reconhecidos pelo teor em minerais máficos mais elevado (6 a 8%) e pela granulação dominantemente média da matriz. Os megacristais de feldspato alcalino são tabulares (1,5-3 x 0,5-2 cm), e os grãos de quartzo não excedem 1 cm (Foto 4.8).

Os monzogranitos porfiróides cinzentos da fácies F_{19} parecem representar uma variação local, menos diferenciada, dos granitos F_{18}, e se distinguem pelo maior índice de cor ($\cong$13) e abundância de plagioclásio, em cristais de até 1 cm; concentrações locais de pirita e titanita pode ser visíveis macroscopicamente (SC-344; Tab. 4.6; Anexo B).

Os biotita monzogranitos porfiríticos (F_{20}) são caracterizados pelo alto índice de cor ($\cong$10) aliado à textura francamente porfirítica, onde os megacristais de feldspato alcalino mostram distribuição homogênea e proporção em torno de 40%. São tabulares ou arredondados, tendendo a ocelares, com dimensões em torno de 2-5 x 1-2 cm, e orientados segundo a foliação. Cristais prismáticos de plagioclásio podem atingir 1,5 cm e grãos de quartzo cinza azulados, arredondados a estirados, não ultrapassam 1 cm. A matriz, dominantemente média, apresenta agregados finos de quartzo e minerais máficos envolvendo os megacristais. Enclaves máficos com

megacristais de feldspato alcalino manteados e quartzo xenomórfico escuro podem ocorrer (SC-146; Anexo B; Fotos 4.10 e 4.14).

Ao microscópio, as características texturais originais das diversas fácies do conjunto são igualmente mascaradas pela presença constante de agregados granoblásticos de quartzo + plagioclásio ± biotita, contornando parcial ou totalmente os megacristais de feldspato alcalino. Nas amostras próximas à zona de cisalhamento de Jacutinga, uma associação microcristalina intersticial, com abundante quartzo recristalizado acompanhado por biotita, plagioclásio e feldspato alcalino distribui-se homogeneamente pela rocha (PH-31A/C).

O feldspato alcalino é invariavelmente pertítico. Pode ocorrer em megacristais tabulares alongados ou não, com contornos corroídos e geminação em grade bem desenvolvida evidenciando sua recristalização; por vezes apresenta geminação Carlsbad. Contêm inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita, minerais opacos e, menos comumente, microclínio com geminação em grade difusa e deformada. As pertitas distribuem-se em lentes, ocasionalmente com duas direções distintas de orientação, evidenciando uma fase de geração tardia. Cristais xenomórficos (<1 a 5 mm) com contornos lobulados e irregulares são abundantes, e podem apresentar-se com geminação em grade pobremente desenvolvida e intercrescimento micropertítico, ou sem geminação, quando então se destacam as lamelas de pertita.

O plagioclásio ocorre mais comumente em cristais de até 3 mm, subidiomórficos e com geminações albita ou periclina/Carlsbad. São comuns cristais isolados mais desenvolvidos (5 a 7 mm), freqüentemente zonados, com geminação periclina limitada às suas bordas, e geralmente com geminação Carlsbad; contêm inclusões de quartzo, minerais opacos, biotita, titanita e, ocasionalmente, microclínio recristalizado. Intercrescimento antipertítico foi observado em uma amostra (SC-29). Inclusões parciais ou totais de plagioclásio secundário (≤1mm), mirmequítico ou isento de geminação, são freqüentes nos megacristais de feldspato alcalino.

Determinações ópticas nos cristais menores de plagioclásio indicaram composições dominantes no intervalo do oligoclásio para a maioria das amostras estudadas, com variações mais cálcicas para aquelas amostras portadoras de hornblenda da fácies F_{16}, e para os monzogranitos F_{19} (Tab. 4.10).

Quartzo é abundante, e predomina em cristais xenomórficos alongados em torno de 10 mm, de contornos denteados, fraturados, e com forte extinção ondulante; também forma aglomerados de grãos menores (1 a 3 mm) intersticiais e, nas rochas mais intensamente deformadas, é dominante nos agregados microcristalinos.

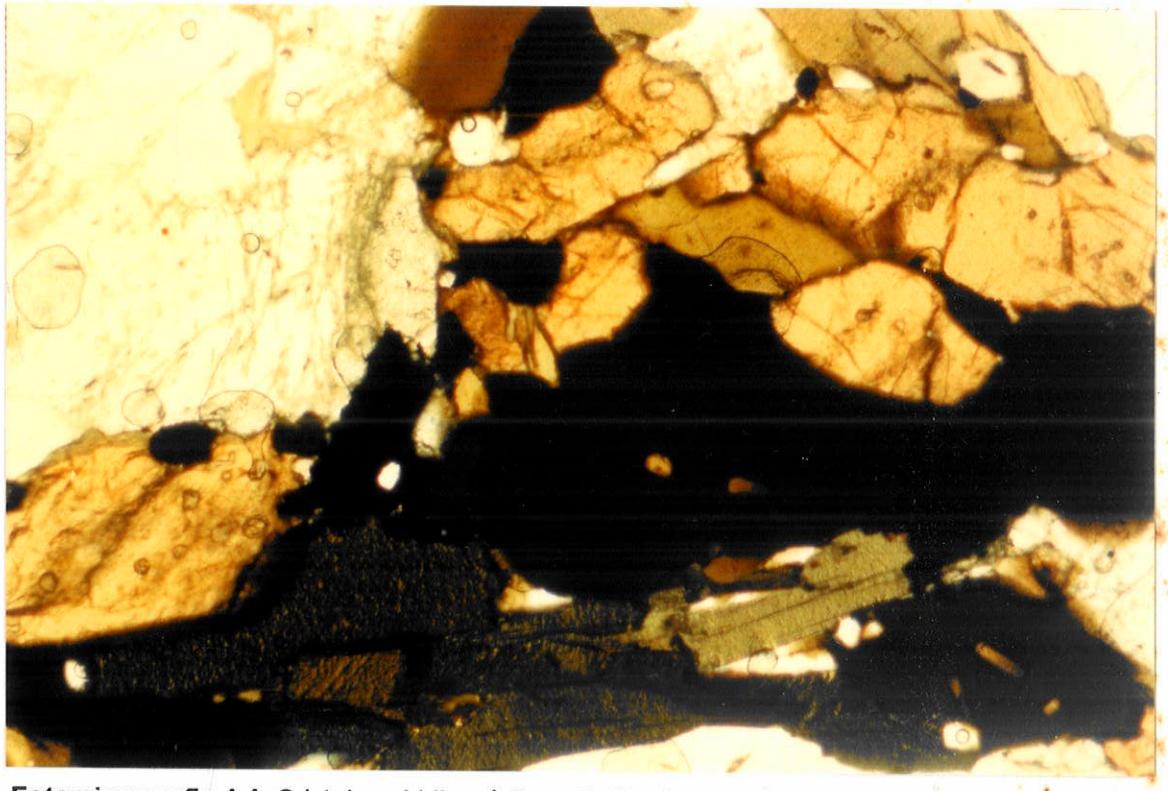
Biotita castanha clara a escura, quase sempre com manchas esverdeadas em função de sua cloritização parcial, é o mineral máfico típico. Constitui palhetas com tamanho médio em torno de 1 mm, que se distribuem homogeneamente em cordões ou formam agregados intersticiais locais, e contêm freqüentes inclusões de quartzo, apatita, zircão e minerais opacos.

Hornblenda verde a castanha ocorre em algumas amostras localizadas dos sienogranitos F_{16} (PH-113, PH-152), e em uma amostra dos monzogranitos F_{18} (SC-342), limitando-se a fragmentos de cristais xenomórficos, quase totalmente tomados por biotita; esta transformação é acompanhada pelo aumento das inclusões de minerais opacos, e pelo aparecimento de epidoto em agregados microcristalinos ou cristais individuais.

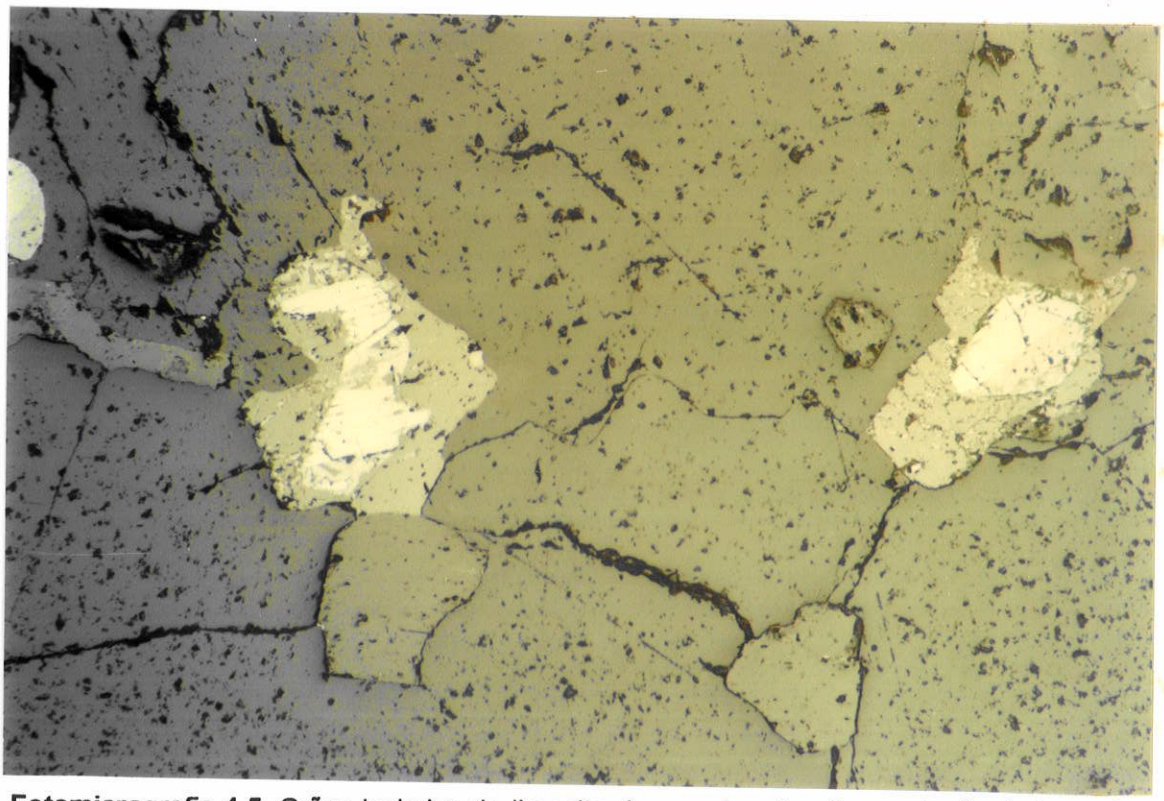
Dentre os acessórios destaca-se a presença de titanita primária, abundante nos monzogranitos F_{19}, na forma de cristais idiomórficos a subidiomórficos de 1 a 1,5 mm, geralmente límpidos, e concentrados nos agregados de minerais máficos (Fotomicrografia 4.4). Titanita secundária, formando anéis ao redor de núcleos de minerais opacos, ou em cristais isolados mais desenvolvidos com muitas inclusões de minerais opacos, é predominante nas outras fácies (Fotomicrografia 4.5). Cristais subidiomórficos bem desenvolvidos, por vezes com geminação polissintética e raras inclusões de minerais opacos, sugerem a presença de titanita primária, em proporções subordinadas, nas fácies F_{17}, F_{18} e F_{20}.

Allanita dominantemente subidiomórfica é comum e se associa aos agregados de minerais máficos, inclusa ou não em biotita; localmente aparece xenomórfica ($\cong$1,5 mm), evidenciando recristalização, e com bordas de epidoto. Zircão e apatita estão preferencialmente inclusos nos minerais máficos.

Magnetita é o mineral opaco predominante, em cristais isolados ou mais comumente nos agregados de minerais máficos, com inclusões de cristais



Fotomicrografia 4.4. Cristais subidiomórficos de titanita primária, com inclusões de apatita, e associados à biotita e magnetita. Monzogranito (F_{19}; Amostra SC-344). Luz transmitida plano polarizada. Lado menor da fotografia com 1,85 mm.



Fotomicrografia 4.5. Grãos isolados de ilmenita rica em lamelas de exsolução de hematita, totalmente envolvidos por titanita secundária. Sienogranito (F_{16}; Amostra SC-29). Luz refletida plano polarizada. Lado menor da fotografia com 0,92 mm.

idiomórficos a subidiomórficos de pirita magmática. Ilmenita, com até 10% de lamelas de exsolução de hematita, ocorre em proporções subordinadas na maioria das fácies deste conjunto; eventualmente pode apresentar proporção equivalente à magnetita em amostras localizadas (SC-29; F_{16}), e estar ausente, notadamente naquelas amostras onde titanita primária é mais abundante (SC-344; F_{19}) (Fotomicrografias 4.6 e 4.7).

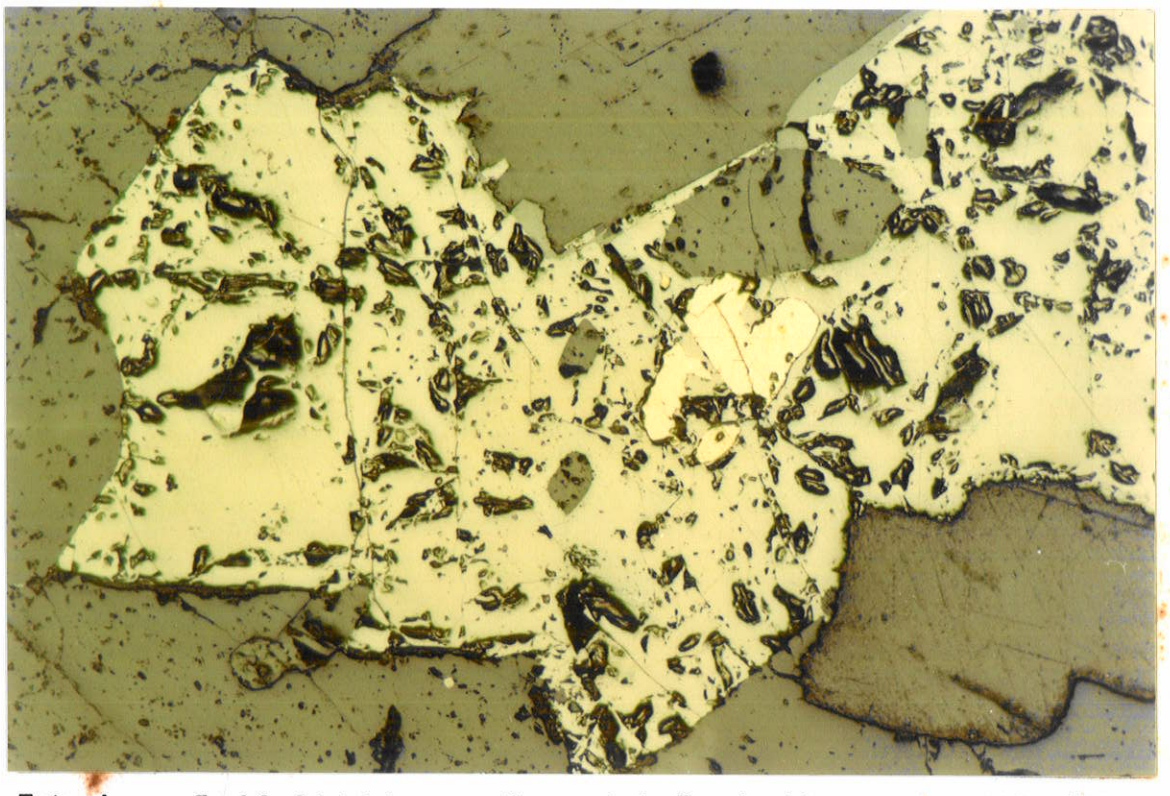
Granitos porfiróides a inequigranulares róseo-avermelhados

Os biotita granitos portadores de hornblenda da fácies F_{21} destacam-se pela tonalidade avermelhada imposta pela abundância de feldspato alcalino, aliada às estruturas fortemente orientadas e granulação relativamente mais fina, quando comparados aos granitos dominantes na unidade Serra do Pau d'Alho. A textura é porfiróide, com matriz média a fina a inequigranular média a grossa; o índice de cor é pouco variável (3 a 5), com os minerais máficos homogeneamente distribuídos acompanhando a foliação da rocha (Foto 4.11). Apresentam composição modal de sienogranitos, mas quimicamente refletem composições monzograníticas e constituem a fácies mais sódica do conjunto diferenciado da unidade Serra do Pau d'Alho. O maior teor em Na deve ser decorrente de uma composição mais sódica para o feldspato alcalino destas rochas, normalmente caracterizado por abundante intercrescimento pertítico.

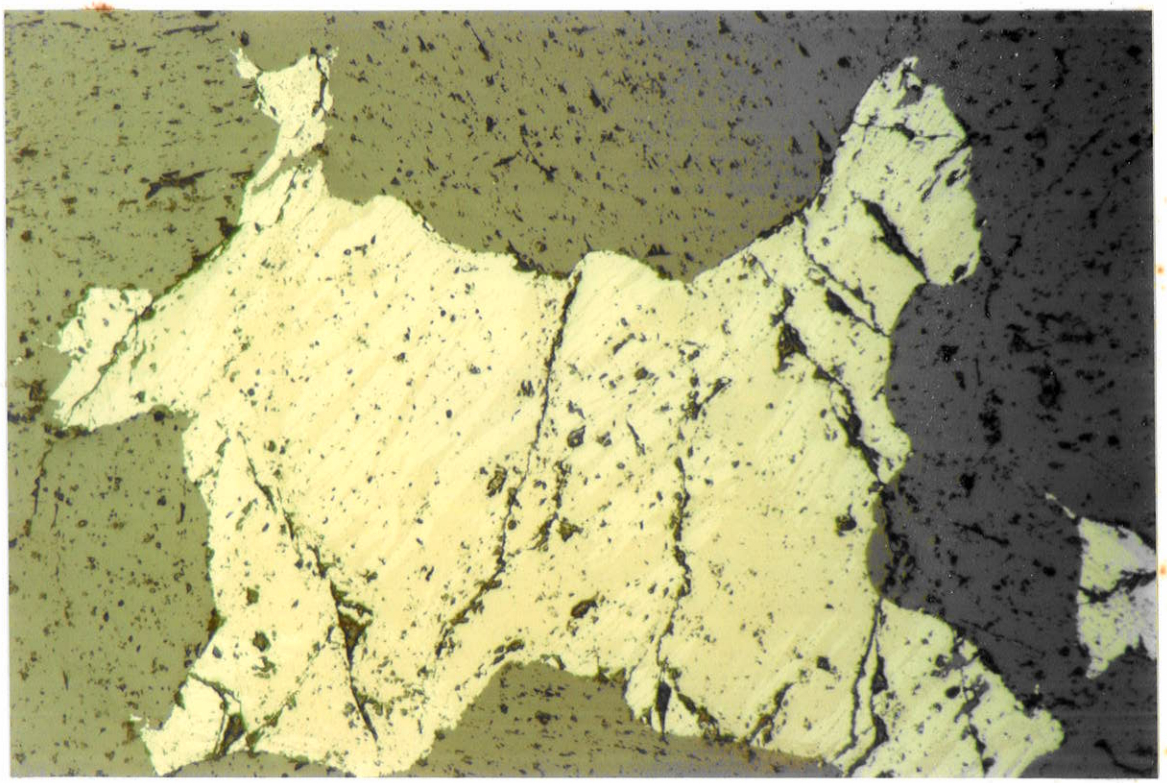
Os megacristais de feldspato alcalino, tabulares (2-4 x 2 cm), ou ocelares alongados (1,5-2,5 x 0,5 cm), ocorrem geralmente isolados ou, menos comumente formando concentrações locais; cristais mais desenvolvidos de plagioclásio e quartzo não excedem 1 e 0,8 cm, respectivamente.

Ao microscópio, destacam-se arranjos granoblásticos de plagioclásio e quartzo recristalizados circundando os megacristais de feldspato alcalino, ou os cristais mais desenvolvidos nas porções inequigranulares, principalmente naquelas amostras com deformação mais pronunciada.

Predominam cristais xenomórficos de microclínio pertítico (até 5 mm) sobre os megacristais, que apresentam geminação Carlsbad e lentes, veios ou manchas de pertitas bem desenvolvidas. Os raros cristais maiores de plagioclásio ($\cong$5 mm) mostram-se zonados, com lamelas de geminação recurvadas e núcleo bastante sericitizado. Quartzo recristalizado predomina nos agregados microgranulares



Fotomicrografia 4.6. Cristal de magnetita com inclusões de pirita e apatita subidiomórficas. Monzogranito (F_{19}; Amostra SC-344). Luz refletida plano polarizada. Lado menor da fotografia com 0,92 mm.



Fotomicrografia 4.7. Ilmenita com lamelas de exsolução de hematita, de distribuição heterogênea, mais abundantes na metade esquerda do cristal. Sienogranito (F_{16}; Amostra SC-29). Luz refletida plano polarizada. Lado menor da foto com 0,92 mm.

intersticiais; cristais xenomórficos de até 8 mm, estirados segundo a foliação e com forte extinção ondulante, também são comuns.

Quanto aos minerais máficos, as rochas desta fácies se distinguem pela presença freqüente de hornblenda, embora modalmente em proporção bastante subordinada. Biotita castanha ocorre em lamelas de até 1 mm, às vezes recurvadas e com freqüência mostrando alguma transformação para clorita. A hornblenda é verde a castanha, e se limita a fragmentos de cristais xenomórficos (<1 mm), transformados em biotita nas bordas e fraturas.

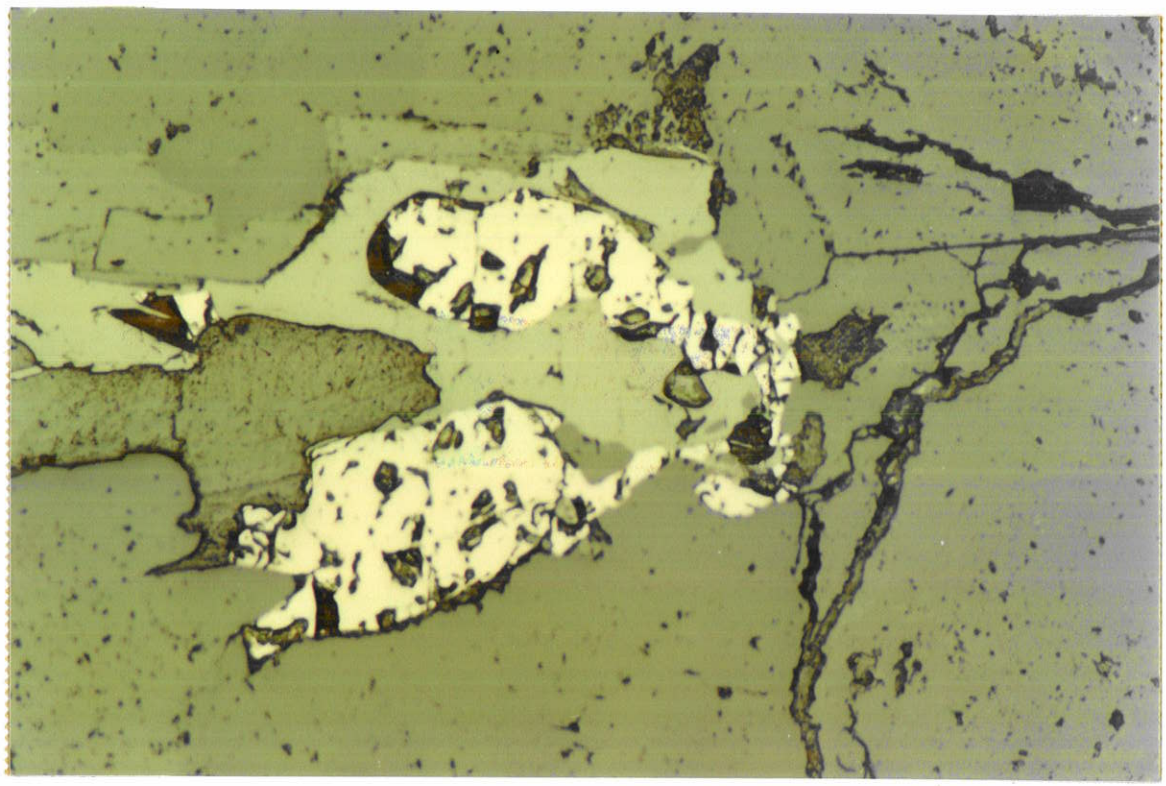
Magnetita é o principal mineral opaco, na forma de cristais individuais, por vezes envolvidos por titanita secundária, ou agregados associados aos demais minerais máficos (Fotomicrografia 4.8); cristais subidiomórficos de pirita ocorrem subordinadamente. Ilmenita rica em lamelas de exsolução de hematita é pouco comum, geralmente como inclusão na titanita.

Apatita preferencialmente constitui inclusões na biotita ou nos minerais opacos. Titanita subidiomórfica (possivelmente primária) em cristais isolados é rara, enquanto grãos aparentemente tardios, que manteiam minerais opacos, são mais comuns. Allanita subidiomórfica é pouco freqüente e ocorre associada aos minerais máficos; zircão aparece em inclusões na biotita.

Sienogranitos inequigranulares

Biotita sienogranitos localmente portadores de hornblenda constituem o conjunto composicionalmente homogêneo definido na fácies F_{22} (Fig. 4.4). São rochas inequigranulares grossas a localmente porfiróides, com orientação incipiente, e teor em minerais máficos entre 5 e 7%. Nas rochas porfiróides os megacristais de feldspato alcalino tabulares tem dimensões de 2-4 x 1-2 cm (Foto 4.12).

Ao microscópio, os cristais mais desenvolvidos de feldspato alcalino são tabulares, com pertitas em finas lentes iso-orientadas, veios irregulares ou pequenas manchas localizadas; têm contornos irregulares e são circundados por fragmentos de grãos de feldspato alcalino, além de plagioclásio (em parte mirmequítico) e quartzo recristalizados. Apresentam geminações em grade e Carlsbad, sendo a primeira, às vezes, difusa ou limitada a porções na borda do cristal que, neste caso, mostra intercrescimento micropertítico. Inclusões de quartzo,



Fotomicrografia 4.8. Cristais de magnetita associados a titanita secundária; um dos cristais é totalmente envolvido por titanita. Sienogranito (F_{21}; Amostra PH-87A). Luz refletida plano polarizada. Lado menor da fotografia com 0,92 mm.

plagioclásio, biotita e minerais opacos são freqüentes. Cristais xenomórficos (até 2,5 mm) têm caráter intersticial, geminação em grade melhor desenvolvida, e não apresentam inclusões.

O plagioclásio é subidiomórfico, com dimensões desde <1 até 2,5 mm. Nos cristais menores, a geminação albita é mais comum, e processos de sericitização são pouco intensos. Os cristais maiores têm geminações mais complexas, albita ou periclina e Carlsbad, estão bastante sericitizados, e têm bordas tomadas por mirmequita, quando em contato com o feldspato alcalino.

O quartzo ocorre em grãos xenomórficos, alongados a arredondados (1 a 5 mm), com contornos irregulares e extinção ondulante, isolados ou formando concentrações localizadas; freqüentemente está recristalizado nos agregados finos intersticiais.

Biotita castanha é o mineral máfico principal, e aparece em palhetas com, no máximo, 1,5 mm, sempre com alguma alteração para clorita, e inclusões de minerais opacos, apatita, zircão e epidoto. Distribui-se homogeneamente pela rocha ou constitui agregados locais, aos quais se associam minerais opacos, allanita, epidoto microgranular, rara titanita e, eventualmente, fragmentos xenomórficos (<1 mm) de cristais de hornblenda verde a castanha, quase totalmente substituídos por biotita.

Os minerais opacos são representados por magnetita e ilmenita, que ocorrem em proporções equivalentes, associados aos agregados máficos. Magnetita comumente inclui cristais de apatita; estimativas visuais sugerem proporções entre 10 e 20% de lamelas de exsolução de hematita em ilmenita.

Titanita é secundária, manteando minerais opacos; mais raramente forma cristais subidiomórficos a xenomórficos com muitas inclusões de opacos. Allanita é acessório comum, e aparece invariavelmente associada aos minerais máficos, tanto na forma de cristais xenomórficos (até 2,5 mm), recristalizados, e com abundantes inclusões de apatita, minerais opacos, zircão e biotita, quanto em cristais subdiomórficos (entre 1 e 1,5 mm), zonados, e com bordas de epidoto.

Hornblenda-biotita sienogranitos caracterizam as rochas da fácies F_{23}, distinguidas, em princípio, da fácies F_{22}, pela tonalidade acinzentada, menor abundância de quartzo e presença de anfibólio identificável com lupa. A textura é dominantemente inequigranular média, com variações para porfiróide, caso em que os megacristais de feldspato alcalino tabulares não excedem 1-2 x 0,5-1 cm.

Ao microscópio, os megacristais de feldspato alcalino se caracterizam pela geminação em grade pouco desenvolvida ou difusa, rara geminação Carlsbad ou ausência de geminação. Intercrescimento pertítico é freqüente, em lentes muito finas, e bem mais evidente nos cristais sem geminação; inclusões de plagioclásio mirmequítico são comuns.

O plagioclásio mostra cristais subidiomórficos, por vezes prismáticos, com tamanho médio em torno de 5 mm, e geminações albita, albita/Carlsbad ou periclina bem desenvolvidas; mirmequita é abundante no contato com o feldspato alcalino. Cristais pouco mais desenvolvidos exibem geminação periclina somente nas bordas, freqüentemente estão zonados e, por vezes, apresentam intercrescimento antipertítico.

Quartzo arredondado ou estirado (até 7 mm) exibe extinção ondulante e tem caráter intersticial; pode constituir agregados finos recristalizados, juntamente com plagioclásio.

Biotita é o mineral máfico dominante, e têm pleocroísmo castanho escuro a amarelado, ocorrendo em plaquetas de até 1,5 mm disseminadas homogeneamente pela rocha ou constituindo eventuais agregados; processos de cloritização locais são freqüentes. Hornblenda verde a castanha, em proporções subordinadas, ocorre nos agregados de minerais máficos; exibe cristais xenomórficos (até 3 mm), transformados em biotita em bordas e fraturas, e com inúmeras inclusões de apatita, minerais opacos e epidoto secundário.

Os acessórios são representados por minerais opacos, apatita, allanita e zircão. Magnetita e ilmenita são os minerais opacos principais, e ocorrem em proporções equivalentes; localmente se associam a traços de pirita e calcopirita. Allanita, esparsa, ocorre em cristais subidiomórficos zonados a xenomórficos ($\cong$2 mm). Apatita e zircão são inclusões comuns: a primeira no anfibólio ou nos minerais opacos,

e o segundo preferencialmente na biotita. Titanita é secundária, associada aos minerais opacos, e epidoto constitui agregados finos ou cristais individuais, que geralmente acompanham as reações de transformação do anfibólio.

4.4.5. Enclaves Máficos

Enclaves máficos de composição dominantemente quartzo diorítica a localmente diorítica são freqüentes em todas as unidades reconhecidas no Batólito Pinhal-Ipuiúna. Na maior parte do maciço eles ocorrem como lentes ou manchas, geralmente centimétricas, alongadas segundo a foliação, com contatos difusos e gradacionais.

Na região a nordeste da cidade de Pinhal, as rochas máficas têm composição quartzo monzodiorítica, e são aparentemente intrusivas nos sienogranitos da unidade Serra do Pau d'Alho (fácies F_{16}).

Nas proximidades da cidade de Ipuiúna, as rochas quartzo dioríticas constituem corpos métricos, mapeáveis em escala de detalhe, que mostram contatos irregulares com os quartzo monzonitos (F_{12}) da unidade Ipuiúna. Os granitóides podem se preservar como bolsões nas rochas máficas, ou mesmo englobar porções destas rochas; nas zonas de contato é comum a presença de megacristais de feldspato alcalino invadindo as bordas das porções máficas.

As análises modais representativas dos enclaves máficos encontrados nos granitóides do batólito estão listadas na Tabela 4.7. Com relação à composição mineralógica ressalta-se um aumento na proporção de feldspato alcalino na seqüência definida pelos enclaves das unidades São José da Prata, Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho, e a presença de clinopiroxênio somente nas amostras da região de Ipuiúna. As elevadas proporções modais de biotita, em geral superiores a 15%, juntamente com a abundância de hornblenda (aproximadamente entre 7 e 25%), caracterizam composições dioríticas para estas rochas, mas os dados químicos refletem composições que se aproximam de rochas gabróicas (Tab. 5.2; Cap.5)

Quartzo dioritos equigranulares médios, com índice de cor entre 30 e 50, são os termos predominantes e constituem as ocorrências da região de Ipuiúna

(IU-15A, IU-17, IU-17A), enquanto quatzo dioritos a dioritos equigranulares finos representam, mais freqüentemente, os tipos encontrados nos enclaves centimétricos das unidades Ipuiúna da região de Pinhal (PH-164B) e São José da Prata (SC-158B), e quartzo monzodioritos equigranulares finos constituem os enclaves da unidade Serra do Pau d'Alho no extremo oeste do batólito (PH-68B).

Ao microscópio, as rochas dioríticas dominantes se caracterizam pela textura hipidiomórfica granular, com fácies granoblástica intersticial, e mostram variações para termos "microporfiróides" locais (IU-17), onde se destacam microfenocristais de plagioclásio, isolados ou em agregados de dois ou mais grãos, que se dispõem numa matriz granoblástica, relativamente mais fina, com evidente orientação das palhetas de biotita que, eventualmente, mostram-se recurvadas. No contato com o granitóide hospedeiro, a granulação torna-se mais fina, com os minerais constituintes dispostos em arranjos granoblásticos fortemente orientados, principalmente anfibólio e biotita, evidenciando recristalização.

O plagioclásio é o constituinte principal e ocorre em cristais subidiomórficos com tamanho médio entre <1 e 2,5 mm, com esparsos grãos tabulares alongados mais desenvolvidos (5 x 2,5 mm). Predominam os cristais menores, em geral zonados, e com geminações albita ou periclina. Os cristais maiores mostram contornos irregulares, geminações albita ou periclina e Carlsbad; zoneamento irregular pode ser observado em cristais com geminação periclina bem desenvolvida nas bordas; inclusões de microclínio pertítico, plagioclásio, biotita, hornblenda, apatita e minerais opacos são comuns. Textura em *synneusis*, em cristais com geminação periclina, é observada localmente, em geral acompanhada por intercrescimento antipertítico, caracterizado por manchas alongadas e orientadas de microclínio.

A composição do plagioclásio, determinada por métodos ópticos, indicou teores de anortita da ordem de An_{43-33}; ressalta-se, porém, que pelos dados químicos e normativos são esperadas composições mais cálcicas para o plagioclásio destas rochas.

O feldspato alcalino é raro, xenomórfico, de contornos lobulados, intersticial e pertítico, com geminação em grade difusa. Mostra-se pouco sericitizado e pode estar parcialmente incluso nos cristais maiores de plagioclásio.

Quartzo ocorre em grãos xenomórficos (≤1 mm), com contornos lobulados e extinção ondulante, ou recristalizado formando agregados microcristalinos intersticiais. Alguns cristais mais desenvolvidos (3 a 5 mm), mostram-se fraturados e com forte extinção ondulante, sugerindo uma subdivisão dos grãos originais provocada por deformação, e podem apresentar inclusões de plagioclásio e biotita.

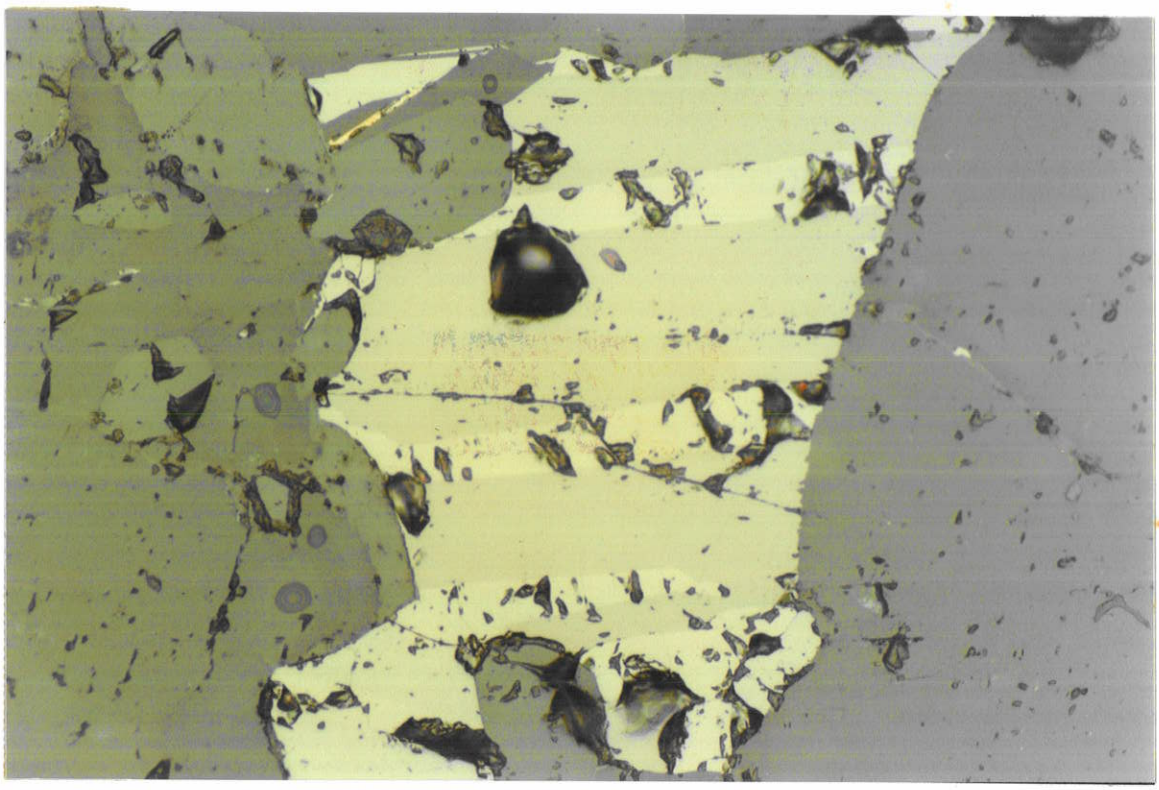
Os minerais máficos são representados essencialmente por hornblenda verde a castanha, biotita castanha e clinopiroxênio, este último em proporção subordinada.

Cristais subidiomórficos a xenomórficos, de no máximo 2 mm, e com abundantes inclusões de apatita e minerais opacos caracterizam a hornblenda, que ocorre preferencialmente em agregados, ou disseminada em cordões pela rocha; apresenta transformação local para biotita em bordas ou fraturas. A biotita, por sua vez, exibe plaquetas, em geral alongadas, com comprimento máximo em torno de 2 mm, e pode resultar, em parte, do anfibólio.

Clinopiroxênio, em sua maioria, se limita a fragmentos de grãos nos núcleos dos cristais maiores de anfibólio e, eventualmente, constitui cristais individuais de até 1,5 mm, sempre exibindo alteração para anfibólio ou biotita. É comum a presença de simplectitos de quartzo e clorita na passagem do clinopiroxênio para anfibólio, constituindo uma massa "criptocristalina" que mascara a borda dos grãos. Inclusões de minerais opacos são abundantes, acompanhadas em menor proporção por apatita.

Os minerais opacos associam-se aos agregados máficos, com ilmenita relativamente pobre em lamelas de exsolução de hematita predominando amplamente sobre a magnetita. A ilmenita mostra uma proporção de hematita variável, estimada em cerca de 10 a 20%. A magnetita aparece em bandas intercaladas com ilmenita ou em cristais xenomórficos de até 0,5 mm, associados ou inclusos em biotita, hornblenda e clinopiroxênio. Pirita é comum, por vezes exibindo bordas finas de hematita, e calcopirita tem ocorrência local (Fotomicrografia 4.9).

Apatita prismática é acessório freqüente, inclusa nos minerais máficos e opacos; epidoto microgranular secundário ocorre associado às transformações do anfibólio; titanita secundária, circundando minerais opacos, é eventual.



Fotomicrografia 4.9. Ilmenita com micro-lamelas de exsolução de hematita, intercalada com bandas de magnetita. Quartzo diorito (Amostra IU-15A). Luz refletida plano polarizada. Lado menor da fotografia com 0,46 mm.

As rochas dioríticas a quartzo dioríticas que constituem pequenos enclaves nas unidades São José da Prata e Ipuiúna da região de Pinhal, apresentam características petrográficas bastante similares àquelas descritas para os quartzo dioritos predominantes, diferenciando-se pela granulação mais fina, pelas composições mais sódicas do plagioclásio (obtidas por métodos ópticos), e pela ausência de clinopiroxênio entre os minerais máficos, representados essencialmente por hornblenda e biotita.

Os enclaves quartzo dioríticos se caracterizam pelo menor conteúdo em minerais máficos (30%), ao lado de proporções pouco mais elevadas de quartzo e feldspato alcalino, e o plagioclásio apresenta teores de anortita da ordem de An_{34-31}; nos dioritos, os minerais máficos totalizam cerca de 50%, e o plagioclásio têm composição entre An_{39} e An_{33}.

Os quartzo monzodioritos que se associam às rochas da unidade Serra do Pau d'Alho se diferenciam dos demais enclaves máficos do batólito principalmente pela maior proporção em feldspato alcalino; o plagioclásio apresenta composição entre An_{38} e An_{31}, e os minerais máficos perfazem cerca de 40% do volume total da rocha, representados principalmente por hornblenda e biotita, esta última derivada, em parte, do anfibólio, em reações que são acompanhadas pelo aparecimento de muitas inclusões de minerais opacos e epidoto microgranular.

CAPÍTULO 5

GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES DO BATÓLITO PINHAL-IPUIÚNA

5.1. Apresentação dos Dados Químicos

A caracterização geoquímica dos granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna envolveu a realização de 46 análises químicas de rocha total, representativas da maioria das fácies petrográficas identificadas no maciço e seus enclaves máficos. Foram realizadas também 11 análises químicas dos granitóides aflorantes nas vizinhanças do batólito, com o objetivo de estabelecer parâmetros comparativos.

A obtenção dos resultados analíticos representou um dos maiores problemas encontrados no decorrer desta pesquisa, em vista de limitações financeiras e particularidades inerentes aos laboratórios envolvidos na confecção das análises. As dosagens das análises de Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K, e P foram realizadas no Laboratório de Fluorescência de Raios-X do IG-USP. Os teores de Na (fotometria de chama) e H_2O foram determinados no Laboratório de Química Analítica do IG-USP e também nos laboratórios da Geosol, em Belo Horizonte (MG).

Todas as etapas analíticas foram monitoradas por três padrões internos, cujas análises foram realizadas nos laboratórios do Imperial College (Londres-Inglaterra), por espectrometria de emissão por plasma induzido (ICP), sob a supervisão de Peter J. Watkins. As amostras, cedidas por V. A. Janasi, referem-se aos granitóides Santana de Caldas (CA-339 e CA-421) e Serra do Milho Verde (CA-76B), considerados equivalentes aos granitóides das unidades Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho, respectivamente (cf. Janasi, 1992). A utilização destes padrões internos na realização das análises para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna justifica-se pela qualidade reconhecida das análises efetuadas nos laboratórios do Imperial College, que são controladas por padrões internacionais. Uma avaliação da exatidão e

reproducibilidade dos resultados analíticos do referido laboratório pode ser encontrada em Janasi (1992).

Na Tabela 5.1 são apresentados os resultados analíticos dos elementos maiores e menores obtidos para os padrões internos nos laboratórios do Imperial College, do IG-USP e da Geosol. As análises realizadas no IG-USP são apresentadas com valores sem correção (segunda linha), e recalculadas para 100% com os valores de Na obtidos no IG-USP (terceira linha) e na Geosol (quarta linha), através do programa de correção de Franzini & Leoni (1972), conforme o procedimento rotineiro do Laboratório de Fluorescência de Raios-X do IG-USP.

Os resultados analíticos para elementos maiores do Laboratório de Fluorescência de Raios-X do IG-USP (segunda linha; Tab. 5.1) mostram um desempenho pouco satisfatório nas dosagens de Si, Al e Mg, que provavelmente reflete a fase de testes e implantação do procedimento analítico à época da confecção das análises químicas, indicando a necessidade de correção seletiva para estes elementos. A comparação entre os dados apresentados na Tabela 5.1 evidencia que o método de correção utilizado minimiza o excesso de SiO_2, Al_2O_3 e MgO mas, por outro lado, interfere significativamente nas dosagens dos outros elementos, alcançando diferenças da ordem de 10 a 20%.

Com relação às análises de Na, os valores obtidos nos laboratórios do Imperial College e da Geosol mostram uma correspondência mais estreita e coerente, apesar dos últimos apresentarem valores absolutos relativamente mais baixos, com diferenças da ordem de 8 a 11%. Os dados obtidos por fotometria de chama no IG-USP, a despeito de sua coerência na maioria das amostras analisadas, mostram valores absolutos sensivelmente mais elevados do que aqueles esperados a partir dos estudos petrográficos, com variações entre 18 e 30% em relação aos dados do Imperial College.

Os resultados analíticos da Tabela 5.1 são apresentados graficamente nos diagramas da Figura 5.1, incluindo as análises realizadas nos diferentes laboratórios, as análises do IG-USP corrigidas com os distintos valores obtidos para Na, e os valores selecionados para utilização dos dados analíticos, que implicaram na correção seletiva para Si, Al e Mg com os teores de Na da Geosol, e na manutenção dos dados originais do IG-USP para os demais elementos.

Tabela 5.1. Comparação entre as análises químicas dos granitóides tipo Santana de Caldas (CA-339 e CA-421) e Serra do Milho Verde (CA-76B) de Janasi (1992), utilizadas como padrões internos nas análises efetuadas para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna e granitóides regionais.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	Total
					CA-339							
Imperial College*	61,15	1,10	16,32	5,91	0,11	1,99	4,59	3,04	4,35	0,39	0,39	99,34
IG-USP(s/c)**	62,95	**1,05**	16,94	**5,78**	**0,10**	2,35	**4,63**	3,96	**4,33**	**0,41**	0,26	102,76
IG-USP(c/c)***	61,16	1,20	15,79	5,93	0,09	2,05	4,67	3,96	4,43	0,45	0,26	99,99
IG-USP(c/c)****	**61,97**	1,22	**16,00**	6,00	0,09	**2,08**	4,73	**2,70**	4,49	0,46	0,26	100,00
					CA-421							
Imperial College*	67,81	0,77	14,47	3,71	0,08	1,12	2,81	2,99	4,94	0,21	0,50	99,41
IG-USP(s/c)**	69,21	**0,72**	15,83	**3,88**	**0,07**	1,32	**2,83**	3,52	**4,76**	**0,23**	0,55	102,92
IG-USP(c/c)***	67,55	0,82	14,19	3,96	0,07	1,13	2,90	3,52	5,06	0,25	0,55	100,00
IG-USP(c/c)****	**68,20**	0,83	**14,33**	4,00	0,07	**1,14**	2,93	**2,60**	5,10	0,25	0,55	100,00
					CA-76B							
Imperial College*	72,34	0,40	13,38	2,24	0,06	0,55	1,59	2,93	5,15	0,12	0,39	99,15
IG-USP(s/c)**	73,67	**0,39**	15,27	**2,20**	**0,06**	0,77	**1,61**	3,69	**5,10**	**0,12**	0,38	103,26
IG-USP(c/c)***	71,85	0,44	13,26	2,32	0,05	0,65	1,70	3,69	5,54	0,12	0,38	100,00
IG-USP(c/c)****	**72,72**	0,45	**13,43**	2,35	0,05	**0,66**	1,72	**2,70**	5,60	0,12	0,38	100,00

* Análises obtidas por ICP por Peter J. Watkins no Imperial College.

** Análises obtidas por FRX e fotometria de chama (Na_2O) no IG-USP, com valores sem correção.

*** Análises da linha anterior com os valores recalculados para 100% com as dosagens de Na_2O do IG-USP.

**** Mesmas análises anteriores com os valores recalculados para 100% com as dosagens de Na_2O da GEOSOL.

\# Em negrito são destacados os resultados mais satisfatórios para utilização dos dados analíticos.

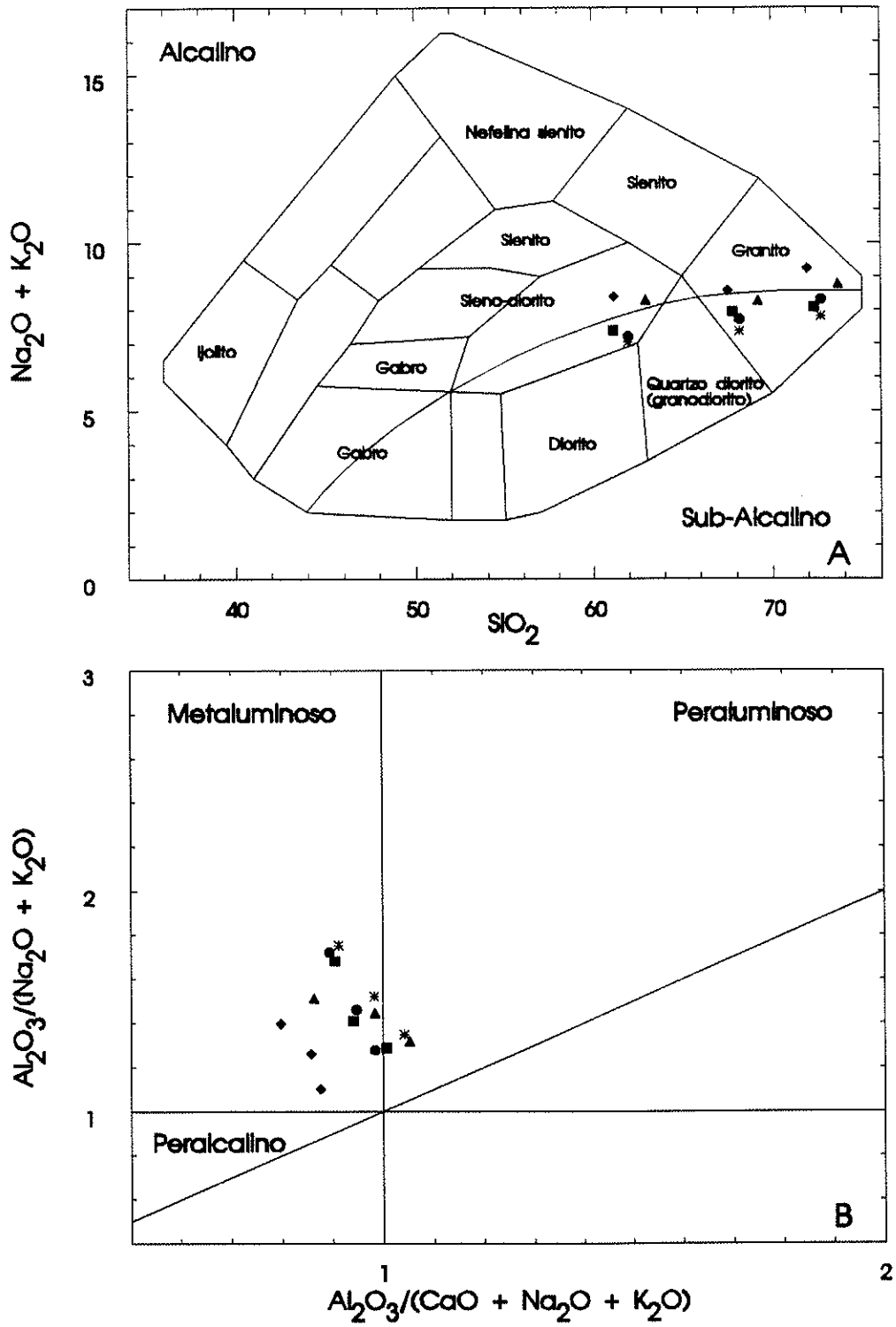


Figura 5.1. Diagramas álcalis *versus* sílica (% em peso; Cox *et al.*, 1979) e A/NK *versus* A/CNK (proporções moleculares; Maniar & Piccoli, 1989) ilustrando os resultados analíticos obtidos para os padrões internos da Tabela 5.1. Símbolos: quadrados=resultados do Imperial College; triângulos=resultados do IG-USP com valores sem correção; losangos=resultados do IG-USP com valores corrigidos; círculos=resultados do IG-USP e Na_2O da GEOSOL com valores corrigidos; asteriscos=resultados selecionados para a utilização dos dados analíticos.

Para tanto foram utilizados o diagrama álcalis *versus* sílica de Cox *et al.* (1979), adaptado para equivalentes plutônicos por Wilson (1989) e com o limite entre os campos alcalino e sub-alcalino de Miyashiro (1978), e o diagrama A/NK *versus* A/CNK baseado nos índices de Shand (*in*: Maniar & Piccoli, 1989), visto que as maiores variações observadas restringem-se à influência dos valores de Na sobre as concentrações corrigidas de Si e Al.

Apesar dos teores de Na obtidos na Geosol mostrarem valores mais baixos do que o esperado (em torno de 10%), indicando a necessidade da confecção de novas análises químicas em amostras representativas para obtenção de melhores dados para publicação, as análises corrigidas com este valor aproximam-se dos resultados originais do Imperial College, e não comprometem a interpretação dos dados quanto à classificação das afinidades geoquímicas das rochas.

Por outro lado, considerando os valores de Na do IG-USP, sensivelmente mais elevados, os resultados analíticos distorcem as características geoquímicas esperadas para as rochas, sugerindo uma tendência em direção ao campo das rochas alcalinas na Figura 5.1 A. A influência destes valores sobre as razões A/NK e A/CNK, decorrente de uma diminuição mais pronunciada dos teores de Al, é destacada na Figura 5.1 B, onde os valores analíticos corrigidos esboçam uma tendência totalmente diversa, infletindo-se em direção ao campo das rochas peralcalinas com a diferenciação em sílica.

Assim, considerando que os resultados obtidos a partir da utilização direcionada de programas de correção, controlados por padrões internos confiáveis, possibilitaram o aprimoramento dos dados analíticos e maior segurança na sua interpretação, as análises químicas das Tabelas 5.2 e 5.4 são apresentadas com os valores corrigidos para Si, Al e Mg com os teores de Na da Geosol, e os valores originais do IG-USP para os demais elementos.

Uma tabela complementar (Tab. C.1), em anexo, lista os resultados analíticos para elementos maiores e menores de todas as amostras, obtidos nos diferentes laboratórios. Os dados originais sem qualquer fator de correção são apresentados na primeira linha, e os resultados corrigidos com as dosagens de Na obtidas no IG-USP e na Geosol estão relacionados na segunda e terceira linhas, respectivamente.

Foram realizadas determinações das concentrações de elementos traços, por fluorescência de Raios-X, para todas as amostras analisadas para óxidos maiores e menores. As dosagens de Ba, Zr, Nb, Y, Cr, Ni e V foram efetuadas nos laboratórios da Geosol, e as análises de Rb e Sr no Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG-USP. Com relação aos elementos traços Ba, Zr, Cr, Ni e V, a correspondência analítica dos padrões internos entre os laboratórios do Imperial College e da Geosol mostrou-se bastante satisfatória.

Análises complementares dos elementos traços Hf, Sc, Ta, Cs, Th e U para nove amostras (sete granitóides do batólito e um enclave máfico, e dois granitóides regionais) foram obtidas no Actlabs-Activation Laboratories (Ontário-Canadá), realizadas por ativação neutrônica, e são apresentadas na Tabela C.2, em anexo.

Análises de elementos terras raras foram realizadas para 15 amostras, sendo onze dos granitóides do batólito, uma dos enclaves máficos, e três dos granitóides regionais. Deste total, 14 análises foram obtidas nos laboratórios da Geosol, por ICP, sob a supervisão de Cláudio V. Dutra, e uma análise foi efetuada no Actlabs (Tabs. 5.3 e 5.5).

A localização das amostras analisadas é apresentada no Anexo B, e a tabela de dados químicos dos granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna (Tab. 5.2) foi organizada conforme a seqüência das unidades e suas respectivas fácies, definidas nas Tabelas 4.1 e 4.2 (Item 4.2; Cap. 4), observando-se o teor em SiO_2 crescente dentro de cada fácies.

5.2. Características Geoquímicas Gerais

5.2.1. Elementos Maiores e Menores

Um amplo intervalo de SiO_2 é observado entre os granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna (desde 50,18% nos enclaves máficos até 75,81% nas rochas mais diferenciadas), de modo que os dados são apresentados graficamente em diagramas de Harker (Figs. 5.2 e 5.3), destacando-se as variações regionais internas que caracterizam as unidades dominantes do maciço.

Tabela 5.2. Análises químicas para os óxidos maiores e menores (% em peso), elementos traços (em ppm) e parâmetros geoquímicos para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna.

Unidade	São José da Prata						Ipuiúna								
Fácies	F_1	F_1	F_1	F_1	F_2	F_3	F_7	F_7	F_7	F_7	F_8	F_8	F_8	F_9	F_{11}
Amostra	SC-42	SC158C	SC-333	SC156A	IU-104	SC-57	PH-145	PH-165	PH140A	PH-02A	PH-01	PH-138	PH-153	PH-146	PH-85A
SiO_2	55,14	55,88	56,24	56,48	58,83	54,83	58,75	60,03	61,43	62,20	65,34	66,74	66,87	70,46	55,91
TiO_2	1,51	1,48	1,45	1,45	1,36	1,57	1,43	1,32	1,18	1,22	0,91	0,72	0,77	0,61	1,62
Al_2O_3	17,01	16,90	16,74	16,74	16,71	16,97	16,37	15,44	15,53	15,41	15,03	14,80	14,63	13,68	15,42
Fe_2O_3	8,41	8,46	8,37	8,15	6,72	8,77	6,70	6,76	6,21	6,13	4,64	3,85	3,92	2,87	8,82
MnO	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,14	0,11	0,12	0,11	0,11	0,09	0,07	0,08	0,04	0,12
MgO	3,25	3,13	3,07	3,07	2,59	3,36	2,66	2,42	2,15	2,21	1,68	1,37	1,34	1,10	3,81
CaO	6,37	6,16	5,99	6,10	5,72	6,68	5,28	4,92	4,62	4,69	3,48	2,85	2,84	2,59	6,44
Na_2O	3,00	3,40	3,00	3,40	2,90	2,90	3,00	2,90	2,80	3,20	2,80	2,80	2,70	2,50	3,00
K_2O	3,29	3,06	3,26	2,92	3,75	2,98	3,99	3,88	4,09	3,82	4,73	4,90	4,93	4,64	2,91
P_2O_5	0,61	0,57	0,59	0,60	0,51	0,60	0,53	0,55	0,48	0,48	0,39	0,27	0,28	0,19	0,64
H_2O	0,50	0,42	0,49	0,52	0,41	0,56	0,65	0,73	0,69	0,14	0,39	0,77	0,78	0,55	0,70
Total	99,23	99,60	99,34	99,57	99,63	99,36	99,47	99,07	99,29	99,61	99,48	99,14	99,14	99,23	99,39
Ba	1490	1490	1560	1340	1760	1590	1610	1390	1380	1340	1510	1230	1230	1110	1060
Sr	825	856	850	839	771	856	1102	985	956	907	854	750	732	660	1073
Rb	117	116	132	118	114	103	141	122	220	133	143	144	155	117	134
Zr	320	340	310	350	260	270	300	310	300	310	310	240	290	230	180
Nb	22	21	19	21	19	13	18	20	18	18	19	12	21	16	16
Y	48	37	34	38	46	28	39	47	29	37	46	39	55	42	28
Cr	18	26	27	29	12	21	29	38	35	33	40	14	26	19	49
Ni	29	18	35	30	29	35	35	18	16	12	23	10	16	17	46
V	150	150	150	160	140	170	120	120	100	110	80	57	60	43	170
Mg#	43,35	42,29	42,08	42,73	43,29	43,14	44,02	41,49	40,68	41,66	41,76	41,34	40,37	43,15	46,11
A/CNK	0,85	0,84	0,86	0,84	0,87	0,84	0,87	0,86	0,89	0,86	0,94	0,98	0,99	0,99	0,78

Tabela 5.2. Continuação

Unidade	Ipuiúna												Serra do Pau d'Alho		
Fácies	F_{12}	F_{12}	F_{12}	F_{12}	F_{12}	F_{12}	F_{12}	F_{13}	F_{13}	F_{13}	F_{14}	F_{14}	F_{16}	F_{16}	F_{17}
Amostra	IU-16B	IU-16A	IU-17B	IU-06C	IU-88	IU-07A	IU-15C	IU-08A	IU-29A	IU-12A	IU-08B	IU-28C	SC-29	PH-136	SC-347
SiO_2	60,83	60,87	61,46	62,50	62,81	63,07	63,08	63,78	64,76	66,27	60,89	60,99	72,62	75,81	75,23
TiO_2	1,24	1,17	1,18	1,09	1,03	1,01	1,05	1,02	0,98	0,81	1,13	1,22	0,34	0,20	0,20
Al_2O_3	15,40	15,95	15,25	15,49	15,61	15,43	15,10	15,02	14,87	14,64	15,53	15,58	13,81	12,53	12,72
Fe_2O_3	6,95	6,56	6,49	5,96	5,77	5,73	5,70	5,69	5,33	4,49	6,63	6,83	1,48	0,92	0,97
MnO	0,10	0,10	0,09	0,09	0,09	0,09	0,08	0,08	0,12	0,07	0,10	0,10	0,03	0,03	0,05
MgO	2,42	2,29	2,07	1,89	1,98	1,83	1,80	1,83	1,88	1,50	2,11	2,17	0,55	0,28	0,31
CaO	4,92	4,97	4,42	4,42	4,28	4,08	4,34	4,26	4,12	3,68	4,75	5,05	1,41	1,19	1,16
Na_2O	2,70	2,80	2,80	2,80	2,70	2,50	2,70	2,30	2,30	2,60	2,70	2,80	2,30	2,30	2,80
K_2O	3,99	3,86	4,40	3,95	4,30	4,62	4,26	4,22	3,97	4,21	4,14	3,62	6,06	5,03	4,83
P_2O_5	0,50	0,44	0,44	0,39	0,40	0,38	0,36	0,38	0,37	0,30	0,42	0,46	0,09	0,05	0,05
H_2O	0,28	0,48	0,52	0,90	0,41	0,35	0,68	0,53	0,50	0,67	0,58	0,62	0,16	0,73	0,90
Total	99,33	99,49	99,12	99,48	99,38	99,09	99,15	99,11	99,20	99,24	98,98	99,44	98,85	99,07	99,22
Ba	1300	1390	1730	1350	1420	1550	1600	1510	1310	1060	1440	1300	610	560	390
Sr	774	746	807	673	707	781	819	752	742	573	806	743	306	342	190
Rb	142	134	148	153	142	140	147	144	168	152	145	126	171	195	243
Zr	280	280	310	340	300	270	300	290	280	230	270	240	140	130	120
Nb	16	18	20	20	15	12	14	14	19	16	17	14	10	7	8
Y	34	99	33	32	41	20	25	23	43	35	29	31	46	26	130
Cr	28	29	26	10	19	17	11	20	36	11	23	27	17	<10	10
Ni	<10	18	18	16	17	29	10	10	13	23	10	35	17	14	17
V	130	120	100	99	100	99	100	100	89	78	120	110	25	13	10
Mg#	40,81	40,88	38,71	38,58	40,46	38,74	38,48	38,91	41,13	39,82	38,66	38,62	42,40	37,61	38,76
A/CNK	0,87	0,89	0,88	0,91	0,92	0,93	0,89	0,93	0,95	0,94	0,88	0,88	1,07	1,10	1,06

Tabela 5.2. Continuação

Unidade	Serra do Pau d'Alho												Enclaves Máficos			
Fácies	F_{19}	F_{20}	F_{20}	F_{20}	F_{21}	F_{21}	F_{21}	F_{21}	F_{22}	F_{22}	F_{22}	F_{23}	E_{IPU}	E_{SPA}	E_{IPU}	E_{IPU}
Amostra	SC-344	PH-199	SC-146	PH-31C	PH-89A	PH-87A	PH-91A	PH-68A	PH-154	PH144A	PH-143	PH158C	IU-17A	PH-68B	IU17A1	IU-15A
SiO_2	66,47	68,49	71,41	73,28	72,72	73,24	73,31	73,57	72,60	72,77	73,51	68,51	50,18	51,14	52,33	52,73
TiO_2	0,79	0,58	0,45	0,27	0,38	0,33	0,32	0,30	0,39	0,37	0,34	0,57	2,52	2,02	2,40	2,13
Al_2O_3	14,87	14,41	13,57	13,39	13,52	13,33	13,55	13,47	13,36	13,25	13,07	14,51	15,41	16,67	15,29	14,88
Fe_2O_3	4,83	4,36	2,67	1,81	1,97	1,75	1,69	1,51	2,06	1,78	1,71	3,74	11,82	9,70	9,16	9,47
MnO	0,11	0,07	0,07	0,05	0,06	0,07	0,07	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,14	0,14	0,14	0,15
MgO	1,50	0,93	0,80	0,49	0,61	0,49	0,47	0,57	0,65	0,63	0,45	1,06	4,71	3,38	4,36	4,54
CaO	3,20	2,36	1,88	1,42	1,59	1,44	1,41	1,64	1,42	1,46	1,39	2,55	7,94	7,19	7,83	7,49
Na_2O	2,90	2,50	2,80	2,50	2,90	3,00	3,10	2,40	2,20	2,00	2,30	2,40	2,70	3,10	3,00	2,40
K_2O	4,17	4,86	4,91	5,17	5,05	5,08	5,02	5,25	6,00	5,81	5,65	5,18	2,66	3,45	2,51	3,12
P_2O_5	0,32	0,21	0,16	0,08	0,12	0,10	0,09	0,10	0,11	0,11	0,10	0,21	0,96	0,95	0,97	0,82
H_2O	0,44	0,40	0,59	0,69	0,26	0,29	0,24	0,33	0,27	0,74	0,39	0,70	0,69	0,54	0,99	0,45
Total	99,60	99,17	99,31	99,15	99,18	99,12	99,27	99,18	99,10	98,96	98,96	99,49	99,73	98,28	98,98	98,18
Ba	1050	790	590	460	960	810	720	1040	980	1030	940	1440	910	2640	830	1230
Sr	463	189	316	265	335	254	277	445	573	551	497	734	897	1467	826	895
Rb	226	237	231	232	251	252	230	197	119	129	181	160	97	85	113	120
Zr	300	310	200	180	310	250	240	240	310	270	220	280	230	180	270	160
Nb	31	15	17	18	19	16	14	8	<5	<5	9	10	17	19	24	17
Y	100	35	36	39	53	41	86	16	27	33	25	17	39	48	41	30
Cr	15	15	16	12	<10	23	<10	14	18	<10	15	27	52	19	66	67
Ni	29	23	29	23	<10	29	<10	<10	<10	<10	17	17	52	16	29	52
V	62	50	39	21	16	17	12	23	22	22	22	58	220	190	220	190
Mg#	38,08	29,70	37,24	34,90	38,01	35,67	35,52	42,78	38,46	41,21	34,26	35,95	44,11	40,83	48,52	48,70
A/CNK	0,98	1,05	1,02	1,09	1,03	1,02	1,03	1,07	1,05	1,08	1,05	1,02	0,71	0,76	0,70	0,71

Os enclaves máficos apresentam uma variação restrita de SiO_2 situada entre 50,18% (IU-17A) e 52,73% (IU-15A). A homogeneidade composicional da unidade São José da Prata é refletida no pequeno intervalo de SiO_2, entre 54,83% (SC-57) e 58,83% (IU-104), enquanto o caráter mais expandido das unidades Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho definem intervalos de SiO_2 entre 55,91% (PH-85A) e 70,46% (PH-146) para a primeira, e 66,47% (SC-344) e 75,81% (PH-136) para a última.

Os diagramas de Harker da Figura 5.2 mostram tendências de variação coerentes para todos os óxidos de elementos maiores e menores, sugerindo uma seqüência evolutiva contínua, distribuída num amplo intervalo composicional, desde os termos intermediários da unidade São José da Prata até as rochas mais diferenciadas da unidade Serra do Pau d'Alho.

Tendências de diferenciação lineares englobando todas as rochas do batólito são definidas para vários elementos, particularmente aqueles presentes em minerais máficos (CaO, MgO, Fe_2O_3, TiO_2, P_2O_5). Uma tendência evolutiva coerente também é indicada pelos álcalis, apesar da relativa dispersão dos resultados obtidos para Na_2O, que se distribuem no intervalo entre 2,30 e 3,40%, com valores absolutos relativamente mais baixos que o esperado, conforme discutido no item 5.1. Esta tendência é melhor definida para K_2O, cujos teores uniformemente elevados evidenciam o caráter potássico do conjunto.

Variações composicionais em relação aos álcalis são observadas nas rochas da unidade Serra do Pau d'Alho, onde as fácies volumetricamente predominantes (F_{16}, F_{17} e F_{20}) definem uma leve inflexão na tendência de aumento de K_2O nas unidades mais máficas, enquanto três associações de ocorrência menor se diferenciam, seja por elevadas razões K_2O/Na_2O (sienogranitos F_{22} e F_{23}), seja por teores de Na_2O um pouco mais altos (fácies F_{21}).

A maior proporção de Na_2O dos granitos da fácies F_{21} e, conseqüentemente, razões K_2O/Na_2O mais baixas, identificam composições químicas equivalentes à de monzogranitos, em contraste com a composição sienogranítica determinada pelas análises modais para estas rochas (Tabs. 4.3 e 4.6; Figs. 4.1 e 4.4). O excesso de Na provavelmente reflete uma maior proporção do componente albítico do feldspato alcalino, petrograficamente caracterizado por lentes de pertitas bem desenvolvidas (Item 4.4.4; Cap. 4).

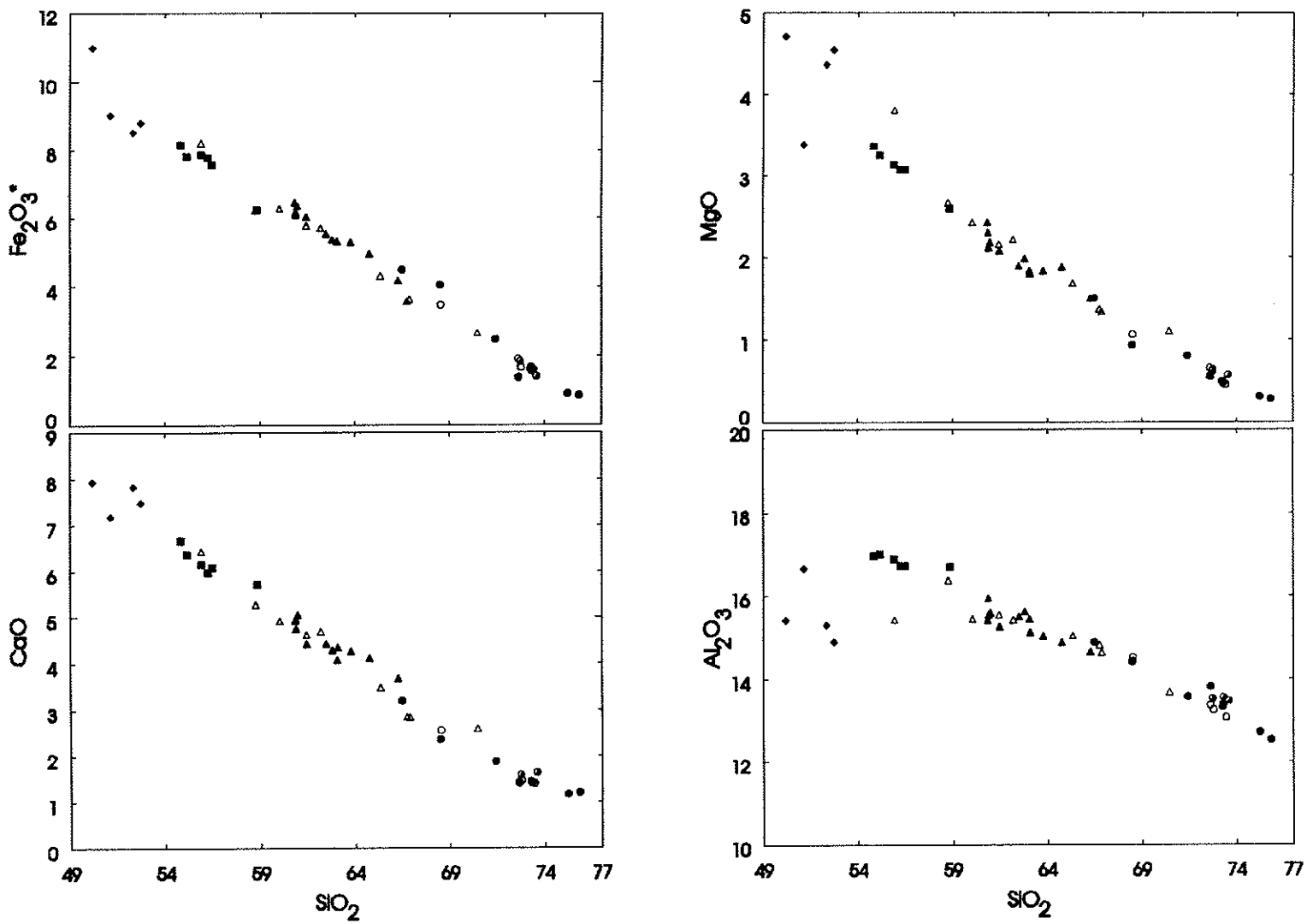


Figura 5.2. Diagramas de variação dos óxidos dos elementos maiores e menores *versus* sílica (% em peso) para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna. Símbolos: Unidade São José da Prata=quadrados; Unidade Ipuiúna: triângulos cheios=fácies F_{12}, F_{13} e F_{14}, triângulos vazios=fácies F_7, F_8, F_9 e F_{11}; Unidade Serra do Pau d'Alho: círculos cheios=fácies F_{16}, F_{17}, F_{19} e F_{20}, círculos semi-cheios=fácies F_{21}, círculos vazios=fácies F_{22} e F_{23}; Enclaves Máficos=losangos.

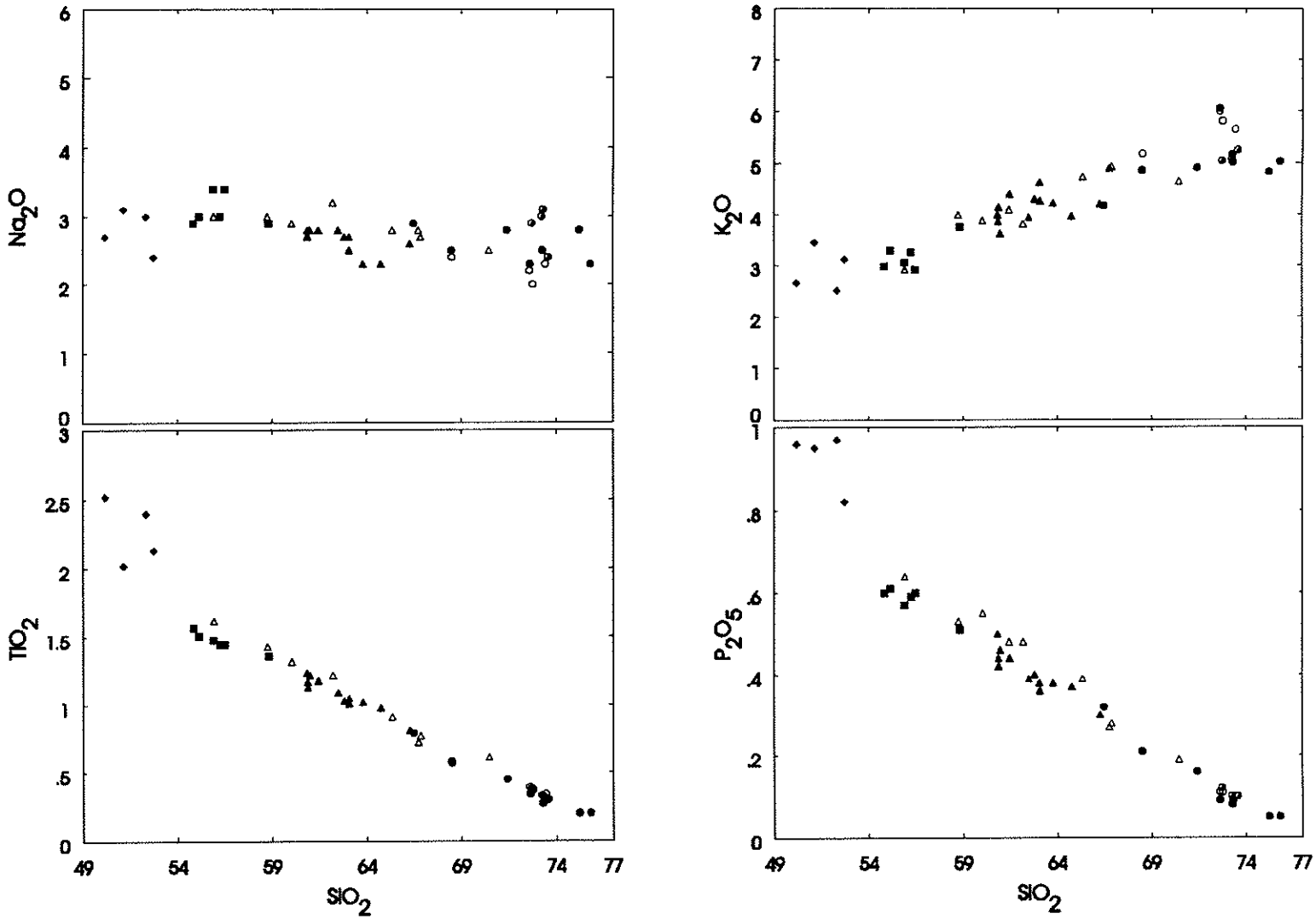


Figura 5.2. Continuação.

Diferenças sistemáticas nas razões K_2O/Na_2O sugerem a presença de dois grupos químicos maiores na unidade Serra do Pau d'Alho que são representados pelos granitos das fácies F_{17}, F_{19}, F_{20} e F_{21} (K_2O/Na_2O=1,4 a 1,9), geoquimicamente definidos como monzogranitos, e pelas rochas das fácies F_{16}, F_{22} e F_{23} (K_2O/Na_2O>2,0), cuja composição química os aproxima dos sienogranitos.

A linearidade da tendência de diferenciação para os elementos maiores e menores sugere a atuação de processos globais do tipo cristalização fracionada ou mistura de magmas na evolução das rochas do batólito. Considerando uma evolução dominada por mecanismos de cristalização fracionada, a ausência de inflexões para a maioria dos elementos implicaria que as mesmas fases (i.e. hornblenda/clinopiroxênio, plagioclásio, óxidos de Fe-Ti, apatita) se mantiveram fracionadas durante todo o intervalo composicional; a participação de feldspato alcalino (± biotita) como fase fracionada nos termos mais diferenciados da unidade Serra do Pau d'Alho é sugerida pela inflexão observada para K_2O.

Por outro lado, as rochas máficas, representadas principalmente pelas amostras da região de Ipuiúna (IU-17A, IU-17A1, IU-15A), petrograficamente similares aos enclaves máficos que ocorrem em todas as unidades do batólito (Item 4.5; Cap. 4), têm composição química equivalente a rochas gabróicas, e definem tendências sub-paralelas que fogem à tendência geral do batólito para MgO, TiO_2 e P_2O_5, colocando-se totalmente a parte do conjunto no que se refere a Al_2O_3. Estas características sugerem tratar-se de um grupo químico distinto, geneticamente independente, que é acompanhado pelo quartzo monzodiorito da unidade Ipuiúna (fácies F_{11}: PH-85A) nos teores mais elevados de MgO e sensivelmente mais baixos de Al_2O_3. Variações sutis no conteúdo de MgO, TiO_2, Al_2O_3 e K_2O são observadas no enclave máfico da região de Pinhal (PH-68B).

Evidências de campo, como incorporação de megacristais de feldspato alcalino e presença de xenocristais de quartzo, sugerem que as rochas dioríticas (a gabróicas) da região de Ipuiúna representam um magma máfico que cristalizou contemporaneamente às rochas granitóides, e portanto sua composição pode refletir interação com os magmas graníticos. Mudanças na composição química original das rochas máficas (i.e. introdução de SiO_2, K_2O) poderiam ser responsáveis por seus desvios da tendência geral do batólito para elementos como Ti e P, cujos

teores elevados são compatíveis com conteúdos mais baixos em SiO_2. Por outro lado, os baixos conteúdos de Al_2O_3, distinguindo-os do conjunto do batólito, evidenciam que os enclaves máficos não devem representar um "membro-final" de origem mantélica, que, a partir de misturas com magmas graníticos crustais, responderia pela formação das rochas intermediárias, as mais abundantes do batólito.

5.2.2. Elementos Traços

Diagramas de variação SiO_2 *versus* elementos traços são apresentados na Figura 5.3. Em contraste com as tendências de diferenciação dominantemente lineares dos elementos compatíveis para todo o intervalo composicional do batólito, inflexões importantes são observadas para Rb, Sr, Ba e Zr nas composições mais ácidas da unidade Serra do Pau d'Alho, sugestivas da atuação de processos de fracionamento cristal-líquido envolvendo fases como feldspatos, biotita e zircão.

As concentrações de Rb aumentam progressivamente com a diferenciação, mostrando uma tendência aproximadamente linear para as rochas das unidades São José da Prata e Ipuiúna, que é acompanhada pelos sienogranitos da fácies F_{16} da unidade Serra do Pau d'Alho; concentrações sensivelmente mais elevadas caracterizam os monzogranitos das fácies F_{17} e F_{20}.

Teores de Rb mais elevados caracterizam as rochas da fácies F_{21}, tipicamente diferenciadas pela textura mais fina e caráter intensamente foliado; as concentrações relativamente baixas indicadas para as duas amostras de sienogranitos da fácies F_{22}, que apresentam os teores mais elevados de K_2O do conjunto do batólito (PH-144A: Rb=129 ppm; K_2O=5,65% e PH-154: Rb=119 ppm; K_2O=6,00%), contrastam com o valor obtido para a amostra PH-143 da mesma fácies (Rb=181 ppm; K_2O=5,65%), que acompanha o que parece ser a tendência evolutiva principal do batólito.

O comportamento do Sr define tendências coerentes com processos de diferenciação envolvendo fracionamento de plagioclásio, diminuindo suas concentrações com o incremento em SiO_2, e mostrando inflexões nas rochas da unidade Serra do Pau d'Alho. Valores relativamente mais elevados de Sr nas rochas

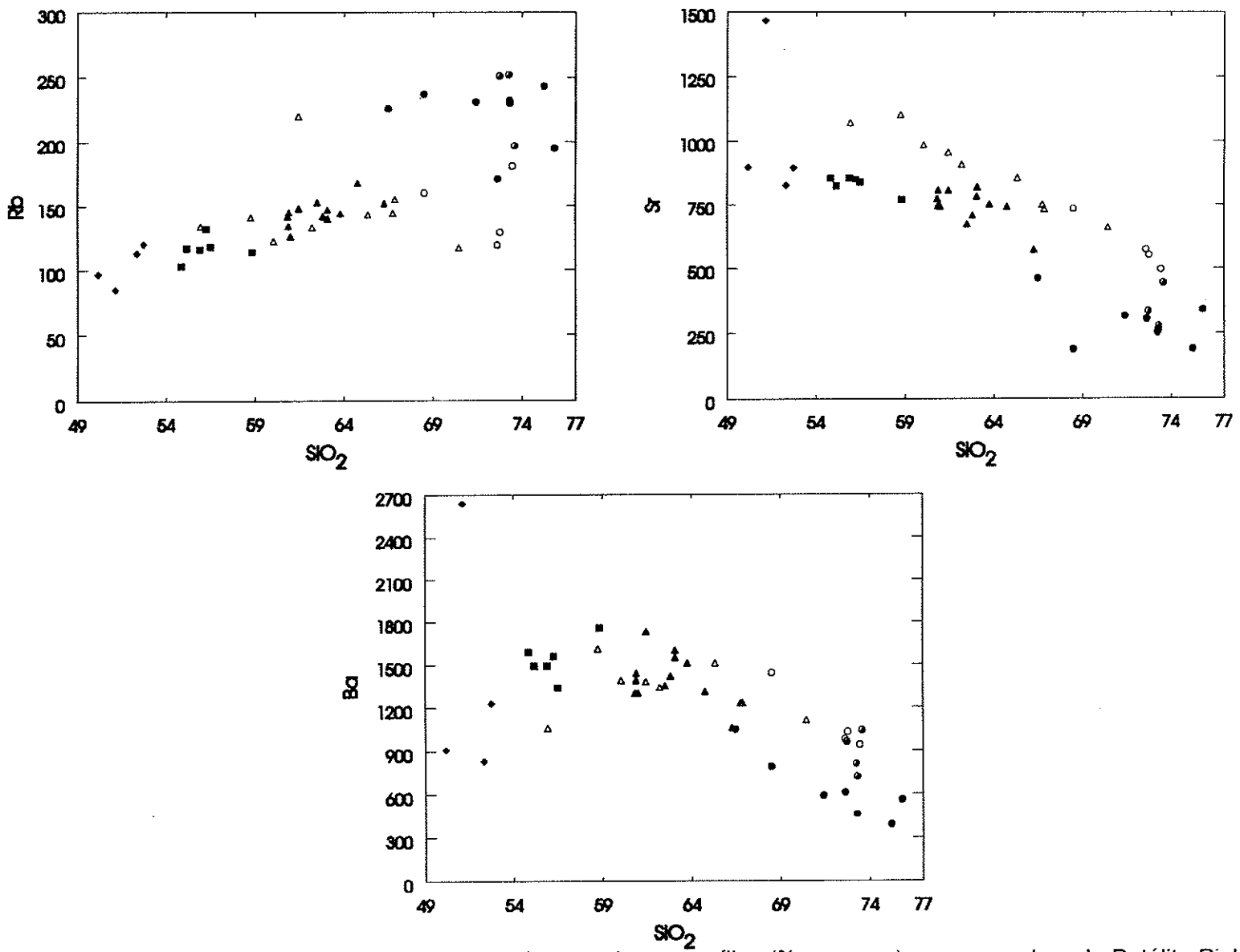


Figura 5.3. Diagramas de variação de elementos traços (em ppm) *versus* sílica (% em peso) para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna. Os símbolos são os mesmos da Figura 5.2.

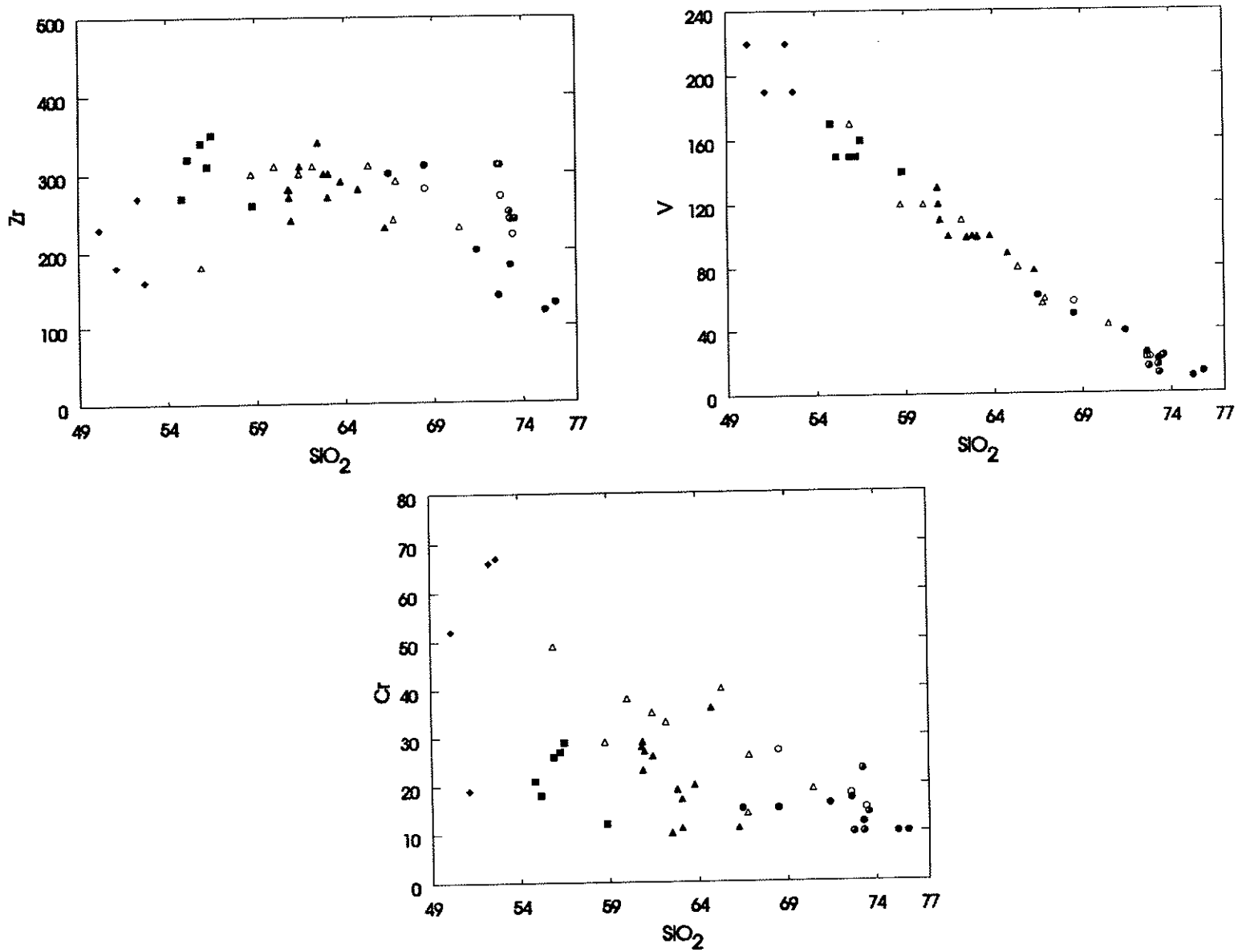


Figura 5.3. Continuação.

que identificam a unidade Ipuiúna na região de Pinhal (fácies F_7, F_8, F_9) contrastam com os teores uniformemente mais baixos dos granitóides do leste do maciço (fácies F_{12}, F_{13} e F_{14}), evidenciando duas tendências evolutivas distintas e sub-paralelas. Estas tendências se refletem parcialmente no comportamento de Ba em relação aos termos mais diferenciados da unidade Ipuiúna da região de Pinhal (fácies F_8 e F_9). Teores elevados de Sr e Ba também distinguem os sienogranitos das fácies F_{22} e F_{23} da unidade Serra do Pau d'Alho.

O diagrama de variação para Ba denota uma pronunciada inflexão em torno de 65% de SiO_2, na passagem entre os termos intermediários e ácidos do batólito, caracterizando comportamento pouco compatível ($D \cong 1$) nos primeiros estágios da diferenciação. Em seguida, tende a decrescer sistemática e uniformemente, confirmando a atuação do fracionamento de fases que incorporam Ba (feldspato alcalino e/ou biotita) nas fácies volumetricamente predominantes da unidade Serra do Pau d'Alho.

Variações significativas nas concentrações de Zr são características nos granitos da unidade Serra do Pau d'Alho, com as fácies que representam a tendência geral do batólito apresentando inflexões que sugerem a separação de zircão; teores mais elevados diferenciam as rochas das fácies F_{21}, F_{22} e F_{23}.

As variações relativas entre Ba, Rb e Sr e as razões K/Rb, Rb/Sr e Sr/Ba em função de SiO_2 (Figs. 5.4 e 5.5) corroboram o comportamento coerente do conjunto analisado e sugerem uma evolução compatível com processos de cristalização fracionada. A diminuição da razão K/Rb em direção às rochas mais diferenciadas da unidade Serra do Pau d'Alho confirma a participação de feldspato alcalino como fase fracionada, enquanto a curva hiperbólica ascendente da razão Rb/Sr deve refletir o fracionamento de plagioclásio. Por outro lado, os teores relativamente baixos de Rb (refletidos em alto K/Rb e baixo Rb/Sr) dos sienogranitos das fácies F_{22} e F_{23} da unidade Serra do Pau d'Alho, poderiam refletir a participação mais efetiva de biotita no fracionamento.

Diferenças internas marcantes caracterizam as unidades Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho com relação ao comportamento de Rb, Sr, Ba e Zr e às razões K_2O/Na_2O, que são sugestivas da presença de mais de um magma parental na evolução destas rochas. Os teores de Sr, sutil mas sistematicamente mais elevados

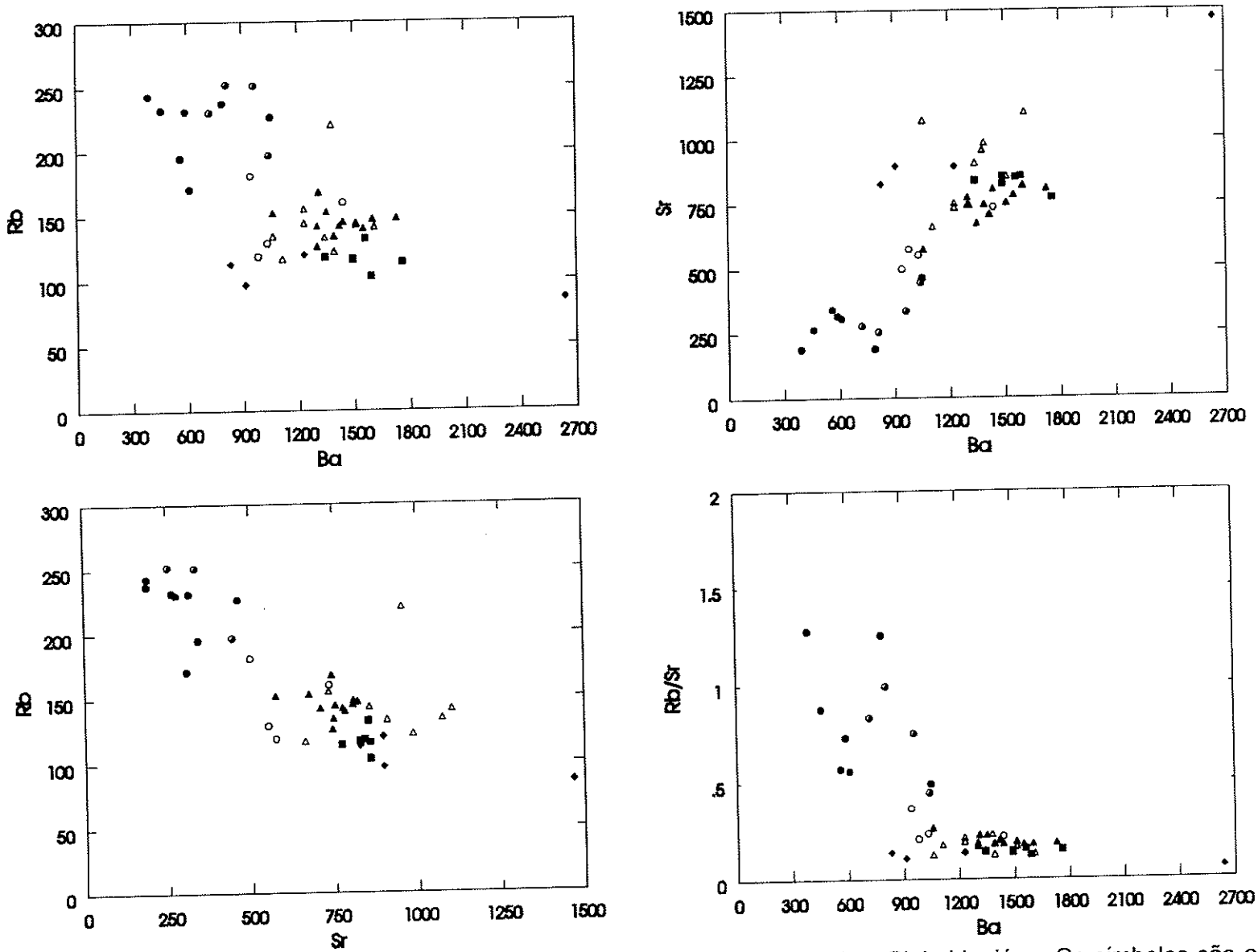


Figura 5.4. Diagramas de variação de Ba, Rb e Sr (em ppm) para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna. Os símbolos são os mesmos da Figura 5.2.

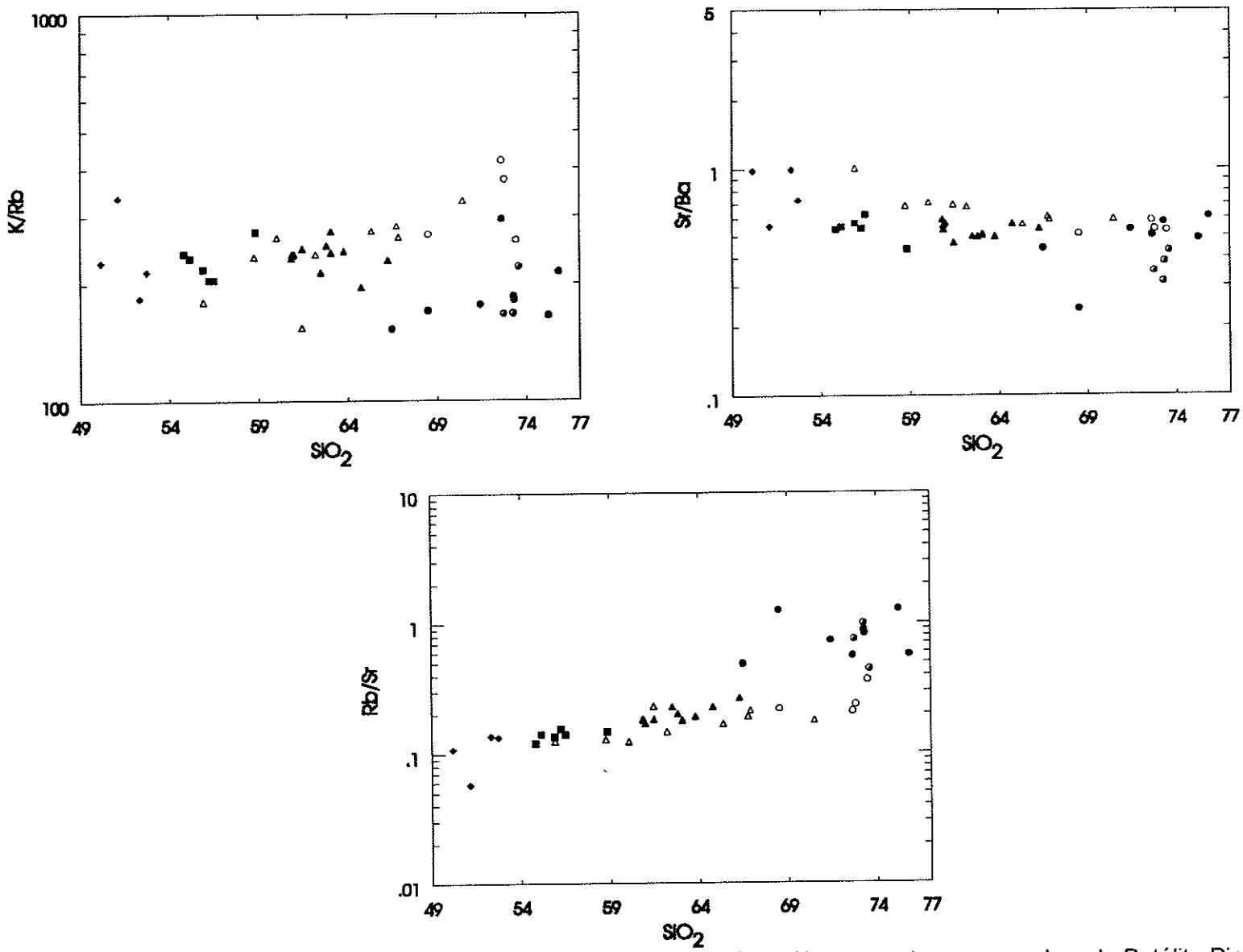


Figura 5.5. Diagramas de variação das razões K/Rb, Sr/Ba e Rb/Sr *versus* sílica (% em peso) para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna. Os símbolos são os mesmos da Figura 5.2.

das rochas da unidade Ipuiúna que ocorrem na região de Pinhal, parecem indicar características peculiares a este conjunto.

Entre os granitos da unidade Serra do Pau d'Alho, as rochas da fácies F_{21} se diferenciam pelas concentrações mais elevadas de Rb e Zr e pelas mais baixas razões Sr/Ba e K_2O/Na_2O, enquanto teores mais elevados de Sr, Ba e Zr e altas razões K_2O/Na_2O distinguem os sienogranitos das fácies F_{22} e F_{23}, que se aproximam da tendência definida pelas rochas da unidade Ipuiúna da região de Pinhal.

Valores relativamente mais elevados de Cr também caracterizam as rochas da unidade Ipuiúna da região de Pinhal (Fig. 5.3), enquanto as concentrações de V assinalam uma tendência linear para o conjunto do batólito, que demonstra seu comportamento fortemente compatível, refletindo a cristalização contínua de minerais opacos (ilmenita e magnetita).

Os teores de Y se distribuem num intervalo médio de 16 a 55 ppm, não estabelecendo variações específicas para nenhuma das unidades do batólito (Tab. 5.2). Valores bastante elevados são indicados para os monzogranitos das fácies F_{17} (SC-347=130 ppm) e F_{19} (SC-344=100 ppm), provavelmente devido à abundância de minerais acessórios como allanita ou mesmo titanita (Tabs. 4.6 e 4.10; Cap. 4), visto que algum Y pode substituir Ca na estrutura da allanita, enquanto titanita pode, eventualmente, acomodar Y e terras raras médias e pesadas em rochas graníticas (Clarke, 1982).

Foram obtidos dados de Hf, Sc, Ta, Cs, Th e U para seis amostras dos granitóides do batólito, incluindo uma amostra dos enclaves máficos (Tab. C.2). As concentrações de Ta, em geral, são bastante baixas; teores comparativamente elevados de Th e U caracterizam os monzogranitos da fácies F_{17} (SC-347: Th=17,8 ppm; U=2,2 ppm) e os monzogranitos da fácies F_{21} (PH-87A: Th=18,8 ppm; U=2,8 ppm) da unidade Serra do Pau d'Alho.

A exemplo das variações observadas para Al_2O_3, os enclaves máficos da região de Ipuiúna e o quartzo monzodiorito da unidade Ipuiúna (fácies F_{11}: PH-85A) fogem à tendência geral das rochas do batólito nos teores sensivelmente mais baixos de Ba e Zr, confirmando as características de um grupo químico distinto (Figs.

5.3 e 5.4). Valores extremamente elevados de Sr e Ba e um teor bastante baixo de Cr separam o enclave máfico da região de Pinhal (PH-68B).

5.2.3. Elementos Terras Raras

As concentrações e razões dos elementos terras raras são apresentadas na Tabela 5.3, e mostram valores totais aproximados de 220 ppm para os enclaves máficos, 280 ppm para os quartzo monzodioritos São José da Prata, entre 240 e 370 ppm para os quartzo monzonitos e monzogranitos Ipuiúna, e entre 210 e 360 ppm para os granitos Serra do Pau d'Alho.

Os teores dos elementos terras raras, normalizados pelos valores condríticos de Boynton (1982), mostram padrões relativamente fracionados para todo o conjunto do batólito, estabelecendo características gerais distintivas entre as unidades que o constituem, ou mesmo entre diferentes fácies de uma mesma unidade (Fig. 5.6).

Os granitóides da unidade Ipuiúna (Fig. 5.6 A) mostram padrões sub-paralelos e similares para as rochas da região de Pinhal e Ipuiúna, com os quartzo monzonitos das fácies F_7 e F_{14} apresentando anomalias negativas de Eu muito suaves ($Eu/Eu^*_{(n)}$=0,72) e razões $La/Yb_{(n)}$ entre 15 e 18, e $Dy/Yb_{(n)}$ em torno de 1,74. O monzogranito da região de Pinhal (fácies F_8: PH-01) mostra maior abundância de terras raras totais em relação ao monzogranito da fácies F_{13} (IU-12A), e as razões $La/Yb_{(n)}$ e $Dy/Yb_{(n)}$ variam, respectivamente, de 22,66 e 1,82 no primeiro, a 16,21 e 1,54 no último; anomalias negativas de Eu mais pronunciadas ($Eu/Eu^*_{(n)}$=0,59 e 0,58) caracterizam ambas as amostras.

O padrão de elementos terras raras do quartzo monzodiorito São José da Prata (Fig. 5.6 B) se distingue daqueles dos termos mais máficos da unidade Ipuiúna pela maior suavidade da anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^*_{(n)}$=0,79), e pelas razões $La/Yb_{(n)}$, mais elevada (≅20) e $Dy/Yb_{(n)}$, mais baixa (1,63). Concentrações menores em terras raras leves e pesadas caracterizam o padrão do enclave máfico (IU-15A), que apresenta razão $La/Yb_{(n)}$ em torno de 18 e anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^*_{(n)}$=0,70) mais pronunciada que as rochas intermediárias das unidades São José da Prata e Ipuiúna.

Tabela 5.3. Análises químicas (em ppm) e relações entre elementos terras raras para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna.

Fácies Amostra	F_1 SC-333	F_7 PH-145	F_8 PH-01	F_{13} IU-12A	F_{14} IU-28C	F_{16} SC-29	F_{17} SC-347	F_{18} SC-344	F_{21} PH-87A	F_{22} PH-143	F_{23} PH-158C	E_{IPU} IU-15A
La	58,780	44,930	75,000	54,100	49,400	78,950	69,550	58,820	44,000	51,080	66,460	38,680
Ce	134,800	113,100	176,200	125,100	100,000	174,500	96,560	145,000	98,960	116,700	150,500	99,190
Nd	59,200	59,330	77,740	54,280	45,000	69,750	36,130	71,530	42,340	46,350	56,840	53,020
Sm	10,170	10,710	13,200	9,609	7,400	12,350	5,131	14,510	7,973	7,846	8,690	9,927
Eu	2,302	2,178	2,162	1,595	1,950	1,426	0,727	2,182	1,051	1,489	1,841	1,992
Gd	6,914	7,112	8,121	6,482	nd	7,938	3,586	10,900	5,524	4,834	4,948	6,896
Dy	4,966	5,417	6,248	5,350	nd	6,078	2,931	10,720	4,891	3,336	2,917	4,820
Ho	0,967	1,041	1,197	1,048	nd	1,079	0,682	2,145	0,966	0,638	0,544	0,908
Er	2,480	2,595	2,965	2,708	nd	2,349	2,318	5,841	2,543	1,571	1,276	2,171
Yb	1,977	2,024	2,231	2,250	1,870	1,427	2,122	4,992	2,460	1,126	0,879	1,453
Lu	0,269	0,254	0,265	0,248	0,250	0,151	0,328	0,606	0,307	0,162	0,149	0,175
Total	282,825	248,691	365,329	262,770	205,870	355,998	220,065	327,246	211,015	235,132	295,044	219,232
$La/Yb_{(n)}$	20,04	14,97	22,66	16,21	17,81	37,30	22,10	7,94	12,06	30,59	50,97	17,95
$Eu/Eu^*_{(n)}$	0,79	0,72	0,59	0,58	nd	0,41	0,49	0,51	0,46	0,69	0,79	0,70
$Dy/Yb_{(n)}$	1,63	1,74	1,82	1,54	nd	2,76	0,90	1,39	1,29	1,93	2,15	2,16
SiO_2	56,24	58,75	65,34	66,27	60,99	72,62	75,23	66,47	73,24	73,51	68,51	52,73

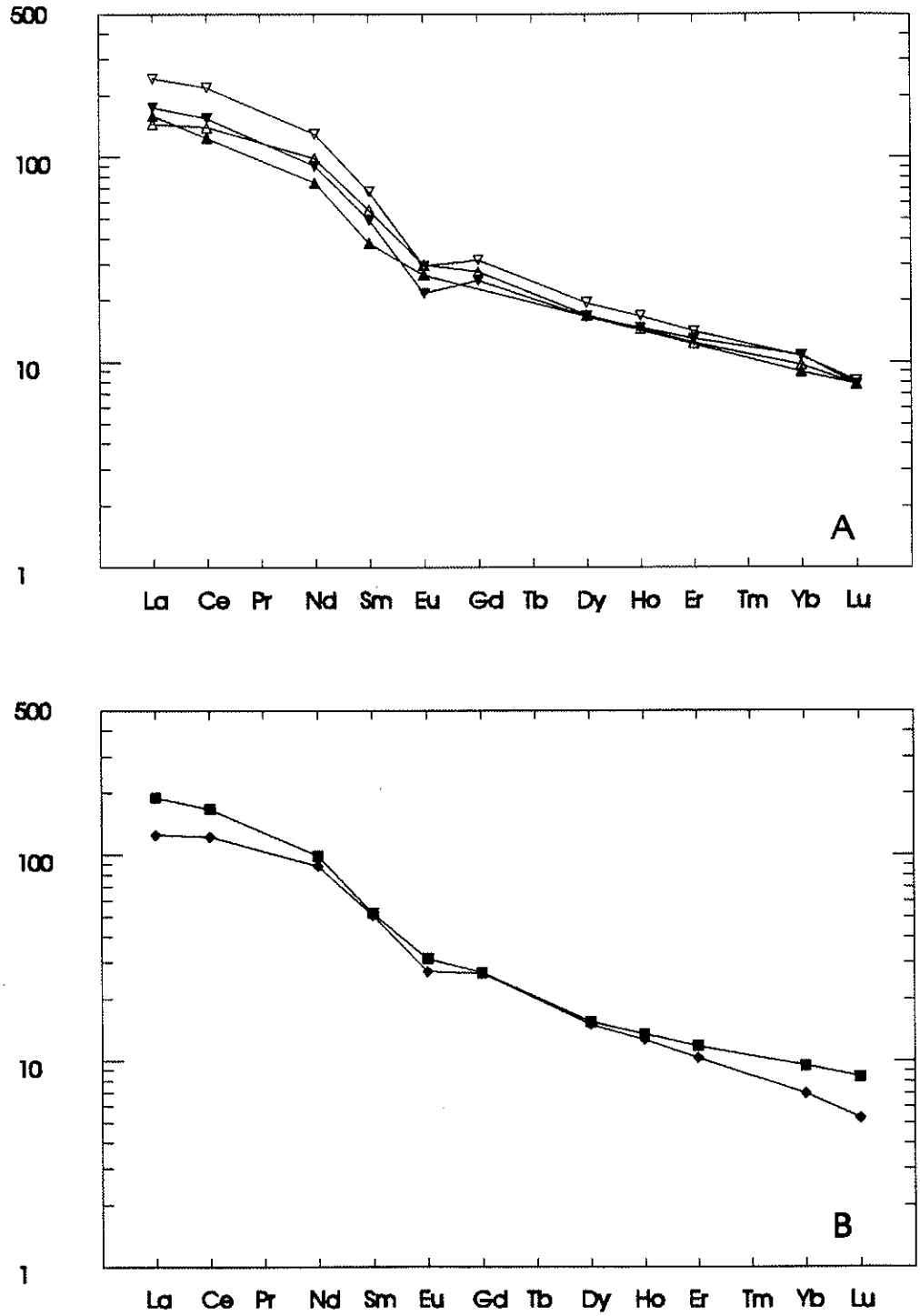
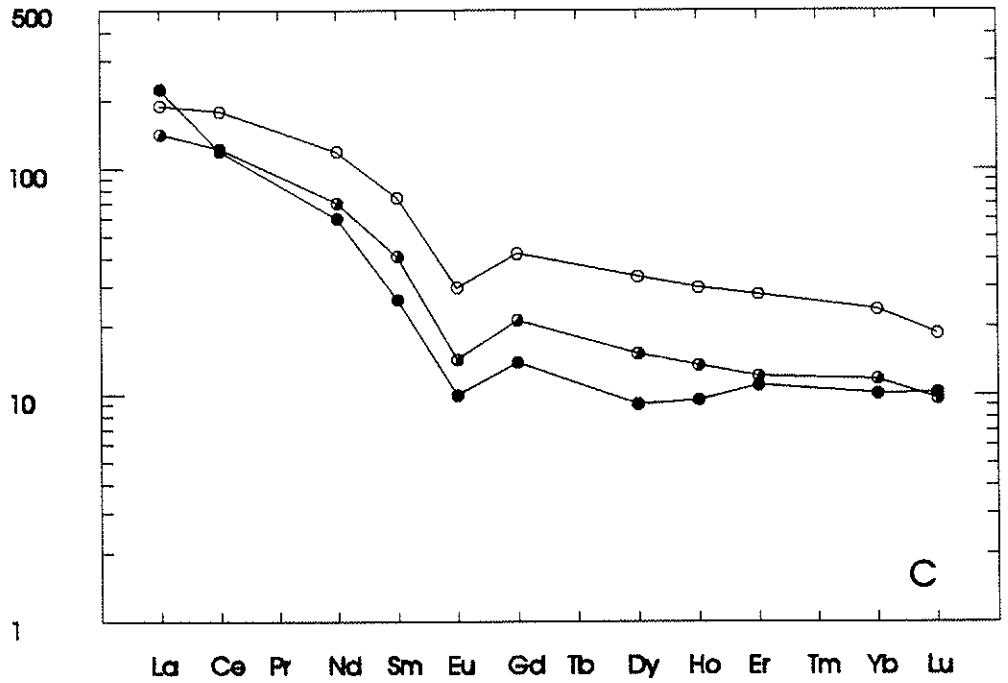


Figura 5.6. Padrões de elementos terras raras normalizados pelos valores condríticos de Boynton (1984) para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna. A) Unidade Ipuiúna: triângulos vazios normais=quartzo monzonito F_7 (PH-145); triângulos vazios invertidos=monzogranito F_8 (PH-01); triângulos cheios normais=quartzo monzonito F_{14} (IU-28C); triângulos cheios invertidos=monzogranito F_{13} (IU-12A). B) Unidade São José da Prata: quadrados=quartzo monzodiorito F_1 (SC-333); Enclave Máfico: losangos=quartzo diorito (IU-15A).



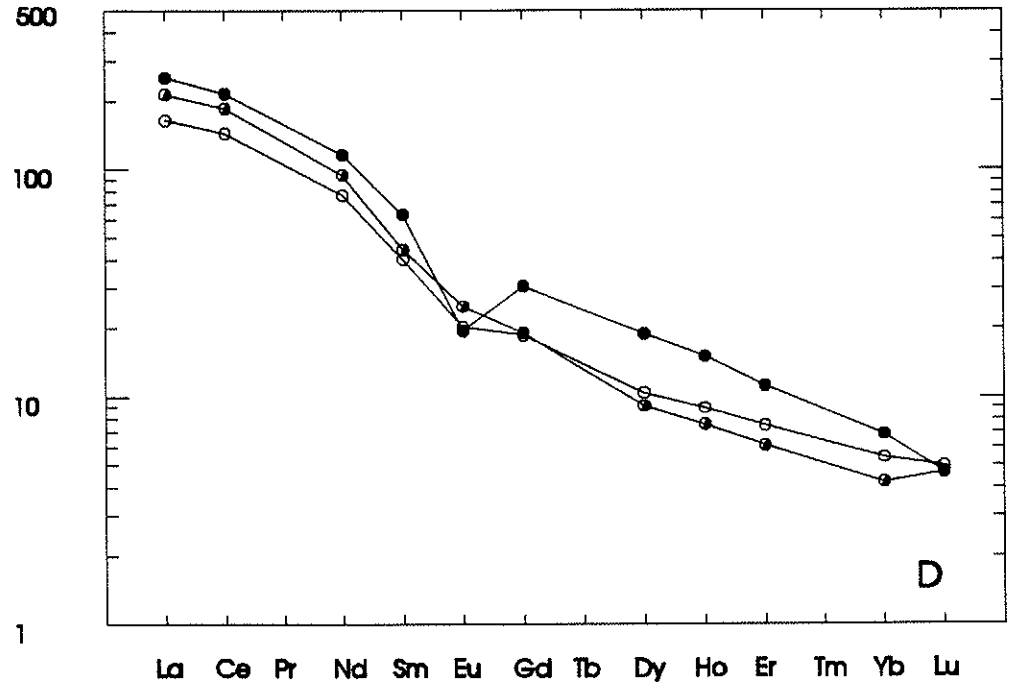


Figura 5.6. Continuação.
Unidade Serra do Pau d'Alho: C) círculos cheios=monzogranito F_{17} (SC-347); círculos vazios= monzogranito F_{19} (SC-344); círculos semi-cheios=monzogranito F_{21} (PH-87A). D) círculos cheios=sienogranito F_{16} (SC-29); círculos vazios=sienogranito F_{22} (PH-143); círculos semi-cheios=sienogranito F_{23} (PH-158C).

Os granitos da unidade Serra do Pau d'Alho constituem três sub-grupos distintos em relação ao comportamento dos elementos terras raras (Figs. 5.6 C e D). Padrões sub-paralelos entre si e fracionados com relação às terras raras leves e médias, e com fortes anomalias negativas de Eu ($Eu/Eu^*_{(n)}$=0,46 a 0,51) são típicos dos monzogranitos das fácies F_{17}, F_{19} e F_{21}, os dois primeiros da porção central do batólito, e o último de ocorrência restrita à região a nordeste de Pinhal. Razões $La/Yb_{(n)}$ e $Dy/Yb_{(n)}$ de cerca de 22 e 0,9 (fácies F_{17}), e 12 e 1,3 (fácies F_{21}) caracterizam os termos mais diferenciados; valores próximos a 8 para a razão $La/Yb_{(n)}$, e em torno de 1,4 para a razão $Dy/Yb_{(n)}$, identificam o monzogranito mais máfico da fácies F_{19}.

O sienogranito da fácies F_{16} (Fig. 5.6 D), que representa a fácies de maior abrangência areal da unidade, se caracteriza pelo maior teor em terras raras totais do conjunto do batólito, e mostra um padrão sensivelmente mais fracionado, com pronunciada anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^*_{(n)}$=0,41), razão $La/Yb_{(n)}$ em torno de 37, e razão $Dy/Yb_{(n)}$ próxima a 2,8.

Padrões de elementos terras raras também significativamente fracionados, com razões $La/Yb_{(n)}$ em torno de 30 e 50, $Dy/Yb_{(n)}$ de 1,9 e 2,1, e anomalias negativas de Eu pouco acentuadas a ausentes ($Eu/Eu^*_{(n)}$=0,69 e 0,79), caracterizam, respectivamente, os sienogranitos das fácies F_{22} e F_{23} (Fig. 5.6 D). O maior grau de fracionamento destas amostras é assinalado, essencialmente, pelo empobrecimento em terras raras pesadas em relação às rochas dominantes da unidade Serra do Pau d'Alho.

Apesar das variações internas observadas nas diferentes unidades de fácies do Batólito Pinhal-Ipuiúna, os padrões de elementos terras raras são uniformemente fracionados, principalmente no que se refere às terras raras leves e médias, e se caracterizam pela presença comum de anomalias negativas de Eu, mais ou menos pronunciadas.

As anomalias negligenciáveis de Eu observadas nos quartzo monzodioritos São José da Prata sugerem que, se esses magmas evoluíram por fracionamento envolvendo plagioclásio a partir de magmas mais básicos, esse mineral aparentemente estava presente em proporção subordinada em relação aos minerais máficos como clinopiroxênio ou hornblenda. Tais minerais máficos se caracterizam por

pronunciadas anomalias negativas de Eu, em oposição às anomalias fortemente positivas dos feldspatos (Hanson, 1978; 1980).

As anomalias negativas de Eu, típicas das rochas da unidade Ipuiúna e das fácies dominantes da unidade Serra do Pau d'Alho, já evidenciam um fracionamento mais efetivo de plagioclásio, e também devem refletir a participação de feldspato alcalino como fase fracionada nos termos mais diferenciados.

Por outro lado, os padrões sub-horizontais para as terras raras pesadas nos monzogranitos Serra do Pau d'Alho da porção central do batólito (fácies F_{17} e F_{19}) e da região a nordeste de Pinhal (fácies F_{21}) com pronunciadas anomalias negativas de Eu, favorecem a hipótese de um fracionamento dominado por feldspatos (plagioclásio $\pm$ feldspato alcalino), e acompanhado por anfibólio, como indicado pelo empobrecimento em terras raras médias ($Dy/Yb_{(n)}<1,0$) da amostra mais fracionada (SC-347; Fig. 5.6 C).

Os padrões de terras raras definidos para os sienogranitos das fácies F_{22} e F_{23} contrastam com aqueles obtidos para as demais amostras da unidade Serra do Pau d'Alho. A presença de anomalias negativas de Eu praticamente negligenciáveis ao lado das elevadas razões K/Rb, sugerem participação subordinada dos feldspatos no fracionamento ou como fases residuais na área fonte.

A participação de zircão como fase acessória potencial de fracionamento é compatível com o empobrecimento das terras raras pesadas, e é sugerida por inflexões no diagrama Zr *versus* SiO_2 (Fig. 5.3), observadas em rochas da unidade Ipuiúna da região de Pinhal e nos sienogranitos da fácies F_{16} da unidade Serra do Pau d'Alho. A presença de apatita como fase residual também poderia contribuir para o empobrecimento das terras raras médias e, em menor extensão das terras raras leves, nos monzogranitos das fácies F_{17}, F_{19} e F_{21} da unidade Serra do Pau d'Alho.

5.2.4. Padrões de Elementos Expandidos

Os padrões elementais expandidos evidenciando o comportamento dos elementos incompatíveis nos granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna, normalizados

pelos valores condríticos de Thompson (1982), são apresentados nos diagramas da Figura 5.7.

O diagrama da Figura 5.7 A mostra o padrão de elementos expandidos do quartzo monzodiorito da unidade São José da Prata (fácies F_1), que representa as composições menos evoluídas da seqüência do batólito e, provavelmente, mais próximas dos magmas parentais dos granitóides do maciço; o enclave máfico (IU-15A) é representado na Figura 5.7 B. Os granitóides da unidade Ipuiúna são projetados nos diagramas 5.7 C (quartzo monzonitos e monzogranitos das fácies F_7 e F_8 da região de Pinhal) e 5.7 D (quartzo monzonitos e monzogranitos das fácies F_{14} e F_{13} da região de Ipuiúna); os granitos da unidade Serra do Pau d'Alho estão distribuídos nos diagramas das Figuras 5.7 E (monzogranitos das fácies F_{17} e F_{19} da porção central do batólito, e da fácies F_{21} a nordeste de Pinhal) e 5.7 F (sienogranitos da fácies F_{16}, volumetricamente predominante, e das fácies F_{22} e F_{23}, restritos ao extremo oeste do batólito).

Padrões similares enriquecidos em elementos LIL (Rb, K, Ba, La, Ce) em relação aos elementos HFS, com anomalias negativas evidentes para Th, Nb, Ta e P caracterizam as rochas das unidades São José da Prata e Ipuiúna e o enclave máfico; depressões relativamente acentuadas em Ti são indicadas para as rochas da unidade Ipuiúna, com a amostra mais diferenciada apresentando uma pronunciada anomalia negativa para Th (Figs. 5.7 C e D). Estas feições refletem características geoquímicas consideradas típicas de magmas relacionados a ambientes de margens continentais ativas, cuja fonte seria enriquecida em elementos LIL por processos de subducção (Brown *et al.*, 1984).

Os granitos da unidade Serra do Pau d'Alho apresentam padrões elementais expandidos mais enriquecidos, que se caracterizam por picos acentuados de Rb e, em menor proporção, K, e depressões pronunciadas de Nb, Ta, Sr, P e Ti, típicos de rochas geradas a partir de magmas com um componente crustal efetivo (Figs. 5.7 E e F). Concentrações mais elevadas nos elementos mais incompatíveis e valores de Th e Y sensivelmente maiores distinguem as rochas das fácies F_{17} e F_{19}, e uma anomalia negativa para Th caracteriza o sienogranito da fácies F_{22}.

Os diagramas para elementos traços incompatíveis das rochas do batólito são fracionados e apresentam, em geral, fatores de enriquecimento que

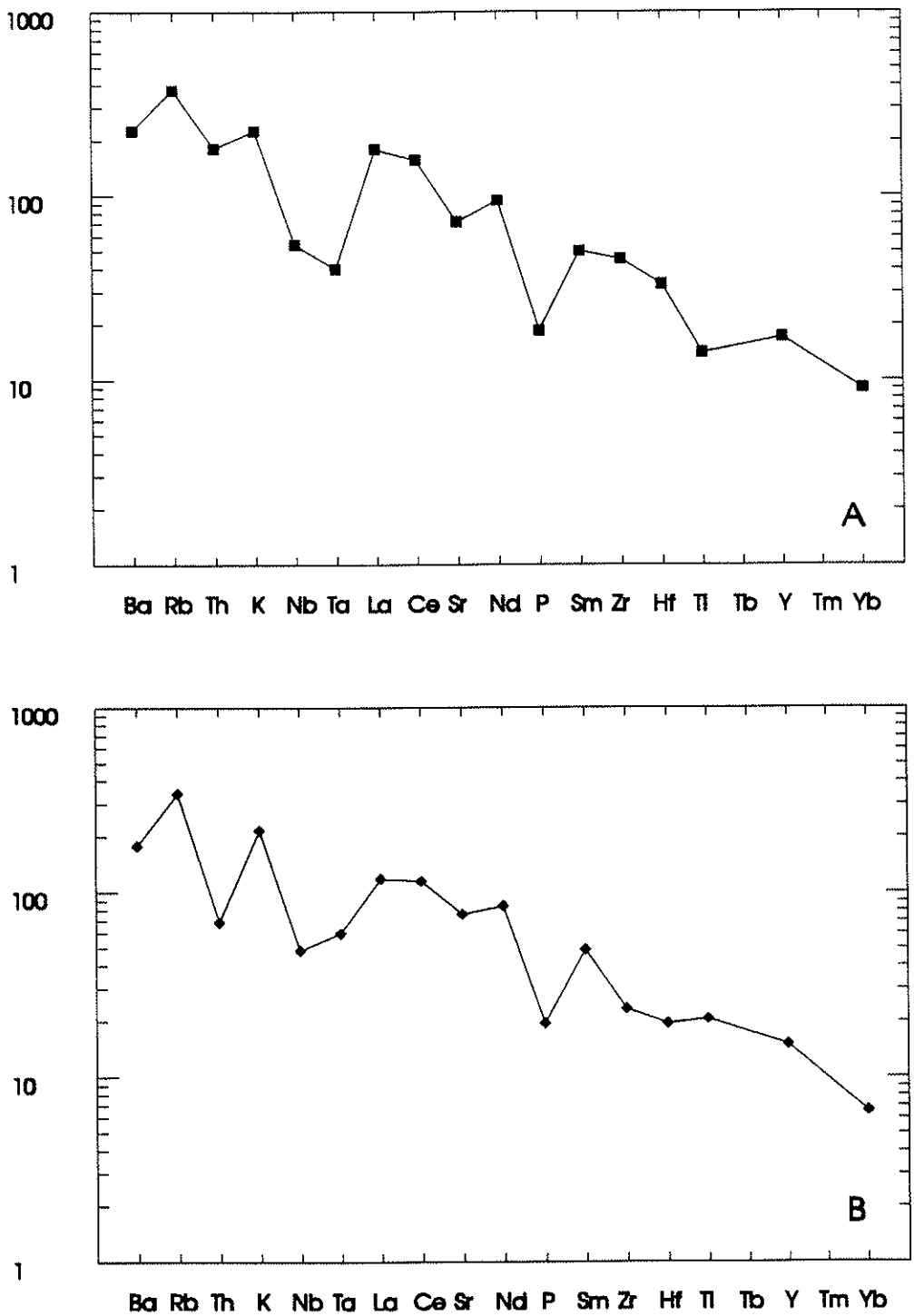


Figura 5.7. Padrões de elementos expandidos normalizados pelos valores condríticos de Thompson (1982) para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna. A) Unidade São José da Prata: quadrados=quartzo monzodiorito F_1 (SC-333). B) Enclave Máfico: losangos=quartzo diorito (IU-15A).

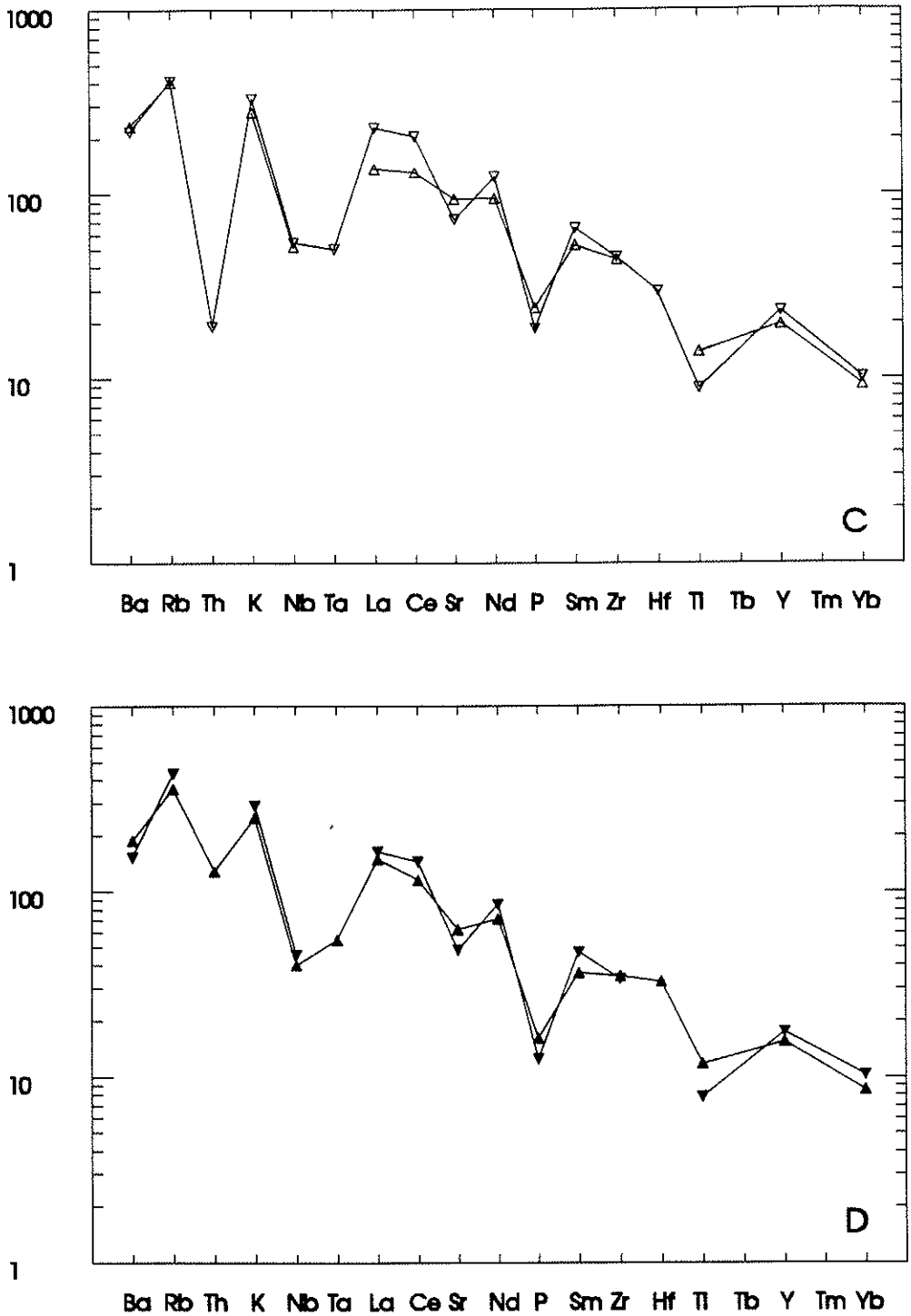


Figura 5.7. Continuação.
Unidade Ipuiúna: C) triângulos vazios normais=quartzo monzonito F_7 (PH-145); triângulos vazios invertidos=monzogranito F_8 (PH-01). D) triângulos cheios normais=quartzo monzonito F_{14} (IU-28C); triângulos cheios invertidos=monzogranito F_{13} (IU-12A).

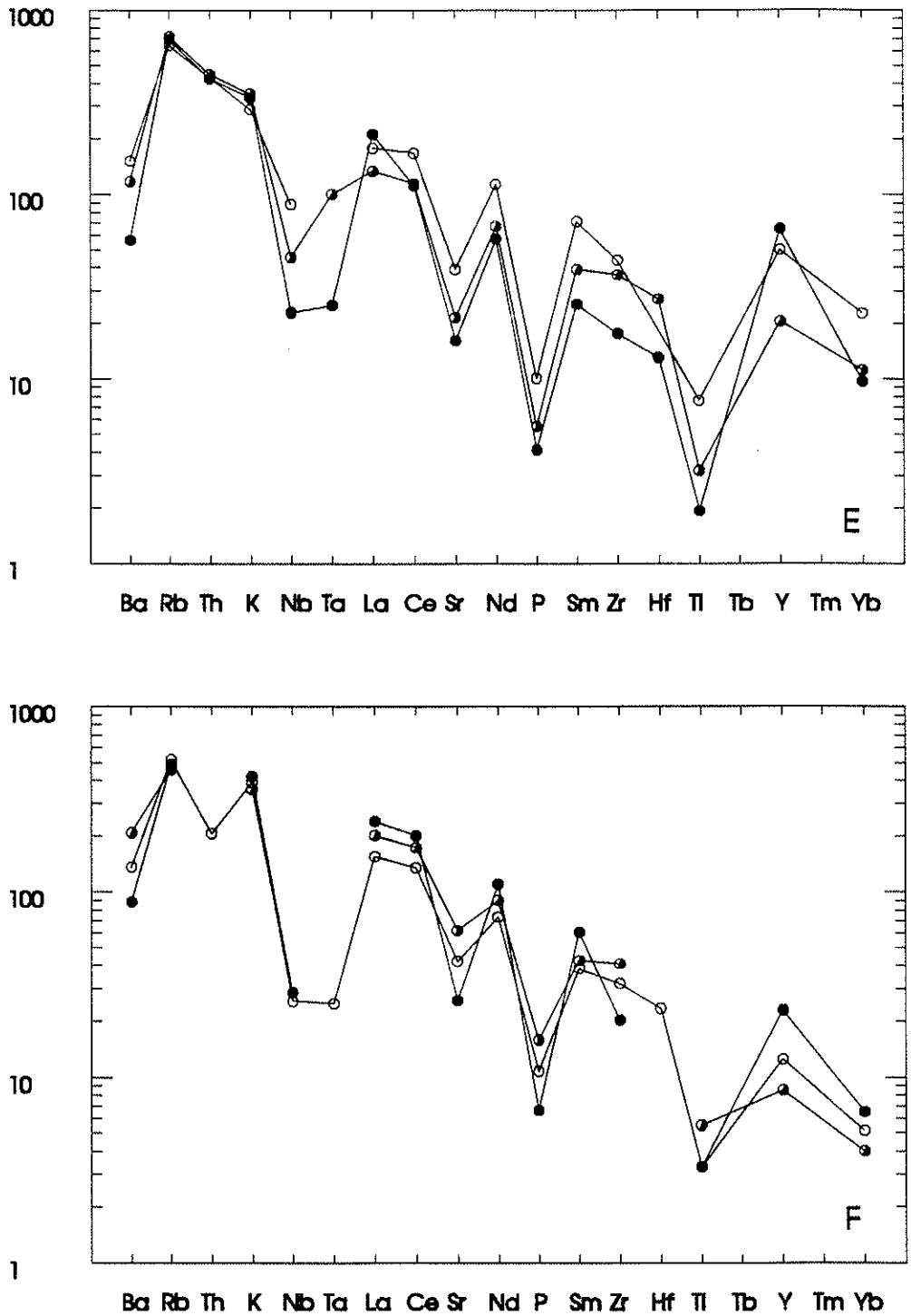


Figura 5.7. Continuação.
Unidade Serra do Pau d'Alho: E) círculos cheios=monzogranito F_{17} (SC-347); círculos vazios= monzogranito F_{19} (SC-344); círculos semi-cheios=monzogranito F_{21} (PH-87A). F) círculos cheios=sienogranito F_{16} (SC-29); círculos vazios=sienogranito F_{22} (PH-143); círculos semi-cheios=sienogranito F_{23} (PH-158C).

diminuem com o decréscimo da incompatibilidade, favorecendo a hipótese de relacionamento entre os diversos granitóides, provavelmente devido à atuação de mecanismos de cristalização fracionada envolvendo feldspatos e minerais máficos, além de fases acessórias (i.e. ilmenita, apatita), cuja extração contribuiria para o aparecimento das depressões pronunciadas de Ti e P nos padrões elementais expandidos.

5.2.5. Sumário da Caracterização Geoquímica: a definição de grupos químicos

Apesar da variabilidade faciológica reconhecida nas diferentes unidades constituintes do Batólito Pinhal-Ipuiúna, contrastes químicos sistemáticos são identificados essencialmente em relação às concentrações de K, Na, Rb, Sr, Ba, Zr e Terras Raras nas unidades Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho. As poucas análises dos quartzo monzodioritos São José da Prata (fácies F_1, F_2, e F_4; Tab. 5.2) refletem composições quimicamente homogêneas, a despeito das variações texturais e de índice de cor detectados para as diferentes fácies.

As variações químicas mais significativas identificadas nos granitóides Ipuiúna são ressaltadas na sua distribuição geográfica, entre as rochas da região de Pinhal (porção oeste do maciço) e aquelas da região de Ipuiúna, que localmente apresentam maior interação com os enclaves quartzo dioríticos (quartzo gabróicos) da porção leste do batólito.

Os granitóides de Pinhal (fácies F_7, F_8, e F_9) apresentam índices Mg# mais elevados (40,37 a 44,02) que os índices determinados para os granitóides de Ipuiúna, entre 38,48 e 41,13 (fácies F_{12}, F_{13} e F_{14}). Estes últimos mostram um teor médio de Fe_2O_3 sutilmente mais elevado (Tab. 5.2), que é refletido nas proporções pouco maiores de magnetita normativa (Tab. C.3, em anexo).

Considerando os intervalos composicionais das fácies mais representativas da unidade (F_7, F_8, F_{12} e F_{13}), os granitóides da região de Ipuiúna apresentam uma variação em SiO_2 mais restrita (60,83 a 66,27%), com proporções de quartzo normativo homogeneamente mais elevadas, e valores de diopsídio, hiperstênio e anortita normativos ligeiramente maiores nos termos mais diferenciados da fácies F_{13}. Estas variações refletem a composição mais rica em CaO dos

monzogranitos F_{13} quando comparados aos termos equivalentes das fácies F_8 e F_9 da região de Pinhal, que se caracterizam por proporções normativas de ortoclásio e albita pouco mais elevadas, acompanhadas pelo aparecimento de corindon normativo (Tabs. C.3 e 5.2).

A diferença regional mais evidente entre as rochas da unidade Ipuiúna é retratada pelas concentrações de Sr, uniformemente mais elevadas na região de Pinhal, indicando duas tendências paralelas nos diagramas Sr *versus* SiO_2 e Sr *versus* Ba (Figs. 5.3 e 5.4). O maior conteúdo em Sr é acompanhado por teores sutilmente mais baixos de Rb e mais elevados de Zr e Cr, e pelas concentrações mais altas de K e Ba nos termos mais diferenciados. As variações mais significativas entre estes dois conjuntos são refletidas claramente nas razões K/Rb, Sr/Ba e Rb/Sr com a diferenciação (Fig. 5.5). Estas diferenças regionais sistemáticas, características das rochas da unidade Ipuiúna (principalmente os conteúdos de Sr e os índices Mg#), sugerem sua derivação a partir de, pelo menos, magmas parentais ligeiramente distintos.

A despeito de apresentar uma composição geral restrita ao campo dos granitos, a unidade Serra do Pau d'Alho é responsável pela maior diversidade de grupos químicos, aparentemente distintos, dentro do Batólito Pinhal-Ipuiúna. As concentrações de K, Na, Ba, Sr, Rb e Zr estabelecem intervalos que, na maioria das vezes, refletem as diferentes fácies ou associações de fácies reconhecidas pelas características texturais macroscópicas e pelo índice de cor (Figs. 5.3 e 5.4).

Geoquimicamente os granitos da unidade Serra do Pau d'Alho se distribuem em dois grupos maiores: os sienogranitos, com razões $K_2O/Na_2O>2,0$ e padrões de elementos terras raras fortemente fracionados ($La/Yb_{(n)}\cong30-50$); e os monzogranitos, com razões $K_2O/Na_2O<2,0$ e padrões menos fracionados de elementos terras raras ($La/Yb_{(n)}\cong10-20$). Os sienogranitos incluem as rochas da fácies F_{16} ($K_2O/Na_2O=2,2$ a 2,6), que ocorrem nas porções norte e central do batólito, e os granitos do extremo oeste do maciço (fácies F_{22} e F_{23}: $K_2O/Na_2O=2,1$ a 2,9). As composições monzograníticas identificam as rochas das porções central e sul do maciço (fácies F_{17}, F_{19} e F_{20}: $K_2O/Na_2O=1,4$ a 1,9), e a fácies de ocorrência restrita à região a nordeste da cidade de Pinhal (fácies F_{21}: $K_2O/Na_2O=1,6$ a 1,7).

Os sienogranitos se destacam pelos teores mais elevados K_2O (entre 5 e 6%) e por concentrações relativamente mais baixas de Rb (<200 ppm) e, conseqüentemente, pelas mais altas razões K/Rb do conjunto do batólito. Variações internas são refletidas nas anomalias negativas de Eu, acentuadas na fácies F_{16}, e fracas a ausentes nas fácies F_{22} e F_{23}, e nas concentrações mais elevadas de Rb e mais baixas de Sr, Ba e Zr que caracterizam os sienogranitos predominantes (fácies F_{16}).

Os conteúdos mais elevados de Sr e Ba e as anomalias negativas de Eu leves a ausentes caracterizam o sub-grupo dos sienogranitos das fácies F_{22} e F_{23}, que parecem seguir a tendência de variação de Sr definida pelos granitóides da unidade Ipuiúna da região de Pinhal, sugerindo aparentemente sua derivação a partir destas rochas. Restrições a este modelo são evidenciadas pelos padrões de elementos terras raras (altas razões $Eu/Eu^*_{(n)}$ e $La/Yb_{(n)}$ dos sienogranitos), ao lado de concentrações mais baixas de Rb e mais elevadas de Zr, que refletem o oposto da variação esperada a partir de processos de diferenciação. Feições químicas mais típicas de rochas fracionadas são indicadas para os sienogranitos da fácies F_{16}, que se caracterizam por baixos conteúdos de Sr e Zr e apresentam acentuada anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^*_{(n)}$=0,41) (Figs. 5.3 e 5.6 D).

Os monzogranitos (fácies F_{17}, F_{19}, F_{20} e F_{21}) apresentam teores de K_2O relativamente mais baixos (4,17 a 5,25%) e as concentrações mais elevadas de Rb (>200 ppm) de todo o conjunto do batólito; teores de Th relativamente altos (em torno de 18 ppm) também caracterizam estas rochas (Tab. C.2). Um sub-grupo distinto é representado pelas rochas da fácies F_{21}, que mostram concentrações relativamente mais elevadas de Na, Ba e Zr, e as mais baixas razões Sr/Ba (Figs. 5.2 a 5.5).

Feições geoquímicas peculiares também caracterizam alguns dos monzogranitos mais máficos da unidade Serra do Pau d'Alho, de ocorrência restrita a poucos afloramentos na porção central e sul do batólito. Os monzogranitos da fácies F_{19}, ricos em biotita e portadores de titanita primária, mostram o padrão de terras raras menos fracionado ($La/Yb_{(n)} \cong 8$) e a menor razão K/Rb do conjunto analisado. Baixa razão K/Rb, além do teor de Sr anomalamente baixo e o menor índice Mg# das amostras do maciço (em torno de 30) também são feições distintivas do monzogranito mais máfico da fácies F_{20} (Tab. 5.2; PH-199).

As rochas monzograníticas apresentam padrões de elementos terras raras com um fracionamento equivalente aos granitóides da unidade Ipuiúna, com razões $La/Yb_{(n)}$ aproximadamente entre 10 e 20 e $Dy/Yb_{(n)}$ em torno de 1,0 (Tab. 5.3), e se caracterizam pela presença comum de anomalias negativas de Eu pronunciadas ($Eu/Eu^*_{(n)} \cong 0,45-0,50$) (Fig. 5.6 C). Em geral estas rochas acompanham a tendência principal de diferenciação definida para o batólito e, apesar do hiato aparente com os granitóides Ipuiúna, indicado nos diagramas Rb *versus* SiO_2 e Rb *versus* Ba das Figuras 5.3 e 5.4, as razões K/Rb diminuem progressivamente, seguindo a tendência esperada a partir de processos de diferenciação (Fig. 5.5).

5.3. Afinidades Geoquímicas

As rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna apresentam uma tendência modal característica no diagrama QAP de Streckeisen (1976), relacionada à série cálcio-alcalina de alto-K de Lameyre & Bowden (1982). As composições se localizam nos campos dos quartzo monzodioritos, quartzo monzonitos, monzogranitos e sienogranitos, representando uma seqüência expandida definida pelas unidades São José da Prata, Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho. Os enclaves máficos apresentam composição predominantemente quartzo diorítica (Fig. 4.1; Cap. 4).

A Figura 5.8 reproduz o diagrama QAP do batólito, considerando somente análises modais das amostras dosadas quimicamente, com o objetivo de estabelecer parâmentros comparativos com classificações normativas (diagrama QAP; Le Maitre, 1989) e químicas, através de diagramas binários álcalis totais *versus* sílica (Middlemost, 1985; Cox *et al.*, 1979).

No diagrama QAP da Figura 5.9 são representadas as composições mesonormativas dos granitóides do batólito, com as rochas intermediárias da unidade São José da Prata, a fácies F_{11} da unidade Ipuiúna, e os enclaves máficos indicando composições quartzo monzodioríticas, enquanto os termos mais diferenciados da unidade Serra do Pau d'Alho se distribuem na porção central do campo dos monzogranitos, com exceção da amostra representativa da fácies F_{19}, de composição granodiorítica.

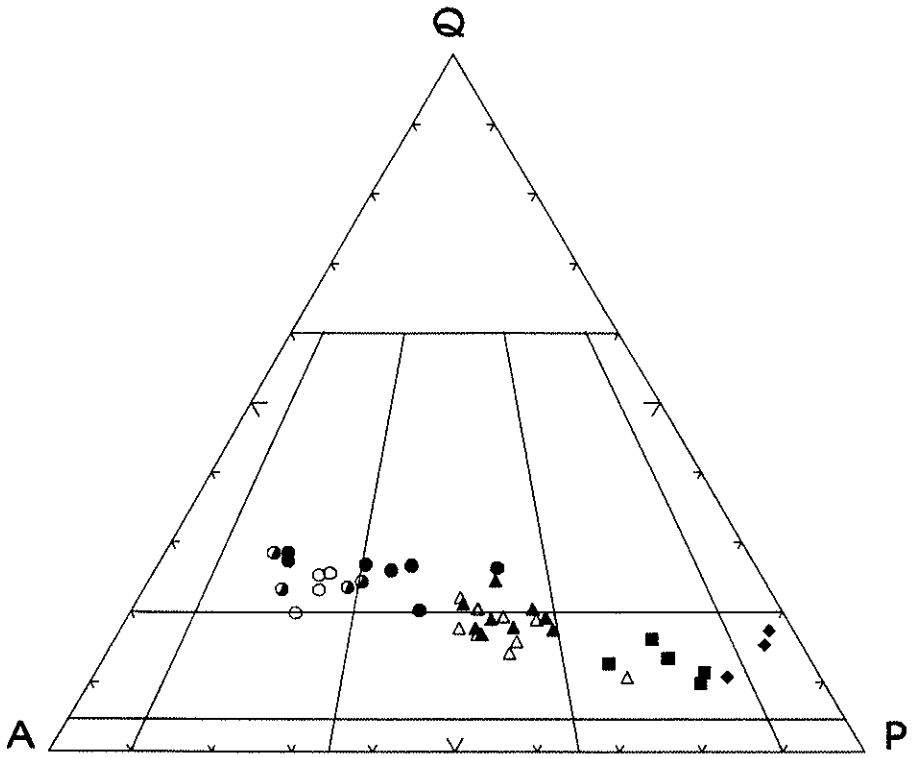


Figura 5.8. Diagrama modal Q-A-P para as rochas com análise química do Batólito Pinhal-Ipuiúna. Os símbolos são os mesmos da Figura 5.2.

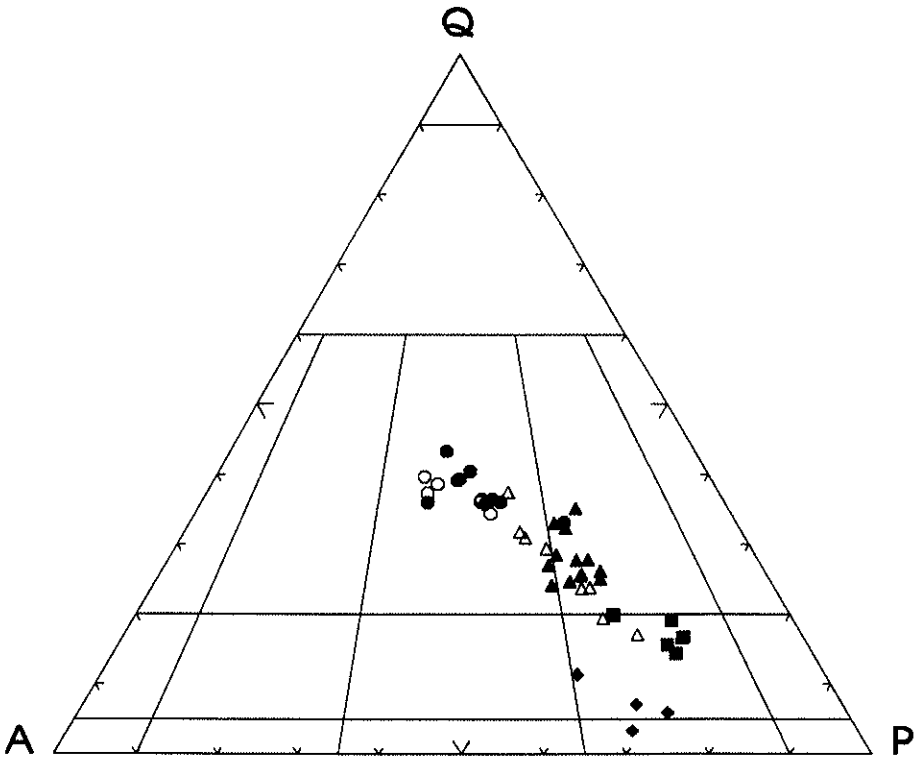


Figura 5.9. Diagrama Q-A-P, adaptado para composições mesonormativas por Le Maitre (1989), com as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna. Os símbolos são os mesmos da Figura 5.2.

A unidade Ipuiúna mostra uma variação composicional mesonormativa mais ampla, com os termos mais ricos em máficos (fácies F_7, F_{12} e F_{14}) distribuindo-se predominantemente no campo dos granodioritos, e estendendo-se para os limites com os campos dos quartzo monzodioritos e monzogranitos. As rochas mais ricas em quartzo normativo mostram composições granodioríticas para a região de Ipuiúna (fácies F_{13}), em contraste com as composições monzograníticas dos termos equivalentes da região de Pinhal (fácies F_8), refletindo a maior abundância de plagioclásio normativo, decorrente das composições químicas mais ricas em CaO e mais pobres em K_2O que caracterizam as rochas mais diferenciadas da região de Ipuiúna (Tabs. 5.2 e C.3).

A tendência mesonormativa observada no diagrama QAP (Fig. 5.9) aproxima os granitóides do batólito do lado QP, caracterizando composições mais ricas em quartzo e plagioclásio normativos para toda a seqüência. Esta tendência reflete a diminuição do teor de ortoclásio normativo em virtude do consumo de K_2O na formação de minerais máficos, notadamente biotita. Proporções maiores do componente anortítico do plagioclásio normativo também poderiam responder pelo conteúdo mais elevado de quartzo. Por outro lado, as composições mesonormativas mais ricas em feldspato alcalino dos enclaves máficos devem refletir modificações na composição química original destas rochas (i.e. introdução seletiva de K), resultantes da interação com os granitóides encaixantes.

A Figura 5.10 representa o diagrama Na_2O+K_2O *versus* SiO_2 idealizado para a classificação química das rochas vulcânicas de Middlemost (1985), com os campos composicionais ocupados pelas rochas plutônicas conforme definidos pela classificação modal de Streckeisen (1976). As rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna denotam uma correspondência bastante satisfatória com relação aos termos extremos da seqüência, com os granitóides da unidade São José da Prata (fácies F_1, F_2 e F_4) e a fácies menos diferenciada da unidade Ipuiúna (F_{11}) ocupando o campo dos quartzo monzodioritos, e os sieno- a monzogranitos da unidade Serra do Pau d'Alho (fácies F_{16}, F_{17}, F_{20}, F_{21}, e F_{22}), e das fácies mais diferenciadas da unidade Ipuiúna (fácies F_8 e F_9) distribuídos no campo dos granitos.

Os granitóides das unidades Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho, que no diagrama QAP da Figura 5.8 são representados nos campos dos quartzo monzonitos

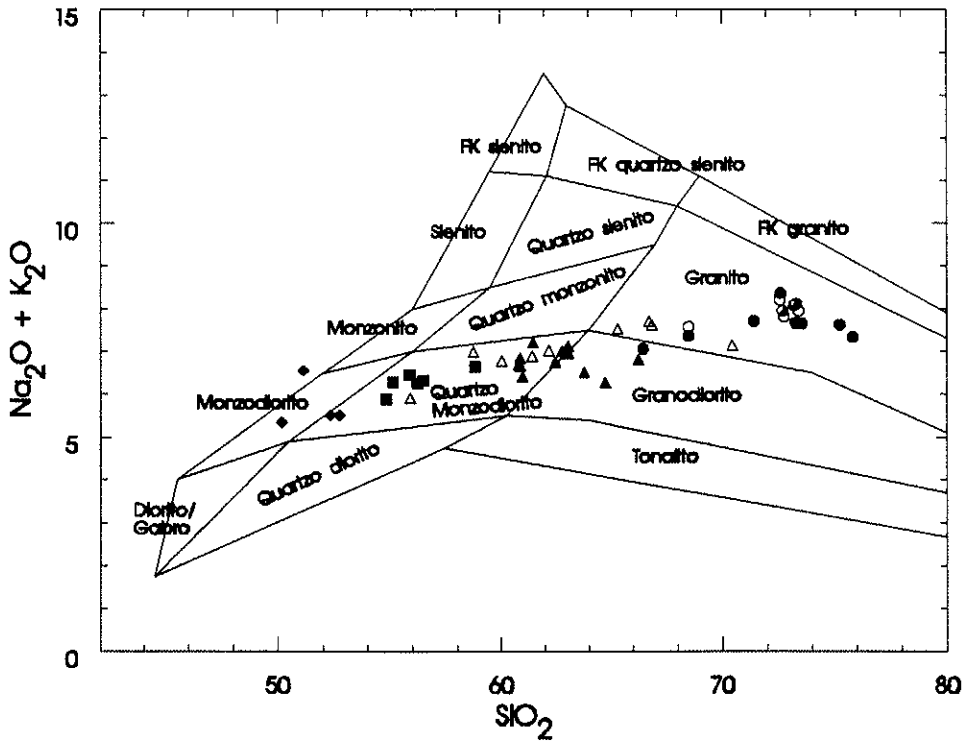


Figura 5.10. Diagrama álcalis *versus* sílica (% em peso) para a classificação química das rochas plutônicas, com os campos definidos por Middlemost (1985). Os símbolos são os mesmos da Figura 5.2.

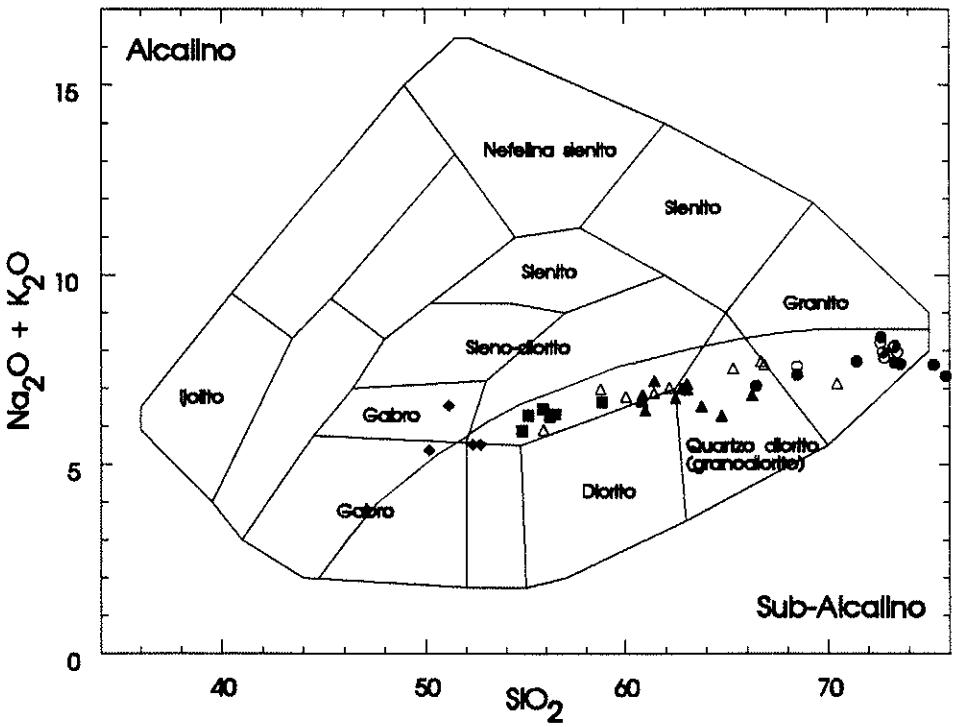


Figura 5.11. Diagrama álcalis *versus* sílica (% em peso) de Cox *et al.* (1979) adaptado para os equivalentes plutônicos por Wilson (1989), com a subdivisão entre os campos alcalino e sub-alcalino de Miyashiro (1978). Os símbolos são os mesmos da Figura 5.2.

e monzogranitos, na classificação química se distribuem nos campos dos quartzo monzodioritos (fácies F_7, F_{12} e F_{14}) e granodioritos (fácies F_{13} e F_{19}). Estas rochas refletem teores de álcalis totais inferiores àqueles esperados para o intervalo de SiO_2 considerado, provavelmente devido ao seu maior conteúdo em minerais máficos (Tabs. 4.5 e 4.6; Cap. 4). Por outro lado, os enclaves máficos da região de Ipuiúna correspondem a composições monzodioríticas a quartzo monzodioríticas, evidenciando o conteúdo mais elevado em K_2O, e o enclave máfico da região de Pinhal (PH-68B) indica uma composição insaturada.

No diagrama álcalis totais *versus* sílica (Fig. 5.11) de Cox *et al.* (1979), adaptado para os equivalentes plutônicos das rochas vulcânicas por Wilson (1989), os termos intermediários das unidades São José da Prata e Ipuiúna ocupam o campo dos sieno-dioritos, enquanto as rochas da unidade Serra do Pau d'Alho são representadas dominantemente no campo dos granitos. Os monzogranitos Ipuiúna (fácies F_{13}) e a amostra menos diferenciada da unidade Serra do Pau d'Alho (fácies F_{19}) se distribuem no campo dos quartzo dioritos (granodioritos). Composições gabróicas a dioríticas caracterizam os enclaves máficos.

Considerando os problemas inerentes à comparação direta entre classificações químicas e modais, visto que os feldspatos podem apresentar composições químicas variáveis e parte do conteúdo em álcalis pode refletir também outras fases minerais, a correspondência entre os dois métodos mostrou-se consistente para o conjunto de amostras analisado, refletindo assim a eficácia dos métodos analíticos envolvidos. Por outro lado, as variações químicas das composições das diferentes fases minerais são ressaltadas na classificação normativa, que não reflete a diversidade das composições modal e química, e sugere uma tendência distinta para a seqüência do batólito.

A afinidade sub-alcalina das rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna é claramente definida nos diagramas álcalis totais *versus* sílica das Figuras 5.11 e 5.12, que assinalam a divisão entre os campos alcalino e sub-alcalino de Miyashiro (1978) e de Irvine & Baragar (1971). Esta tendência é confirmada no diagrama CaO e (Na_2O+K_2O) *versus* SiO_2 (Fig. 5.13; Peacock, 1931), onde a intersecção dos conteúdos de CaO e (Na_2O+K_2O) das rochas do batólito definem o índice de Peacock a 56% em SiO_2, exatamente no limite entre os campos cálcio-alcalino e álcali-cálcico.

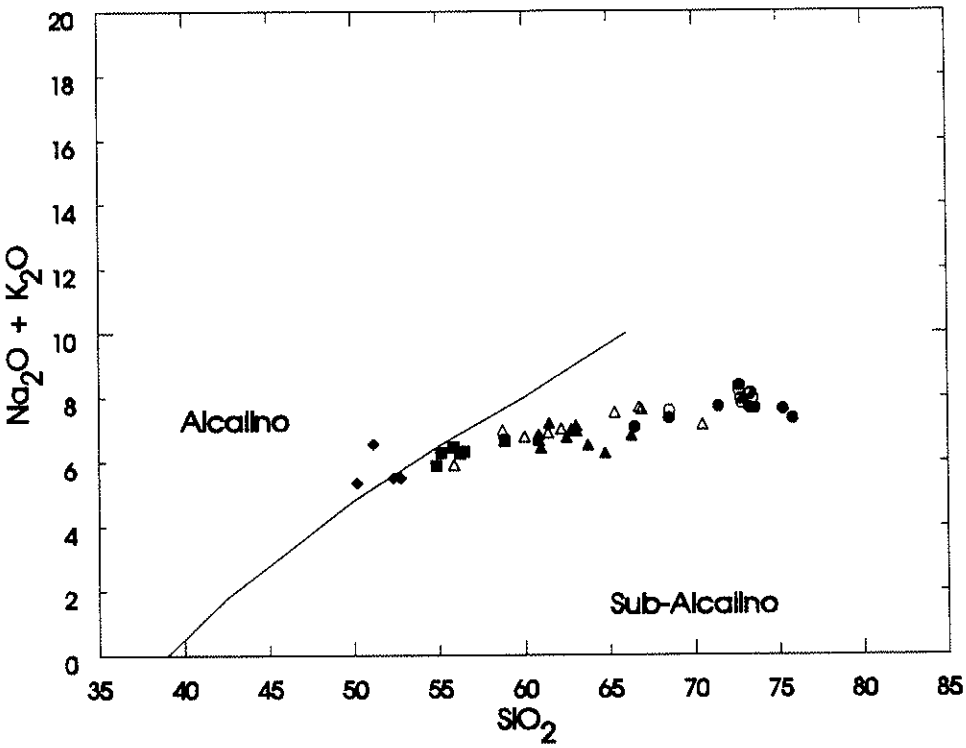


Figura 5.12. Diagrama álcalis *versus* sílica (% em peso) para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna, com a subdvisão dos campos de rochas alcalinas e sub-alcalinas de Irvine & Baragar (1971). Os símbolos são os mesmos da Figura 5.2.

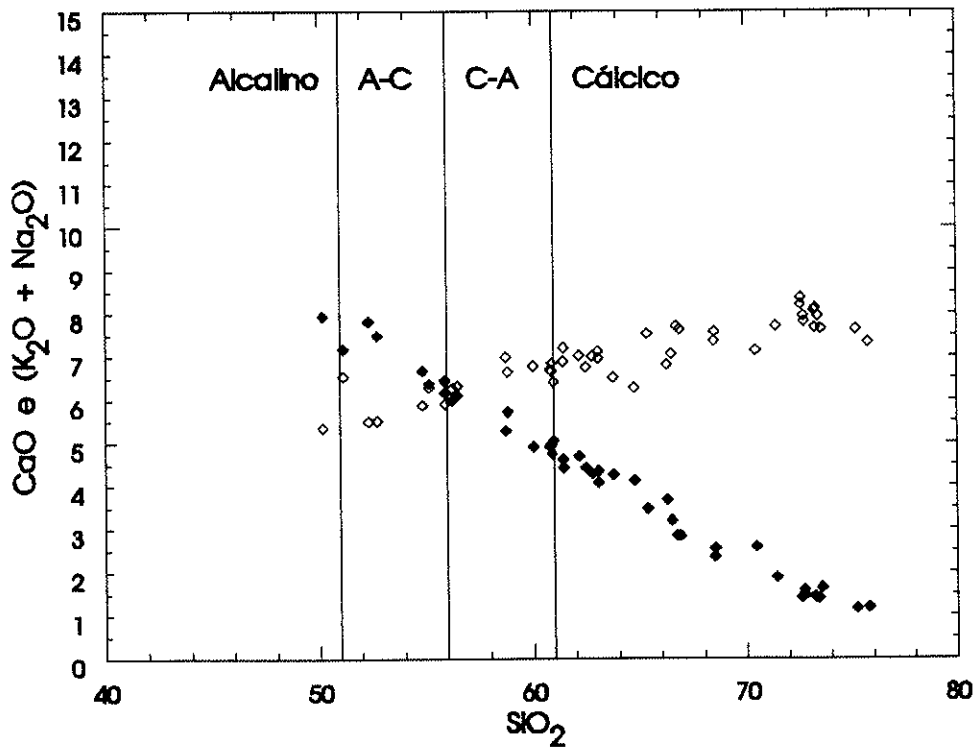


Figura 5.13. Diagrama CaO e (K_2O+Na_2O) *versus* SiO_2 (% em peso) com a definição dos índices de Peacock (1931) para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna.

Estas características também se refletem no diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), com os granitóides do maciço descrevendo uma tendência aproximadamente linear que evolui em direção ao vértice dos álcalis no campo cálcio-alcalino (Fig. 5.14).

O caráter cálcio-alcalino de alto potássio, definido a partir da tendência modal das rochas do batólito, é corroborado no diagrama K_2O *versus* SiO_2 da Figura 5.15, onde os limites dos campos composicionais determinados por Peccerillo & Taylor (1976) ressaltam a afinidade potássica do conjunto, que se estende do limite superior da série cálcio-alcalina de alto-K até o campo da série shoshonítica.

O diagrama A/NK *versus* A/CNK da Figura 5.16, baseado nos índices de Shand (*in*: Maniar & Piccoli, 1989) evidencia a seqüência de saturação em alumina das rochas do batólito com a diferenciação, com os termos dominantemente intermediários das unidades São José da Prata e Ipuiúna indicando um caráter metaluminoso, que grada para marginalmente peraluminoso nos granitos da unidade Serra do Pau d'Alho. Esta tendência reproduz a seqüência evolutiva normal dos termos mais máficos (portadores de anfibólio e biotita) para os termos mais félsicos, que têm somente biotita como mineral máfico essencial (Tabs. 4.3 a 4.6; Cap. 4). Os enclaves máficos e o quartzo monzodiorito da unidade Ipuiúna (fácies F_{11}: PH-85A) se localizam à esquerda da tendência geral definida para o batólito, confirmando as características de um conjunto distinto.

Os granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna definem uma série magmática cálcio-alcalina a álcali-cálcica de caráter potássico (monzonítico), que estabelece uma seqüência contínua, desde os termos intermediários das unidades São José da Prata e Ipuiúna, até os granitos mais diferenciados da unidade Serra do Pau d'Alho. Apresentam concentrações relativamente altas de elementos LIL e padrões geralmente fracionados de terras raras, com anomalias negativas de Eu discretas, nos termos intermediários, a pronunciadas, nas rochas mais fracionadas que correspondem às fácies volumetricamente predominantes da unidade Serra do Pau d'Alho (fácies F_{16} e F_{17}). Padrões de elementos terras raras fortemente fracionados com anomalias negativas de Eu muito pouco acentuadas a ausentes,

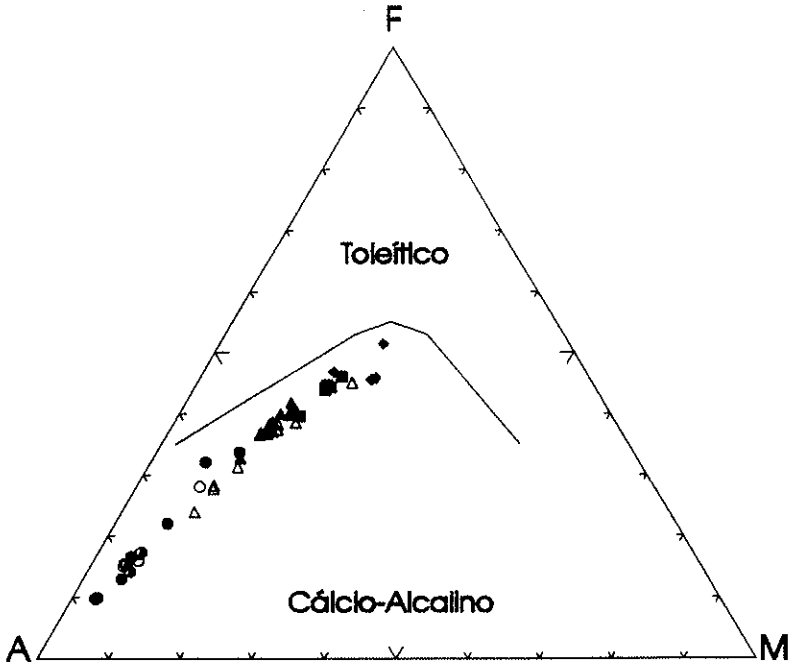


Figura 5.14. Diagrama AFM para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna, com o limite toleítico e cálcio-alcalino segundo Irvine e Baragar (1971). Os símbolos são os mesmos da Figura 5.2.

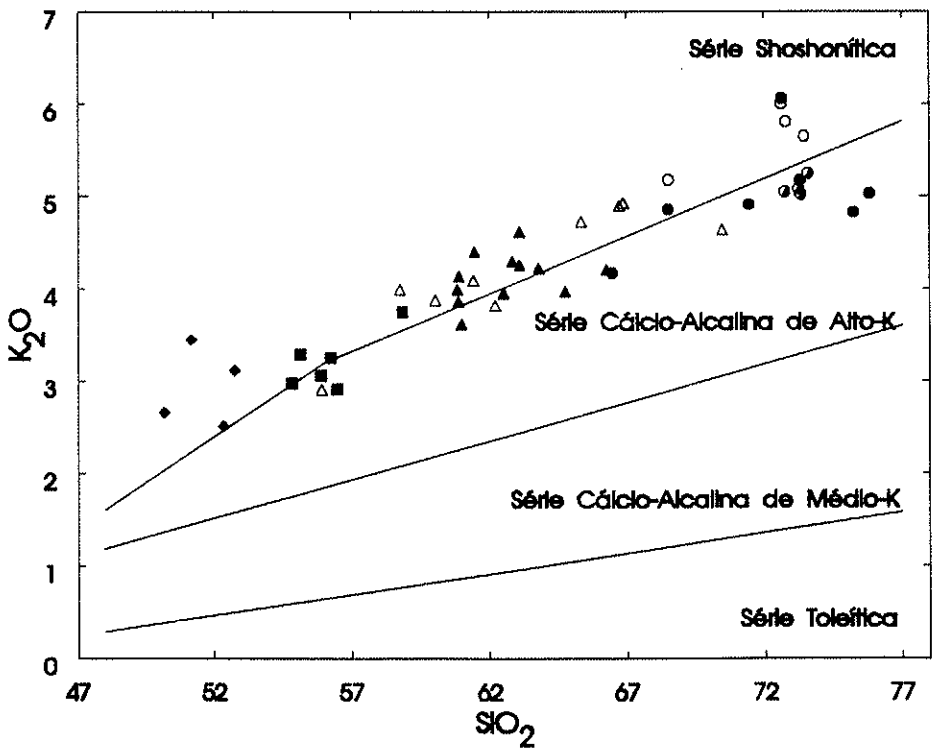


Figura 5.15. Diagrama K_2O *versus* SiO_2 (% em peso) para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna, com os limites dos campos composicionais de Peccerillo e Taylor (1976). Os símbolos são os mesmos da Figura 5.2.

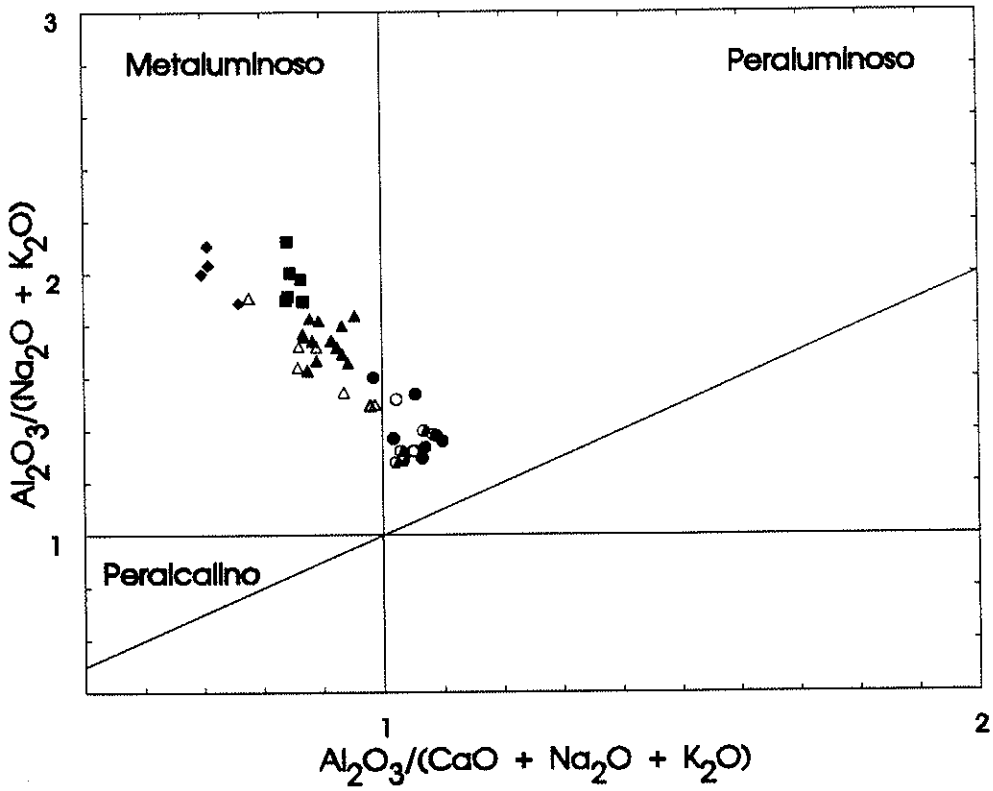


Figura 5.16. Diagrama A/NK *versus* A/CNK (proporções moleculares), baseado nos índices de Shand (*in*: Maniar e Piccoli, 1989), para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna. Os símbolos são os mesmos da Figura 5.2.

elevados teores de Sr e baixo conteúdo em Rb distinguem os sienogranitos do extremo oeste do batólito (fácies F_{22} e F_{23}).

Os enclaves máficos, que podem representar contribuições mantélicas, fogem à tendência geral das rochas do batólito, sugerindo um conjunto geneticamente independente. O alto conteúdo em K_2O, as concentrações relativamente altas de elementos LIL e os padrões fracionados de terras raras, parecem refletir características herdadas de fontes na crosta inferior e/ou manto litosférico, ou mesmo resultar, em parte, da interação com os granitóides do maciço.

Características petrográficas e geoquímicas similares são reconhecidas nos batólitos cálcio-alcalinos de Socorro, Butantã-Santa Isabel e Três Córregos (Wernick *et al.*, 1984a; Campos Neto *et al.*, 1984c; Janasi & Ulbrich, 1991; Gimenez Filho *et al.*, 1992; Gimenez Filho, 1993), que à semelhança do Batólito Pinhal-Ipuiúna constituem associações cálcio-alcalinas de alto potássio, de idade neoproterozóica, que caracterizam o principal magmatismo sin-orogênico da região sudeste do Brasil. Segundo as hipóteses genéticas correntes (Wernick & Galembeck, 1987; Vasconcellos & Janasi, 1989; Janasi & Ulbrich, *op. cit.*; Campos Neto, 1991), este magmatismo estaria relacionado a um regime de subducção em ambiente pré-colisional, com características de arco magmático continental, que se aproximam daquelas do tipo I-Cordilheirano de Pitcher (1982), a despeito do caráter rico em potássio, que contrasta com os termos tonalíticos típicos dos granitóides I-Cordilheiranos.

5.4. Comparação com os Granitóides Regionais

Foram efetuadas onze análises químicas de amostras representativas dos granitóides dos granitóides aflorantes nas vizinhanças do Batólito Pinhal-Ipuiúna, com o objetivo de estabelecer uma caracterização geoquímica preliminar dos três principais conjuntos litológicos reconhecidos na área estudada (Cap. 3), bem como definir parâmetros comparativos com as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna.

As análises químicas apresentadas na Tabela 5.4 incluem três amostras de biotita monzogranitos e granodioritos porfiríticos atribuídos ao Complexo Metamórfico Pinhal, seis amostras dos granitos equigranulares a inequigranulares

Tabela 5.4. Análises químicas para óxidos maiores e menores (% em peso), elementos traços (em ppm) e parâmetros geoquímicos para os Granitóides Porfiríticos do Complexo Pinhal, Granitos "tipo" Pinhal e Monzonitos Maravilha.

Unidade	Complexo Pinhal					Granitos "tipo" Pinhal				Monz. Maravilha	
Fácies	bmgp	bmp	bmp	bge	bge	bge/i	bge/i	bge/i	bge/i	hbm	hbm
Amostra	PH-192	PH-11	PH-83C	SC-77B	SC-77A	PH182A	PH182B	PH-12C	PH-200	PH173B	PH-187
SiO_2	66,98	70,61	72,32	70,15	73,73	69,07	71,07	71,69	71,82	60,90	63,04
TiO_2	0,76	0,49	0,32	0,46	0,20	0,60	0,39	0,37	0,47	0,79	0,50
Al_2O_3	15,08	13,95	13,30	13,88	12,76	14,21	14,13	13,56	13,57	17,98	17,45
Fe_2O_3	4,98	3,23	2,78	3,56	1,74	3,68	2,69	2,86	2,59	4,25	4,15
MnO	0,10	0,06	0,08	0,07	0,04	0,05	0,05	0,04	0,07	0,07	0,06
MgO	1,33	0,83	0,59	1,01	0,41	0,64	0,44	0,46	0,51	1,27	0,98
CaO	3,53	2,15	1,70	2,26	1,02	1,67	1,39	1,19	1,35	3,39	2,76
Na_2O	3,20	3,00	2,50	2,70	2,10	3,10	2,90	2,90	2,40	3,10	2,70
K_2O	2,89	4,34	5,02	4,47	6,07	5,27	5,16	5,87	5,79	6,06	6,56
P_2O_5	0,25	0,17	0,09	0,19	0,10	0,16	0,10	0,09	0,11	0,26	0,24
H_2O	0,53	0,53	0,69	0,54	0,78	0,56	0,78	0,55	0,34	0,46	0,20
Total	99,63	99,36	99,39	99,29	98,95	99,01	99,10	99,58	99,02	98,53	98,64
Ba	890	580	510	780	840	1430	1780	870	640	3180	2590
Sr	504	403	168	247	209	377	348	280	234	1443	1003
Rb	182	165	183	209	227	222	220	203	210	136	175
Zr	220	250	250	310	300	360	650	480	500	560	520
Nb	21	11	12	12	8	9	19	15	28	10	6
Y	41	24	27	27	17	13	50	39	190	23	20
Cr	21	14	12	<10	<10	9	8	4	<10	9	7
Ni	23	23	17	<10	<10	23	23	23	<10	23	12
V	72	36	28	47	25	22	25	26	24	54	41
Mg#	34,59	33,73	29,59	35,97	31,82	25,62	24,47	24,16	28,06	37,18	31,86
A/CNK	1,02	1,03	1,05	1,04	1,07	1,03	1,10	1,02	1,07	1,01	1,05

Tabela 5.5. Análises químicas (em ppm) e relações entre elementos terras raras para os Granitóides Porfiríticos do Complexo Pinhal (bmgp), Granitos "tipo" Pinhal (bgi) e Monzonitos Maravilha (hbm).

Fácies Amostra	bmgp PH-192	bgi PH-182A	hbm PH-173B
La	46,030	115,600	100,800
Ce	100,900	223,100	218,400
Nd	40,560	62,750	87,350
Sm	7,109	7,347	11,990
Eu	1,256	0,930	2,862
Gd	4,778	3,354	6,175
Dy	4,223	1,518	3,268
Ho	0,821	0,272	0,588
Er	2,104	0,595	1,257
Yb	1,613	0,391	0,749
Lu	0,194	0,081	0,117
Total	209,588	415,938	433,556
$La/Yb_{(n)}$	19,24	199,31	90,72
$Eu/Eu^{*}_{(n)}$	0,62	0,50	0,91
$Dy/Yb_{(n)}$	1,70	2,52	2,83
SiO_2	66,98	69,07	60,90

"tipo" Pinhal e duas amostras de hornblenda-biotita monzonitos do Maciço Monzonítico Maravilha (Tab. 3.1; Fig. 3.1; Cap. 3). Análises de elementos terras raras foram realizadas para uma amostra de cada unidade litológica (Tab. 5.5).

Os biotita granitóides porfiríticos relacionados ao Complexo Pinhal se distribuem num intervalo de SiO_2 de 66,98 a 72,32%, enquanto os granitos "tipo" Pinhal apresentam valores entre 69,07 e 73,73% de SiO_2; proporções entre 60,90 e 63,04% de SiO_2 caracterizam os monzonitos Maravilha. Diagramas binários tipo Harker para elementos maiores, menores e traços, incluindo todas as amostras das rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna e os granitóides regionais, são apresentados nas Figuras 5.17 e 5.18, e as relações entre Ba, Rb e Sr são destacadas na Figura 5.19.

Variações sutis nas concentrações dos elementos maiores e menores, e pronunciadas em alguns elementos traços e nos padrões de terras raras, estabelecem parâmetros distintivos para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna, quando comparadas aos granitóides do Complexo Pinhal e aos granitos "tipo" Pinhal. Contrastes químicos marcantes individualizam os monzonitos Maravilha, tanto em relação às rochas do batólito quanto aos outros granitóides regionais.

Índices Mg# comparativamente mais baixos (34,59 a 29,59) caracterizam os biotita granitóides porfiríticos atribuídos ao Complexo Pinhal, que apresentam teores ligeiramente mais elevados de Fe_2O_3 que as rochas do batólito (Tabs. 5.2 e 5.4). No intervalo entre 67 e 72% de SiO_2, as razões K_2O/Na_2O são comparativamente mais baixas (0,9 para os granodioritos e 1,4 a 2,0 para os monzogranitos) em função das proporções sutilmente mais elevadas de Na e mais reduzidas de K (Fig. 5.17). Concentrações mais baixas de Rb, mais elevadas de Zr, equivalentes de Ba e bastante variáveis de Sr, em relação às fácies volumetricamente predominantes da unidade Serra do Pau d'Alho, caracterizam as rochas monzograníticas (Figs. 5.18 e 5.19).

O biotita granodiorito porfirítico do Complexo Pinhal apresenta abundância de terras totais em torno de 210 ppm (Tab. 5.5), próxima à dos termos menos enriquecidos em terras raras do batólito (fácies F_{14} e F_{21}), e mostra um padrão fracionado ($La/Yb_{(n)}$=19,24), com anomalia negativa de Eu ligeiramente acentuada ($Eu/Eu^*_{(n)}$=0,62) (Fig. 5.20).

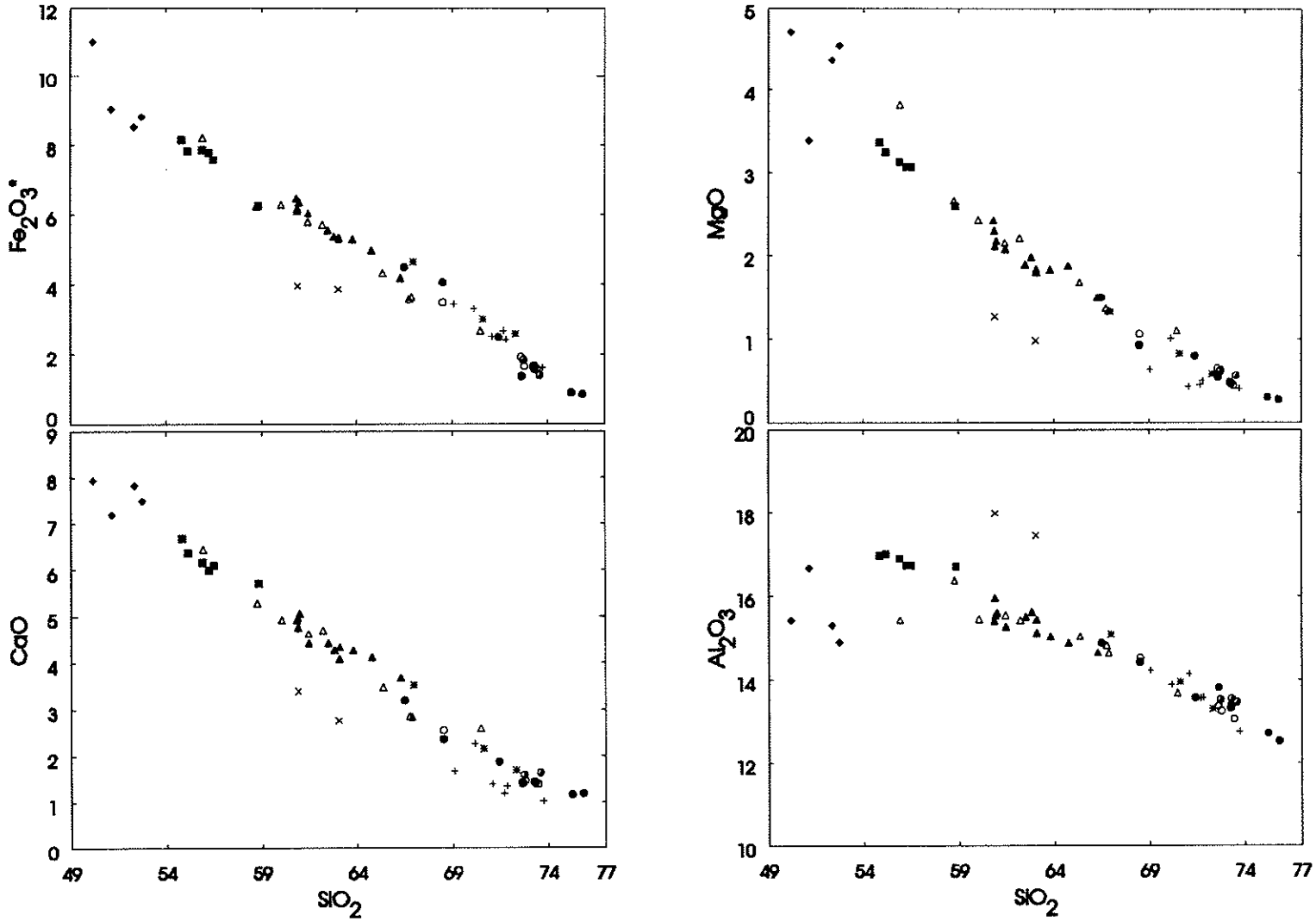


Figura 5.17. Diagramas de variação dos óxidos dos elementos maiores e menores *versus* sílica (% em peso) para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna e granitóides regionais. Símbolos: quadrados=Unidade São José da Prata; triângulos=Unidade Ipuiúna; círculos=Unidade Serra do Pau d'Alho; losangos=Enclaves Máficos; asteriscos=Granitóides Porfiríticos do Complexo Pinhal; cruzes=Granitos "tipo" Pinhal; "x"=Monzonitos Maravilha.

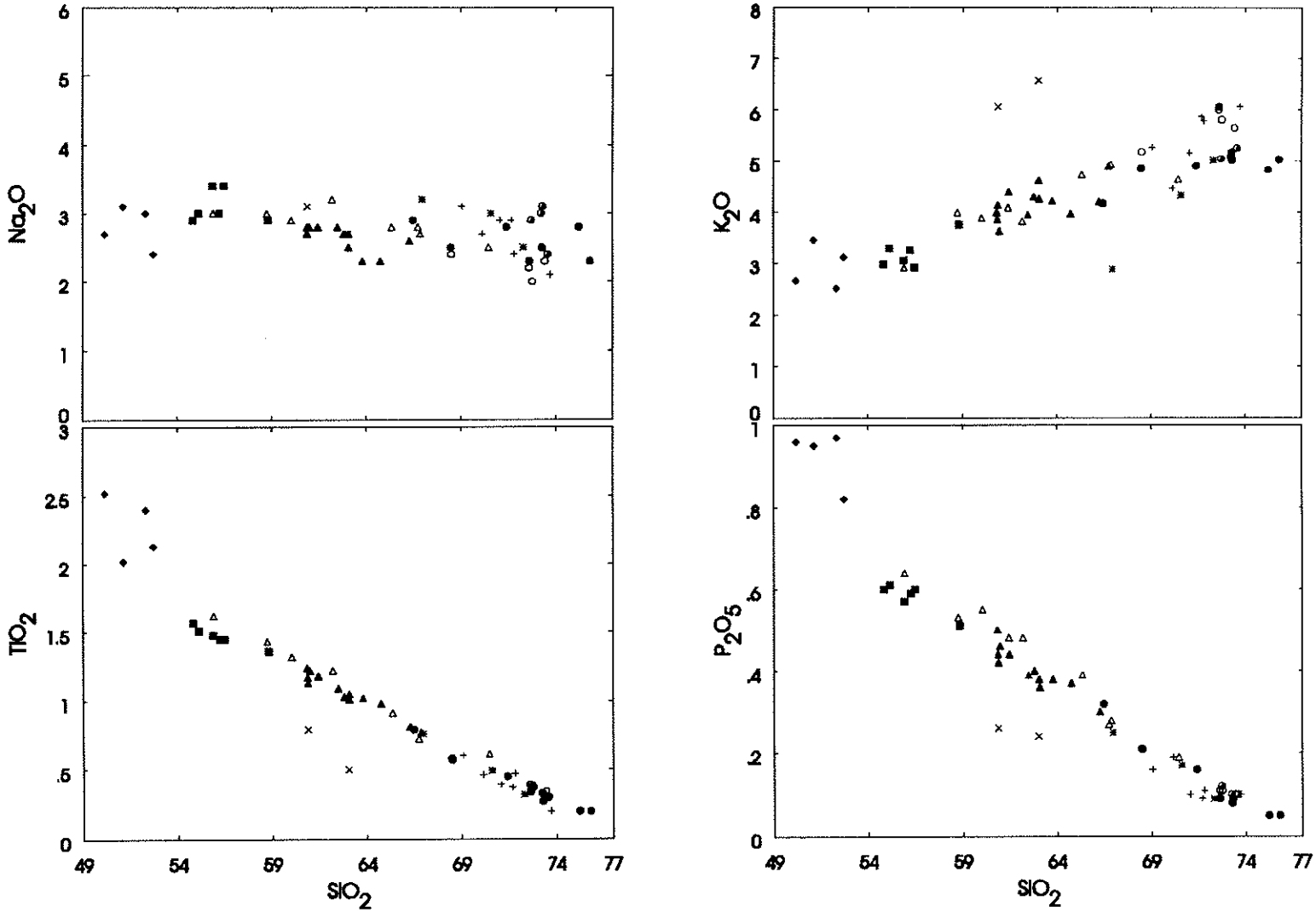


Figura 5.17. Continuação.

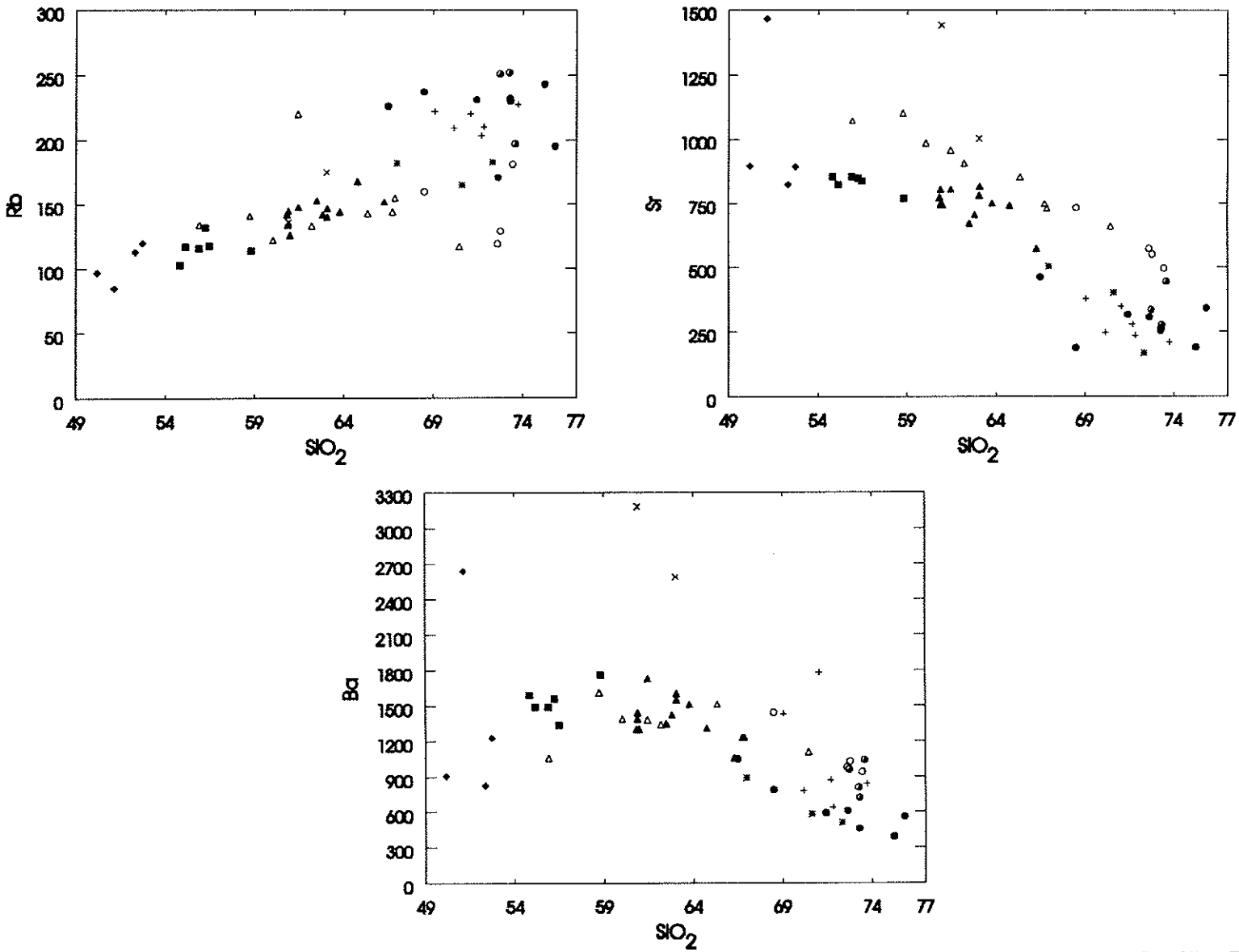


Figura 5.18. Diagramas de variação de elementos traços (em ppm) *versus* sílica (% em peso) para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna e granitóides regionais. Os símbolos são os mesmos da Figura 5.17.

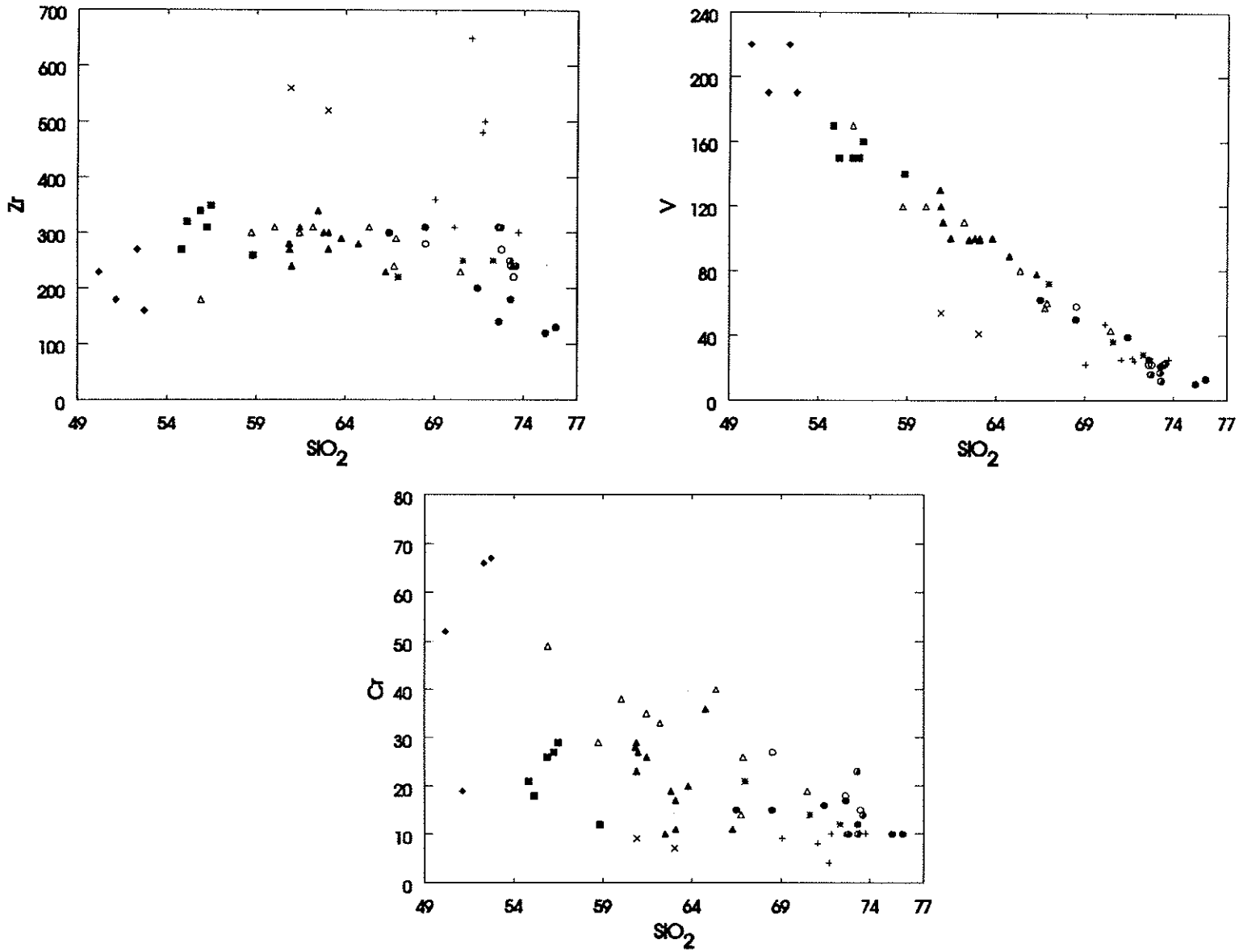


Figura 5.18. Continuação.

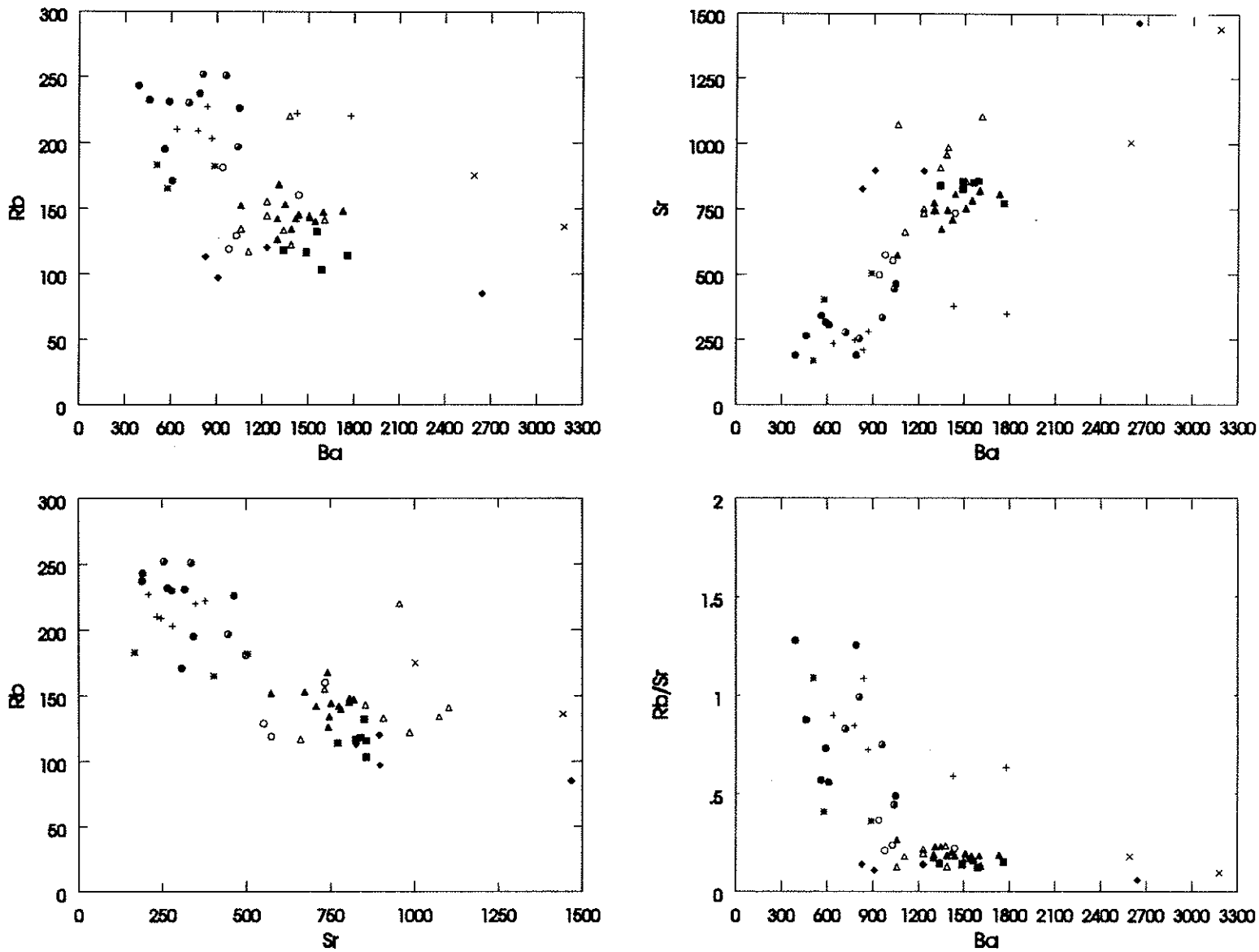


Figura 5.19. Diagramas de variação de Ba, Rb e Sr (em ppm) para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna e granitóides regionais. Os símbolos são os mesmos da Figura 5.17.

Os granitos "tipo" Pinhal se distribuem no intervalo entre 69,07 e 73,73% em SiO_2 e constituem dois grupos distintos: os biotita granitos equigranulares que ocorrem a leste de Santa Rita de Caldas (porção nordeste da área; Anexos A e B), e os biotita granitos equigranulares a inequigranulares que geralmente se associam às rochas atribuídas ao Complexo Pinhal (porção sudoeste da área), ou são intrusivos nos granitóides do batólito. Índices Mg# mais elevados (35,97 e 31,82), e razões K_2O/Na_2O bastante variáveis, entre 1,6 (SC-77B) e 2,9 (SC-77A), caracterizam os primeiros, enquanto valores de Mg# sensivelmente menores (28,06 a 24,16) que aqueles das rochas do batólito, e um intervalo mais restrito nas razões K_2O/Na_2O (1,7 a 2,4) diferenciam os últimos (Tabs. 5.2 e 5.4).

De maneira geral, com relação aos elementos maiores e menores, os granitos "tipo" Pinhal apresentam proporções ligeiramente mais elevadas de Na_2O e mais reduzidas de CaO, MgO e P_2O_5, quando comparados aos granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna com conteúdo equivalente em SiO_2 (Fig. 5.17). As variações dos elementos traços fornecem parâmentros mais definidos, principalmente com relação aos altos teores de Zr e Hf, e aos valores relativamente mais baixos de Sr, V e Cr (Fig. 5.18; Tab. C.2).

Diferenças marcantes são evidentes tanto nas concentrações significativamente mais elevadas de terras raras totais (em torno de 416 ppm), quanto no padrão fortemente fracionado, que apresenta razão $La/Yb_{(n)}$ próxima a 200, e anomalia negativa de Eu acentuada ($Eu/Eu^*_{(n)}$=0,50) (Fig. 5.20). Padrão de elementos expandidos bastante enriquecido em elementos LIL em relação aos elementos HFS, e com depressões pronunciadas de Nb, Sr, P, Ti e Yb caracterizam os granitos "tipo" Pinhal (Fig. 5.21). O enriquecimento em Zr e Hf, e a menor proporção em terras raras pesadas e Y, distinguem estas rochas dos granitos da unidade Serra do Pau d'Alho.

Considerando os elementos maiores e menores, os granitóides do Complexo Pinhal e os granitos "tipo" Pinhal são de difícil distinção das rochas mais diferenciadas do Batólito Pinhal-Ipuiúna. Variações discretas em alguns elementos maiores e traços, acompanhadas por concentrações e padrões distintos de elementos terras raras, conferem características geoquímicas peculiares a estes dois conjuntos de granitóides regionais, e sugerem condições de geração distintas daquelas das rochas do batólito.

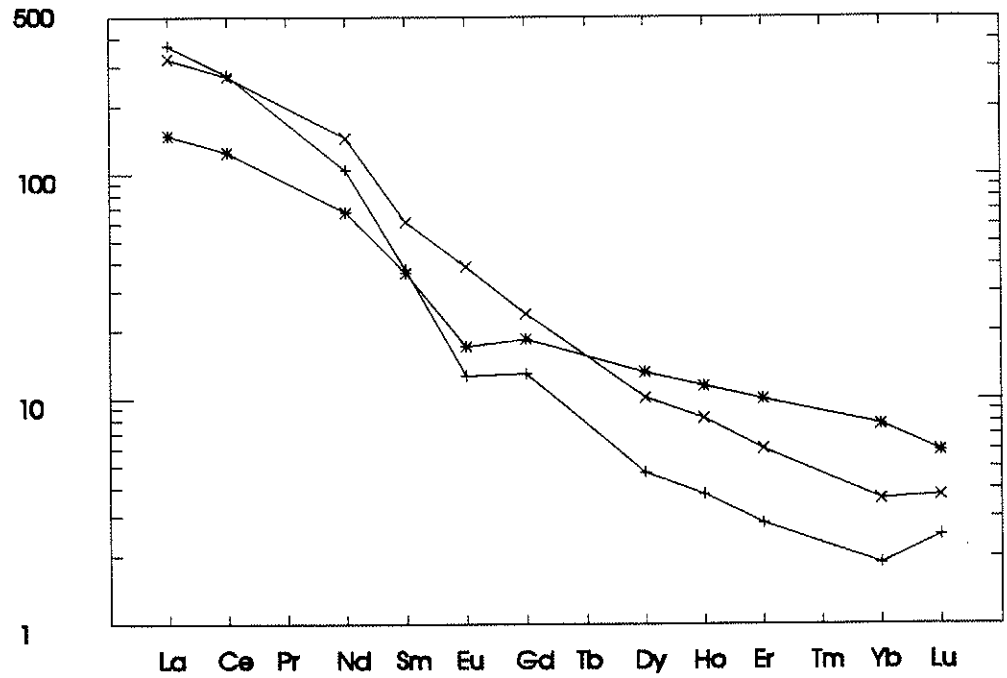


Figura 5.20. Padrões de elementos terras raras normalizados pelos valores condríticos de Boynton (1984) para os granitóides regionais. Símbolos: asteriscos=Granitóides Porfiríticos do Complexo Pinhal; cruzes=Granitos "tipo" Pinhal; "x"=Monzonitos Maravilha.

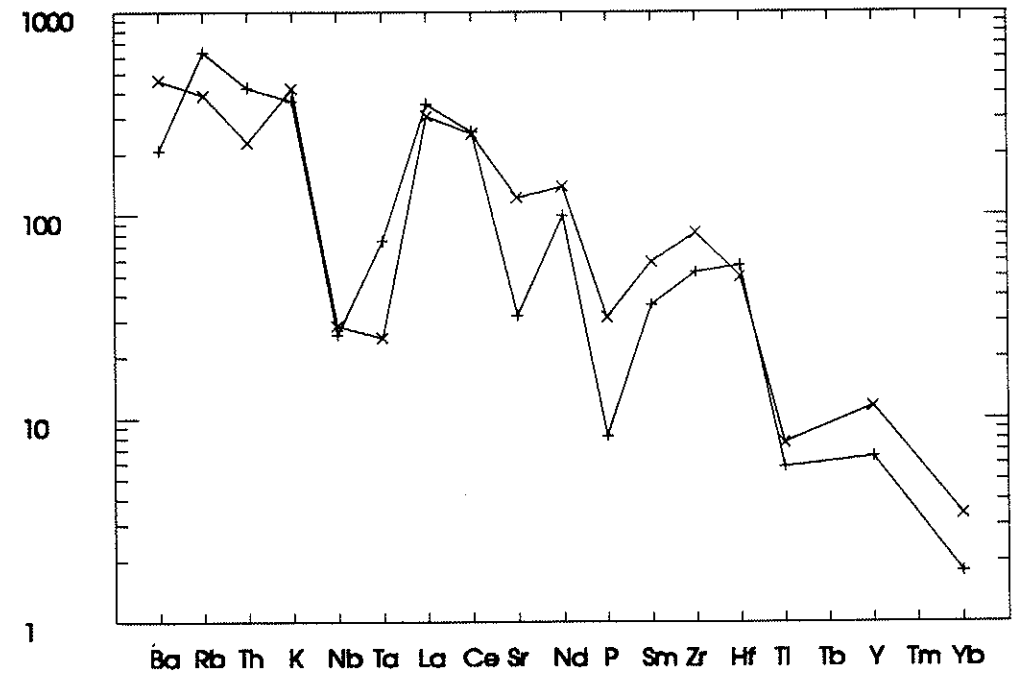


Figura 5.21. Padrões de elementos expandidos normalizados pelos valores condríticos de Thompson (1982) para os granitóides regionais. Símbolos: cruzes=Granitos "tipo" Pinhal; "x"=Monzonitos Maravilha.

As rochas do Maciço Monzonítico Maravilha evidenciam feições geoquímicas bastante particulares, que se refletem nas diferentes concentrações tanto dos elementos maiores e menores, quanto dos elementos traços e terras raras (Figs. 5.17 a 5.19).

Quando comparados aos granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna com proporção equivalente em SiO_2, os monzonitos Maravilha distinguem-se pelos teores sensivelmente mais baixos de Fe_2O_3, MgO, CaO, TiO_2 e P_2O_5, e pelas proporções significativamente mais elevadas de Al_2O_3 e K_2O (Fig. 5.17). Com relação aos elementos traços, os contrastes mais significativos referem-se aos teores mais elevados de Ba, Zr e Sr, e às baixas concentrações de Cr e V (Figs. 5.18 e 5.19); proporções menores de Nb, Ta e U, e maiores de Hf também são evidentes (Tabs. 5.2, 5.4 e C.2).

Elevada abundância em terras raras totais (em torno de 434 ppm; Tab. 5.5), estabelecendo um padrão fortemente fracionado ($La/Yb_{(n)}$=90,72) e sem anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^*_{(n)}$=0,91), é feição distintiva dos monzonitos Maravilha (Fig. 5.20). Um padrão de elementos expandidos enriquecido, com discreta anomalia negativa de Th e depressões pronunciadas em Nb, Ta, P, Ti e Yb, também caracteriza estas rochas (Fig. 5.21).

Razões K_2O/Na_2O relativamente próximas e padrões de elementos terras raras semelhantes, com anomalias negativas de Eu negligenciáveis a ausentes, apesar das abundâncias menores de terras raras totais e das distintas razões $La/Yb_{(n)}$ (Tabs. 5.3 e 5.5) sugerem, à primeira vista, uma relação entre as rochas monzoníticas e os sienogranitos das fácies F_{22} e F_{23} da unidade Serra do Pau d'Alho, com os quais o Maciço Monzonítico Maravilha está em contato. Por outro lado, os teores uniformemente mais elevados de Al, Fe, Ca, Na e K, e os valores extremamente altos das concentrações de Ba, Zr e Sr, os colocam em contraste com os sienogranitos Serra do Pau d'Alho, e devem refletir características peculiares de rochas fontes diversas daquelas responsáveis pela geração dos granitóides do batólito.

As três unidades de granitóides regionais parecem representar associações distintas, onde os biotita granitóides porfiríticos atribuídos ao Complexo Pinhal estariam eventualmente relacionados a um magmatismo mais antigo, com características geoquímicas diferenciadas principalmente em função das

concentrações relativamente mais baixas de terras raras totais, que devem refletir características das rochas fontes originais. A associação comum destes granitóides com os granitos anatéticos "tipo" Pinhal na área estudada, e as similaridades geoquímicas assinaladas entre estes dois conjuntos, favorece a hipótese de que os biotita granitóides do Complexo Pinhal poderiam representar parte das rochas infracrustais cuja anatexia resultou na formação dos granitos "tipo" Pinhal.

A presença de rochas intermediárias com afinidades alcalinas, de caráter tardi- a pós-orogênico, associadas aos granitóides cálcio-alcalinos potássicos, é assinalada nos maciços sieníticos da Capituva e da Pedra Branca, a norte-nordeste do Batólito Pinhal-Ipuiúna (Janasi, 1992). As características geoquímicas dos monzonitos Maravilha sugerem, preliminarmente, uma aproximação daquelas apresentadas para estas rochas sieníticas. Padrões de elementos terras raras fortemente fracionados e com ausência de anomalias negativas de Eu são feições comuns, mas a possibilidade de qualquer vinculação genética entre estes dois conjuntos ainda é de natureza especulativa, em vista da deficiência de estudos detalhados das rochas do Maciço Monzonítico Maravilha.

5.5. Geoquímica Isotópica

5.5.1. Apresentação dos Resultados

Os estudos geocronológicos realizados para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna compreenderam um total de treze amostras, que foram submetidas à sistemática Rb-Sr em rocha total. Os resultados analíticos estão listados na Tabela 5.6, e a localização das amostras é encontrada no Anexo B.

As análises isotópicas incluíram duas amostras de quartzo monzodioritos da unidade São José da Prata (fácies F_1: SC-42 e SC-333), cinco amostras de quartzo monzonitos e monzogranitos da unidade Ipuiúna (fácies F_7: PH-145; F_8; PH-01 e PH-138; F_{13}: IU-08A e IU-12A), cinco amostras dos granitos da unidade Serra do Pau d'Alho (fácies F_{21}: PH-68A, PH-87A e PH-89A; F_{22}: PH-143; F_{23}: PH-158C), e uma amostra dos enclaves máficos da região de Ipuiúna (IU-15A).

Tabela 5.6. Dados isotópicos Rb-Sr para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna.

Amostra	Class. Petrográfica (IUGS)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$ (±erro)	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (±erro)	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ (±erro)
SC-42 (SJP)	Quartzo monzodiorito	156,79	861,58	0,5270 (0,0088)	0,71411 (0,00009)	0,709497
SC-333 (SJP)	Quartzo monzodiorito	124,95	816,75	0,4430 (0,0076)	0,71342 (0,00009)	0,709543
PH-145 (IPU)	Quartzo monzonito	134,02	1067,32	0,3636 (0,0061)	0,71324 (0,00007)	0,710058
PH-01 (IPU)	Monzogranito	150,58	857,42	0,5086 (0,0085)	0,71598 (0,00006)	0,711528
PH-138 (IPU)	Quartzo monzonito	161.15	729,85	0,6395 (0,0107)	0,71550 (0,00010)	0,709903
IU-08A (IPU)	Monzogranito	148,42	761,93	0,5642 (0,0095)	0,71424 (0,00008)	0,709302
IU-12A (IPU)	Monzogranito	125,38	585,66	0,6201 (0,0104)	0,71674 (0,00008)	0,711313
PH-68A (SPA)	Sienogranito	196,46	446,40	1,2750 (0,0360)	0,72054 (0,00005)	0,709380
PH-87A (SPA)	Sienogranito	251,70	254,00	2,8750 (0,0810)	0,73253 (0,00008)	0,707366
PH-89A (SPA)	Sienogranito	251,00	334,80	2,1740 (0,0610)	0,72679 (0,00006)	0,707762
PH-143 (SPA)	Sienogranito	181,00	502,20	1,0440 (0,0290)	0,71841 (0,00007)	0,709272
PH-158A (SPA)	Sienogranito	159,60	733,80	0,6300 (0,0180)	0,71564 (0,00009)	0,710126
IU-15A (EM)	Quartzo diorito	123,26	894,02	0,3993 (0,0067)	0,71366 (0,00006)	0,710165

SJP = Unidade São José da Prata.
IPU = Unidade Ipuiúna.
SPA= Unidade Serra do Pau d'Alho
EM = Enclave Máfico

Várias tentativas de datação Rb-Sr têm sido efetuadas em batólitos cálcio-alcalinos petrográfica e geoquimicamente similares ao Batólito Pinhal-Ipuiúna (Tassinari, 1988; Gimenez Filho, 1993) sem, contudo, alcançar resultados totalmente satisfatórios. No entanto, a idade deste magmatismo parece estar atualmente bem estabelecida em torno de 650 Ma, através de datações U-Pb em zircões, que indicam valores da ordem 635±10 Ma (dados inéditos de C.C.G. Tassinari; *in*: Vlach, 1993) e 655±2 Ma (Ebert *et al.*, 1994) para o Batólito de Socorro, 650 Ma para o Batólito Três Córregos (dados inéditos de R. Van Schmus) e 660±13 Ma para o Batólito Santa Isabel (*in*: Figueiredo & Campos Neto, 1994).

A maior dificuldade na obtenção de idades isocrônicas Rb-Sr para estas associações parece estar diretamente relacionada à ausência de uma variação composicional adequada em amostras comprovadamente cogenéticas, o que inviabiliza a obtenção de isócronas confiáveis que reflitam a idade de formação das rochas.

Considerando o amplo espectro composicional do Batólito Pinhal-Ipuiúna, que inclui uma variedade de termos intermediários e ácidos, amostras representativas das unidades reconhecidas no maciço e dos enclaves máficos foram submetidas à sistemática Rb-Sr, numa tentativa de obtenção de idade isocrônica. Embora o conjunto analisado apresente a variação composicional necessária a um espalhamento adequado, as características geoquímicas sugerem que nem todas as amostras são estritamente comagmáticas e, de fato, as várias tentativas de construção de isócronas resultaram em valores de referência, que não necessariamente reproduzem a idade de formação das rochas. Os melhores resultados obtidos, pelo método de Williamson (1968), são apresentados nos diagramas isocrônicos das Figuras 5.22 a 5.25.

O diagrama $^{87}Sr/^{86}Sr$ *versus* $^{87}Rb/^{86}Sr$ da Figura 5.22 representa o conjunto de amostras do batólito, inclusive o enclave máfico, e evidencia um valor isocrônico de referência de 614±15 Ma, com razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,7102±0,0001 e alto valor para o MSWD (42,68). Considerando as razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ das amostras para a idade de 614±15 Ma (Tab. 5.6), e os valores recalculados para idades de 630 e 650 Ma apresentados na Tabela 5.7, as duas amostras mais diferenciadas da unidade Ipuiúna (PH-01 e IU-12A) apresentam razões iniciais mais

Tabela 5.7. Dados isotópicos Rb-Sr para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna, com razões iniciais de Sr calculadas para 630 Ma e 650 Ma.

Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ 630 Ma	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ 650 Ma
SC-42 (SJP)	156,79	861,58	0,5270	0,709374	0,709223
SC-333 (SJP)	124,95	816,75	0,4430	0,709439	0,709312
PH-145 (IPU)	134,02	1067,32	0,3636	0,709973	0,709868
PH-01 (IPU)	150,58	857,42	0,5086	0,711410	0,711264
PH-138 (IPU)	161.15	729,85	0,6395	0,709753	0,709570
IU-08A (IPU)	148,42	761,93	0,5642	0,709170	0,709008
IU-12A (IPU)	125,38	585,66	0,6201	0,711168	0,710990
PH-68A (SPA)	196,46	446,40	1,2750	0,709083	0,708717
PH-87A (SPA)	251,70	254,00	2,8750	0,706695	0,705871
PH-89A (SPA)	251,00	334,80	2,1740	0,707254	0,706631
PH-143 (SPA)	181,00	502,20	1,0440	0,709028	0,708729
PH-158A (SPA)	159,60	733,80	0,6300	0,709979	0,709798
IU-15A (EM)	123,26	894,02	0,3993	0,710072	0,709957

SJP= Unidade São José da Prata.
IPU = Unidade Ipuiúna.
SPA= Unidade Serra do Pau d'Alho
EM = Enclave Máfico

elevadas que as demais, provavelmente evidenciando possíveis processos de contaminação. De fato, retirando-se estas amostras do conjunto, observa-se significativa diminuição do MSWD para 6,30, e o resultado obtido indica um valor isocrônico de 544±10 Ma, com razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,7103±0,0001, enquanto as amostras excluídas definem uma reta paralela para razões iniciais mais elevadas (Fig. 5.23).

O diagrama isocrônico para as rochas das unidades Ipuiúna e São José da Prata, que se caracterizam por índices de cor próximos ou superiores a 10 (excluindo as amostras PH-01 e IU-12A e o enclave máfico), apresenta um valor isocrônico de referência de 523±35 Ma, com razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,7103±0,0002 (MSWD=9,68) (Fig. 5.24). A inclusão do enclave máfico, que também apresenta elevada razão inicial (Tabs. 5.6 e 5.7), diminui o valor isocrônico de referência para 482±32 Ma, com razão inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,7107±0,0002 (MSWD=10,78 e R=0,9314).

Coincidentemente, para os granitos com índice de cor inferior a 10 da unidade Serra do Pau d'Alho, os dados indicam um valor isocrônico similar, da ordem de 520±15 Ma, com razão inicial de 0,7109±0,0002 (MSDW=0,74) (Fig. 5.25). Idades Rb-Sr semelhantes (510±50 Ma, com razão inicial de 0,7109) são reportadas por Artur (1988), em rochas granitóides do Domínio Guaxupé.

A idade mais jovem indicada para os granitos da unidade Serra do Pau d'Alho, deve ser resultante de eventos de reequilíbrio metamórfico, visto que tais amostras apresentam as menores razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ do conjunto do batólito. Segundo Vlach & Cordani (1986), sistemas empobrecidos em Sr por efeitos posteriores à cristalização magmática, implicam em razões Rb/Sr mais elevadas e conseqüentemente em idades mais jovens. É importante ressaltar que as amostras que apresentam as maiores razões Rb/Sr do conjunto analisado se referem aos granitos da fácies F_{21} da unidade Serra do Pau d'Alho, rochas afetadas com intensidade por eventos pós-magmáticos, que se refletem em sua textura fortemente orientada.

O exercício de exclusão de amostras selecionadas a partir do conjunto de dados apresentado na Tabela 5.6, fornece inúmeras alternativas para a obtenção de valores isocrônicos de referência no intervalo aproximado de 620 Ma a 660 Ma,

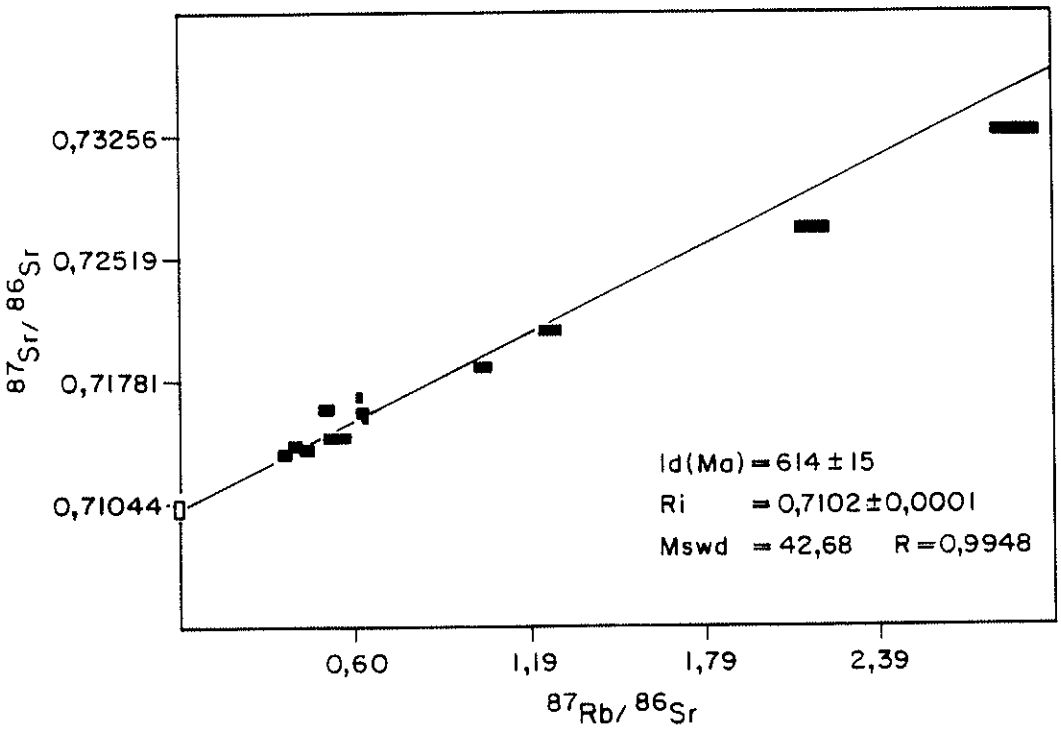


Figura 5.22. Diagrama isocrônico de referência para o conjunto de rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna, incluindo a amostra de enclave máfico.

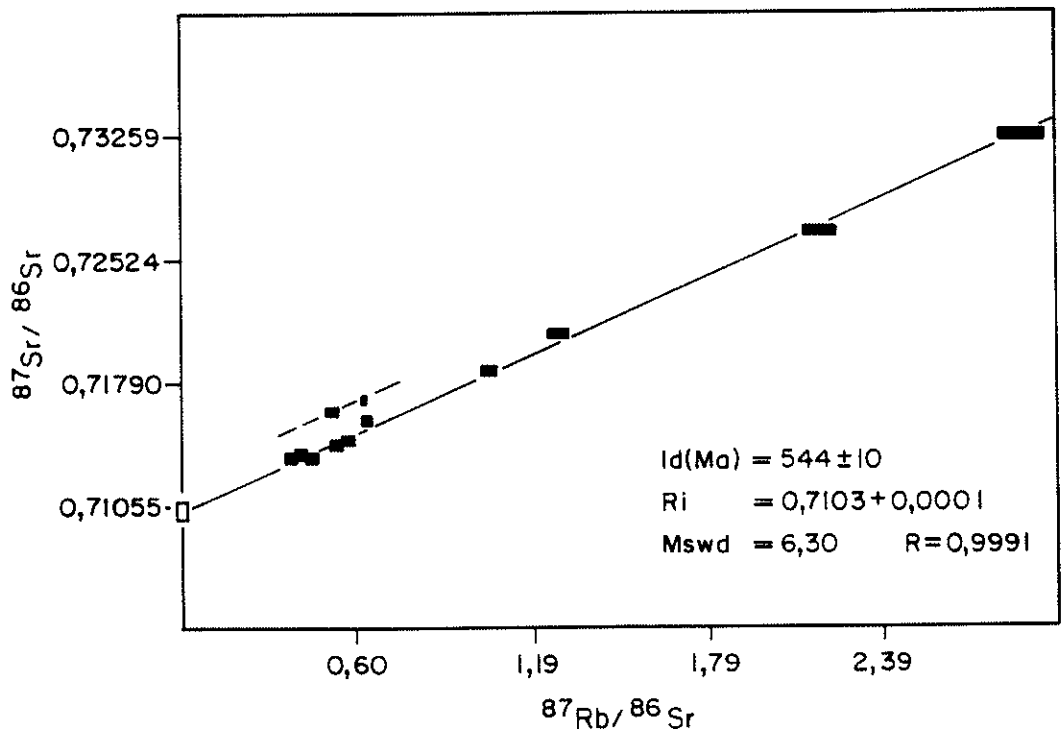


Figura 5.23. Diagrama isocrônico de referência para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna, excluindo as amostras mais diferenciadas da unidade Ipuiúna (PH-01 e IU-12A).

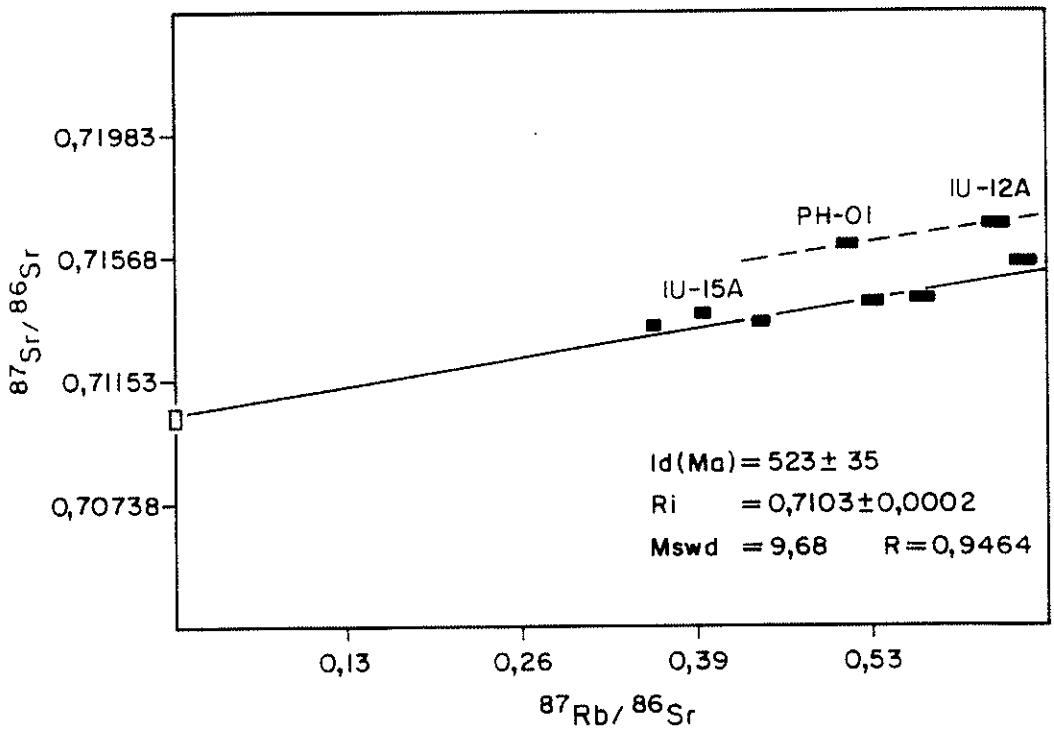


Figura 5.24. Diagrama isocrônico de referência para as rochas das unidades São José da Prata e Ipuiúna, excluindo as amostras PH-01 e IU-12A, e o enclave máfico (IU-15A).

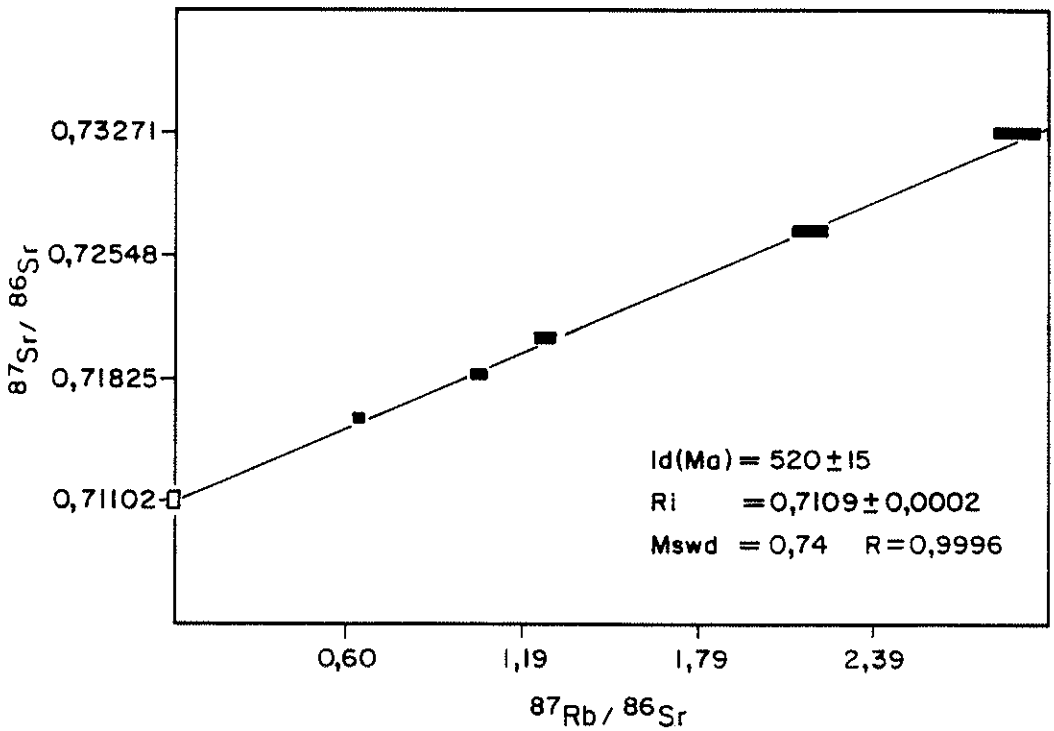


Figura 5.25. Diagrama isocrônico de referência para os granitos da unidade Serra do Pau d'Alho.

sempre com altos valores de MSWD. A exclusão da amostra PH-68A indica um valor isocrônico de 630±17 Ma (R_i=0,7101±0,0001), enquanto a retirada individual das amostras PH-89A ou PH-87A aumenta a suposta idade das rochas para cerca de 654±19 Ma (R_i=0,7099±0,0001).

Em vista das incertezas inerentes ao método analítico e da intensa rehomogeneização isotópica regional que caracteriza o magmatismo no Domínio Guaxupé, os valores obtidos pela sistemática Rb-Sr podem traduzir tanto a idade de formação das rochas, quanto idades referentes a eventos posteriores. Assim, considerando os dados U-Pb obtidos para o magmatismo cálcio-alcalino sin-orogênico regional, uma idade entre 630 e 650 Ma é considerada a mais provável para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna.

5.5.2. Variações Isotópicas de Sr

As variações das razões iniciais $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ calculadas para as amostras do batólito a partir do valor isocrônico de referência de 614 Ma (Fig. 5.22) se posicionam no intervalo de 0,7074 a 0,7115 (Tab. 5.6). Por outro lado, as razões iniciais de Sr, recalculadas para idades estimadas em 630 Ma e 650 Ma (Tab. 5.7) indicam, respectivamente, variações de 0,7067 a 0,7114 e 0,7059 a 0,7113, ressaltando diferenças pouco expressivas em função do tempo.

Em geral, as razões iniciais de Sr definem intervalos mais ou menos específicos em função do teor em máficos das rochas, estabelecendo um padrão que se caracteriza pelo aumento das razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ dos termos mais máficos para os termos intermediários, que voltam a diminuir em direção aos membros mais félsicos da seqüência (Tabs. 5.6 e 5.7). Vlach (1993) refere-se a padrões deste tipo como responsáveis pelas principais discrepâncias observadas nos resultados isocrônicos obtidos para fácies e/ou conjuntos de fácies em rochas granitóides.

A irregularidade das variações das razões iniciais de Sr contrasta com o padrão típico de seqüências cogenéticas derivadas a partir de processos de diferenciação magmática que envolvem essencialmente mecanismos de cristalização fracionada, e poderia refletir possíveis características herdadas das rochas fontes, tal

como a contaminação de magmas básicos menos radiogênicos por material crustal evoluído.

As altas razões $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ observadas nas rochas mais máficas e intermediárias parecem refletir uma influência importante de materiais crustais mais evoluídos, ainda que a principal contribuição volumétrica aos magmas seja mantélica. Por outro lado, as razões iniciais um pouco mais baixas das rochas graníticas da fácies F_{21} sugerem contribuição de material crustal menos evoluído, indicando, possivelmente, uma origem distinta para este conjunto.

5.6. Geoquímica e Ambiente Tectônico

Feições geológicas, petrográficas e geoquímicas, tais como o grande volume de rochas, a afinidade cálcio-alcalina, a abundância de granitóides menos diferenciados e o caráter sin-orogênico, têm levado vários autores (*e.g.* Wernick, 1984; Vasconcellos & Janasi, 1989; Janasi & Ulbrich, 1991; Campos Neto, 1991) a comparar os grandes batólitos alongados do Neoproterozóico do sudeste brasileiro aos granitóides tipo I-Cordilheiranos de Pitcher (1982), típicos do magmatismo Mesozóico-Cenozóico da costa oeste do continente americano, formados em arcos magmáticos associados à subducção de placa oceânica.

Estas feições refletem características de uma tectônica de subducção, embora a evolução dos domínios geológicos onde estes batólitos ocorrem, constituídos principalmente por rochas metamórficas mais antigas (pelo menos de idade mesoproterozóica), não mostrem evidências adicionais do desenvolvimento de arco magmático.

As rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna contrastam com os granitóides tipo I-Cordilheiranos clássicos no caráter potássico, que define uma tendência modal cálcio-alcalina monzonítica (Lameyre & Bowden, 1982), nas elevadas razões LILE/HFSE devidas ao conteúdo sensivelmente mais elevado de elementos LIL (K, Rb, Ba, TRL), e nas altas razões isotópicas de Sr. São caracterizadas também por padrões de elementos expandidos que indicam anomalias negativas bem definidas para Nb, típicas de granitóides cálcio-alcalinos (Thompson *et al.*, 1984),

acompanhadas por depressões acentuadas nas abundâncias de Th, Ta, P e Ti (Fig. 5.7).

Vasconcellos & Janasi (1989) atribuíram o caráter potássico do maciço a contribuições provenientes de crosta continental mais antiga ou fonte mantélica enriquecida. Para Campos Neto (1991), o caráter potássico deste magmatismo refletiria um estágio magmático de arco maduro.

Segundo os modelos correntes na literatura atual (*e.g.* Pearce, 1983; Pearce *et al.*, 1984; Wyllie, 1984; Brown *et al.*, 1984), os magmas gerados na placa oceânica em subducção ou na cunha enriquecida do manto sobrejacente são caracterizados por razões LILE/HFSE mais elevadas (arcos imaturos), enquanto aqueles originados em ambientes intra-placa são relativamente enriquecidos em elementos HFS (arcos maduros).

Neste contexto, considerando que as concentrações mais elevadas de elementos LIL (K, Rb, Ba, TRL) não são acompanhadas por enriquecimentos igualmente uniformes em elementos HFS (Nb, Ta, Zr, Ti), o caráter potássico dos granitóides do batólito poderia ser explicado a partir da contribuição de fontes de manto enriquecido com efetiva participação de um componente de crosta continental mais antiga e diferenciada, conforme sugerem as razões LILE/HFSE sensivelmente elevadas, e a maior proporção de Sr radiogênico indicada pelas altas razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$, em torno de 0,710.

Inúmeros diagramas de discriminação de ambientes tectônicos de granitóides a partir de variações químicas de elementos maiores, menores e traços têm sido propostos na literatura. Sua aplicabilidade para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna mostrou-se eficiente na correlação entre a tendência cálcio-alcalina monzonítica (Lameyre & Bowden, 1982) definida pela variação modal dos granitóides do batólito e os diagramas de discriminação tectônica idealizados a partir das relações entre elementos maiores e menores de Batchelor & Bowden (1985) e elementos traços de Pearce *et al.* (1984) (Figs. 5.26 e 5.27).

Batchelor & Bowden (*op. cit.*) relacionaram as séries granitóides de Lameyre & Bowden (*op. cit.*) a ambientes tectônicos distintos, através da utilização do diagrama R_1-R_2 de De La Roche *et al.* (1980). Considerando os possíveis

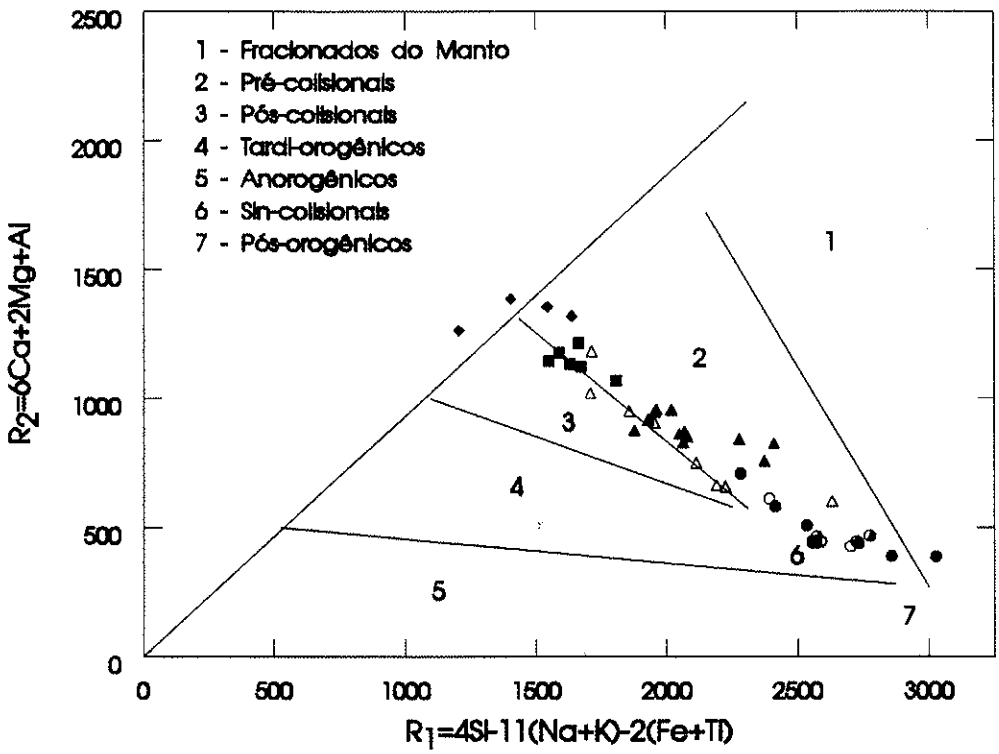


Figura 5.26. Diagrama multicatiônico R_1 *versus* R_2 com os domínios entre os ambientes tectônicos de granitóides definidos por Batchelor & Bowden (1985). Os símbolos são os mesmos da Figura 5.2.

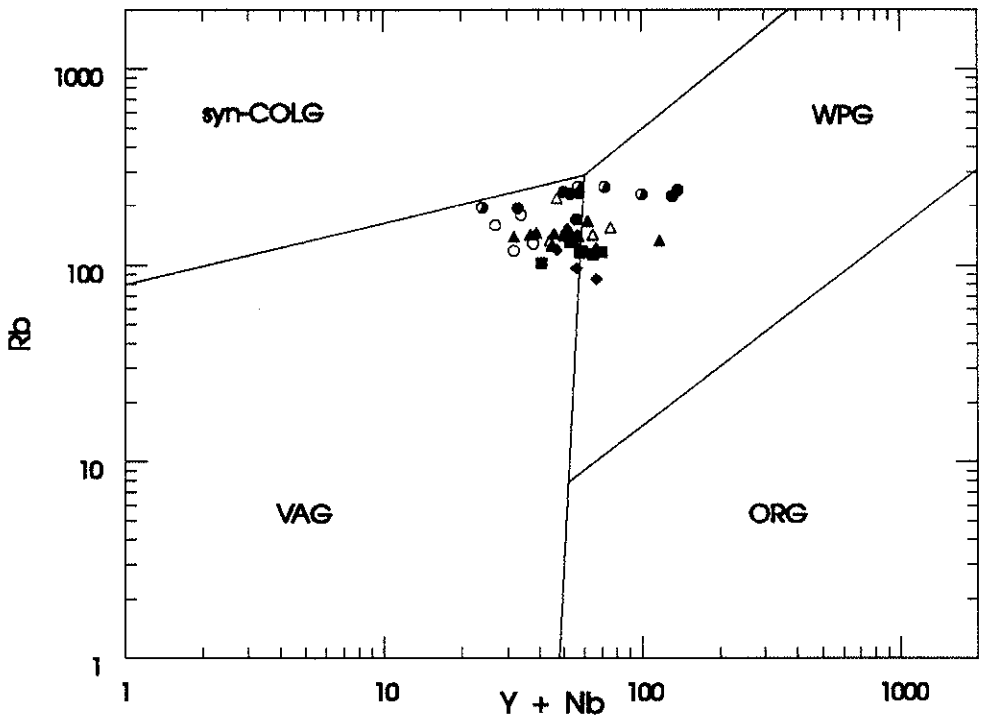


Figura 5.27. Diagrama de variação Rb *versus* Y+Nb (em ppm) para discriminação tectônica de granitóides de Pearce *et al.* (1984). VAG: arcos vulcânicos; ORG: cadeias oceânicas; syn-COLG: sin-colisionais; WPG: intra-placa. Os símbolos são os mesmos da Figura 5.2.

mecanismos para a formação dos magmas graníticos (fusão parcial, cristalização fracionada e mistura de magmas), os autores destacaram que o diagrama reflete mudanças nas composições dos líquidos durante processos de cristalização fracionada ou fusão parcial em equilíbrio, com o "trend da fonte" (paralelo à linha de saturação em sílica) representando a evolução, através do ciclo orogênico, de fontes básicas mantélicas submetidas a processos de cristalização fracionada. O "trend das séries" (que percorre os distintos campos triangulares em direção ao canto inferior direito do diagrama) reflete o fracionamento *in situ* das séries granitóides, após a intrusão do magma em níveis rasos da crosta.

No diagrama R_1-R_2 da Figura 5.26, as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna se distribuem predominantemente no campo dos granitóides pré-colisionais, junto ao limite com o campo pós-colisional. A seqüencia dos granitóides evidencia uma tendência aproximadamente linear em direção ao canto inferior direito do diagrama, que se posiciona entre os domínios das associações de granitóides cálcio-alcalinos normais (campo 2) e cálcio-alcalinos de alto-potássio (campo 3).

Os teores uniformemente baixos de Nb, e os elevados conteúdos em Rb, concentram as rochas do batólito próximo aos limites superiores do campo dos granitóides de arcos vulcânicos no diagrama Rb *versus* (Y + Nb) de Pearce *et al.* (1984) da Figura 5.27. Amostras mais enriquecidas em Y, principalmente da unidade Serra do Pau d'Alho, deslocam-se para o campo dos granitóides intra-placa, enquanto as amostras representativas dos enclaves máficos se localizam preferencialmente no campo dos granitóides de arcos vulcânicos.

CAPÍTULO 6

ASPECTOS PETROLÓGICOS

6.1. Aspectos Texturais e Transformações Pós-Magmáticas

Na descrição petrográfica das diversas fácies reconhecidas no Batólito Pinhal-Ipuiúna (Item 4.3; Cap. 4) é evidente a atuação de processos pós-magmáticos de recristalização que provocam transformações nas texturas magmáticas originais, e se refletem tanto nos megacristais de feldspato alcalino quanto nos minerais constituintes da matriz.

Transformações pós-magmáticas estão presentes, em maior ou menor extensão, em todas as rochas do batólito e incluem a sericitização dos feldspatos, saussuritização do plagioclásio, além da geração de feldspatos, anfibólio, biotita, clorita, epidoto, titanita e minerais opacos secundários (Tabs. 4.8, 4.9 e 4.10; Cap. 4).

Processos de deformação regional superimpostos mascaram ainda mais as características texturais originais, e a ausência de dados composicionais específicos das principais fases minerais envolvidas, dificultam sobremaneira a interpretação da história evolutiva das rochas do maciço.

6.1.1. Feldspatos

O plagioclásio é o principal mineral félsico das rochas intermediárias e, em sua maioria, denota características texturais evidentes de sua cristalização magmática. Apresenta dois tipos texturais distintos, com o predomínio de cristais mais desenvolvidos, tabulares alongados ou não, subidiomórficos e com geminações complexas (periclina, Carlsbad e albita), freqüentemente zonados, que, por vezes, constituem megacristais isolados. Agregados em *synneusis* ocorrem nos quartzo

monzonitos e monzogranitos das fácies F_{12}, F_{13} e F_{14} da unidade Ipuiúna, e em seus enclaves máficos.

O segundo tipo textural é de origem secundária e consiste em finos cristais subidiomórficos, dominantemente mirmequíticos, com geminações albita ou, mais raramente, albita/Carlsbad, que normalmente bordejam os megacristais de feldspato alcalino e constituem agregados granoblásticos juntamente com quartzo e, eventualmente, biotita; aparecem também como inclusões, em cristais isolados e límpidos, nos megacristais de feldspato alcalino.

Intercrescimento antipertítico é feição comum em alguns cristais mais desenvolvidos de plagioclásio magmático das rochas das unidades São José da Prata e Ipuiúna, e ocasional nos sienogranitos Serra do Pau d'Alho (fácies F_{16} e F_{23}). É caracterizado por manchas irregulares iso-orientadas de microclínio, gerado por processos pós-magmáticos de desmistura.

Apesar da ausência de dados químicos específicos, as variações composicionais do plagioclásio magmático, determinadas por métodos ópticos, sugerem, a grosso modo, uma tendência de diminuição do teor de anortita dos termos mais máficos das unidades São José da Prata e Ipuiúna em direção às rochas mais félsicas da unidade Serra do Pau d'Alho. Intervalos composicionais mais restritos (An_{43-30}, Tab. 4.8; Cap. 4) foram obtidos para as rochas da unidade São José da Prata; na unidade Ipuiúna as variações composicionais tendem a diminuir das rochas mais máficas (An_{44-33}) para as mais félsicas (An_{36-28}) (Tab. 4.9; Cap. 4); e na unidade Serra do Pau d'Alho as rochas portadoras de hornblenda apresentam intervalos distintos para as fácies F_{16}, F_{21}, F_{22} e F_{23}, com teores de An relativamente mais elevados que aqueles indicados para as rochas que têm somente biotita como mineral máfico principal (Tab. 4.10; Cap. 4).

Estas variações composicionais do plagioclásio de cristalização primária, a despeito das composições relativamente mais sódicas determinadas pelo método óptico, mostram coerência com os dados obtidos nas análises por microssonda eletrônica realizadas por Janasi (1992) nos granitóides Santana de Caldas e Serra do Milho Verde, considerados equivalentes às rochas das unidades Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho, respectivamente. Para as rochas mais máficas do tipo Santana de Caldas as composições variam continuamente no intervalo de An_{50-43}

(fenocristais zonados) a An_{42-38} (matriz granoblástica), enquanto as rochas mais félsicas indicam variações de An_{40} nos núcleos dos fenocristais a An_{30-27} na matriz. Nos sienogranitos tipo Serra do Milho Verde foram obtidas composições nos intervalos de An_{39-31} para as rochas portadoras de hornblenda, e An_{30-25} para aquelas somente com biotita.

As tendências de variações contínuas e decrescentes no teor de An do plagioclásio em direção aos termos mais evoluídos da seqüência determinada pelas unidades São José da Prata, Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho e suas variações internas, sugerem a atuação de processos de cristalização fracionada na evolução magmática destas rochas. Variações composicionais que fogem ao padrão das rochas da unidade Serra do Pau d'Alho são indicadas para os sienogranitos das fácies F_{22} e F_{23}, que poderiam representar um pulso magmático distinto. Por outro lado, a textura em *synneusis* observada nas fácies da unidade Ipuiúna e nos enclaves máficos do extremo leste do maciço, parece refletir gradientes térmicos mais acentuados de cristalização que, juntamente com evidências de processos de interação entre estas rochas indicam mecanismos mais complexos na sua evolução.

O feldspato alcalino é invariavelmente pertítico, isento de zoneamento, e predomina na forma de megacristais que normalmente preservam o hábito tabular e a geminação Carlsbad; nas rochas mais diferenciadas é componente normal da matriz, em geral xenomórfico. Apesar do hábito tabular, os megacristais apresentam contornos irregulares e corroídos, ocupados por finos cristais de plagioclásio neoformado (em geral mirmequítico), acompanhados por quartzo e, eventualmente, biotita, recristalizados. Estes minerais geralmente constituem agregados granoblásticos que envolvem os megacristais de feldspato alcalino, e podem se estender para a matriz nas rochas mais intensamente deformadas.

Nas rochas mais máficas das unidades São José da Prata e Ipuiúna, a geminação em grade dos megacristais de feldspato alcalino pode se limitar às bordas dos grãos e as pertitas geralmente se apresentam em finas lentes. Nos granitos mais diferenciados da unidade Serra do Pau d'Alho a recristalização do microclínio é evidenciada pela geminação em grade bem desenvolvida; lentes de pertitas, ocasionalmente com duas direções distintas de orientação, evidenciam uma fase de geração tardia nas fácies predominantes (fácies F_{16}, F_{17} e F_{20}). Pertitas bem

desenvolvidas, geralmente na forma de lentes, veios ou manchas, caracterizam o feldspato alcalino das rochas da fácies F_{21}, que representam a fácies mais sódica do conjunto diferenciado (Tab. 5.2).

Reações seqüenciais que evidenciem o desenvolvimento maior de processos de exsolução do feldspato alcalino, indicando a separação de uma fase sódica (plagioclásio) em cristais individuais, não são observadas diretamente. Por outro lado, as características texturais ressaltam que uma parte do plagioclásio presente nas rochas do batólito é de cristalização tardia (cristais menores, em sua maioria mirmequíticos, que circundam os megacristais de feldspato alcalino).

Assim, considerando ainda que a maior proporção de plagioclásio secundário está nas fácies mais diferenciadas da seqüência, onde a recristalização do feldspato alcalino é mais pronunciada e os intercrescimentos pertíticos mais abundantes e complexos, a origem do plagioclásio secundário através de processos de exsolução a partir do feldspato alcalino parece bastante viável.

As alterações tardias dos feldspatos são evidenciadas essencialmente pela sericitização, em maior ou menor proporção, localmente responsável pela formação de muscovita secundária. Nos cristais mais desenvolvidos de plagioclásio este processo é geralmente acompanhado por saussuritização, resultando numa paragênese secundária com sericita (e eventualmente muscovita) + epidoto microgranular ± carbonato.

6.1.2. Minerais Máficos

Os minerais máficos das rochas do batólito são representados principalmente por hornblenda e biotita, a última em parte derivada do anfibólio; clinopiroxênio ocorre como relictos de cristais quase totalmente substituídos por anfibólio nos quartzo monzodioritos das fácies F_1 e F_2 da unidade São José da Prata, e é mais comum nos enclaves máficos. Freqüentemente formam agregados juntamente com minerais opacos (ilmenita e magnetita, com pirita e calcopirita subordinadas), apatita, zircão, allanita e titanita, constituindo as seguintes associações: (1) unidade São José da Prata: hornblenda + biotita ± clinopiroxênio + ilmenita + magnetita + apatita + zircão ± allanita; (2) unidade Ipuiúna: hornblenda +

biotita + ilmenita + magnetita + apatita + allanita + zircão; (3) unidade Serra do Pau d'Alho: biotita ± hornblenda + magnetita ± ilmenita + apatita + zircão + allanita + titanita; (4) enclaves máficos: hornblenda + biotita + clinopiroxênio + ilmenita ± magnetita + apatita.

As diferenças mais significativas na paragênese dos minerais máficos das associações consideradas referem-se essencialmente às proporções e composições dos minerais opacos, e à presença de titanita primária nos granitos da unidade Serra do Pau d'Alho.

As variações nas composições dos minerais opacos nos granitóides das unidades São José da Prata e Ipuiúna incluem desde tipos com amplo predomínio de ilmenita, rica em lamelas de exsolução de hematita, sobre magnetita, até rochas com proporções equivalentes de magnetita e ilmenita, esta última pobre em lamelas de exsolução de hematita (Fotomicrografias 4.1 a 4.3; Cap. 4).

Nos enclaves máficos da região de Ipuiúna, a ilmenita pobre em lamelas de exsolução de hematita é predominante sobre a magnetita, que pode ocorrer em bandas intercaladas com ilmenita ou mesmo em cristais xenomórficos secundários associados à biotita, hornblenda e clinopiroxênio (Fotomicrografia 4.9; Cap. 4).

As variações na mineralogia dos opacos são ainda maiores nos granitos da unidade Serra do Pau d'Alho, onde a magnetita predomina sobre a ilmenita na maioria das fácies; eventualmente, a ilmenita pobre em lamelas de exsolução de hematita pode apresentar-se em proporção equivalente à magnetita (fácies F_{16}: SC-29); nos monzogranitos onde titanita primária é abundante a ilmenita é virtualmente ausente (fácies F_{19}: SC-344) (Fotomicrografias 4.4 a 4.8; Cap. 4).

Pirita, em parte de cristalização precoce, e traços de calcopirita ocorrem subordinadamente em praticamente todas as fácies do maciço e nos enclaves máficos; são particularmente freqüentes nas rochas mais máficas.

As transformações pós-magmáticas observadas nas diversas fácies do batólito incluem a passagem de clinopiroxênio para anfibólio (± biotita) + quartzo + opacos, a transformação de anfibólio em biotita + epidoto + opacos, a geração de titanita secundária envolvendo núcleos opacos, e a cloritização da biotita.

O clinopiroxênio, encontrado somente nos quartzo monzodioritos das fácies F_1 e F_2 da unidade São José da Prata, se restringe a fragmentos de grãos xenomórficos que constituem núcleos de cristais quase totalmente substituídos por anfibólio, em reações acompanhadas pelo aparecimento de inclusões de quartzo e minerais opacos no anfibólio. Nos enclaves máficos a passagem de clinopiroxênio para anfibólio ($\pm$ biotita) é caracterizada pela presença de simplectitos de quartzo + clorita e abundantes inclusões de minerais opacos.

A transformação de hornblenda em biotita é característica comum de todas as rochas portadoras de anfibólio, e se faz acompanhar pelo surgimento de epidoto microgranular ou em cristais mais desenvolvidos, e pelo aumento das inclusões de opacos na biotita secundária. Em rochas máficas com deformação mais intensa (fácies F_5 e F_{15}) a hornblenda pode estar ausente e a biotita associa-se a abundante epidoto microgranular. Nos monzogranitos da unidade Serra do Pau d'Alho (fácies F_{17} e F_{20}) com biotita como único mineral ferromagnesiano, também é comum a presença de epidoto secundário associado à biotita e minerais opacos.

Não são disponíveis dados de quimismo de minerais máficos para as rochas do batólito e, considerando a similaridade petrográfica e geoquímica com os granitóides cálcio-alcalinos potássicos descritos por Janasi (1992), as análises por microssonda eletrônica de clinopiroxênio, anfibólio e biotita obtidas pelo autor podem representar um referencial para a provável composição destas fases minerais nas rochas do maciço. Nos quartzo monzonitos a monzogranitos Santana de Caldas o clinopiroxênio tem composição de diopsídio, e os anfibólios se identificam com hornblendas edeníticas, cuja variação sugere a diminuição de Mg# com a diferenciação, e um leve enriquecimento em Mn e Na. As biotitas refletem um decréscimo progressivo do índice Mg# acompanhado por um discreto aumento no conteúdo de Mn com a diferenciação, além de sensível diminuição nos teores de Ba e valores de Al ligeiramente mais elevados nos granitos mais diferenciados, isentos de anfibólio.

Titanita primária é acessório comum em algumas fácies da unidade Serra do Pau d'Alho, sempre associada aos agregados de minerais máficos (Tab. 4.10; Fotomicrografia 4.4; Cap. 4). Na maioria das rochas do batólito a titanita é secundária e ocorre envolvendo núcleos de ilmenita (rica em lamelas de exsolução de

hematita) e magnetita (Fotomicrografias 4.5 e 4.8), ou constituindo cristais mais desenvolvidos com abundantes inclusões de minerais opacos, sugerindo sua origem a partir de transformações pós-magmáticas das fases opacas.

6.2. Condições de Cristalização

A ausência de dados de quimismo mineral não permite a avaliação das condições de cristalização para o estabelecimento de parâmetros de intensidade (P, T e f_{O_2}) baseados em paragêneses de minerais coexistentes. Estimativas das condições de cristalização são comentadas a seguir, a partir dos dados obtidos por Vasconcellos *et al.* (1991) para rochas granulíticas e migmatíticas da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, e por Janasi (1992) para os granitóides cálcio-alcalinos potássicos Santana de Caldas.

Pressão e Temperatura

Os granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna são intrusivos em rochas metamórficas de alto grau (orto- e paragnaisses migmatíticos) e se situam no domínio da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (Campos Neto, 1985), que expõe rochas granulíticas de níveis crustais profundos em seu extremo norte-nordeste, e rochas migmatíticas de níveis crustais intermediários a sul, no extremo meridional do alóctono, região onde ocorre o batólito.

As estimativas das condições de P e T de Vasconcellos *et al.* (*op. cit.*) registram pressões da ordem de 11±1Kb e temperaturas de 900±50ºC para os granulitos basais da nappe, que gradam para valores de pressão em torno de 4,5±0,5Kb e temperatura de cerca de 820±50ºC para as rochas migmatíticas.

Estimativas de P e T, baseadas no teor de Al dos anfibólios (Hammarstrom & Zen, 1986), para os granitóides cálcio-alcalinos potássicos tipo Santana de Caldas, indicaram valores de pressão da ordem de 4,1±0,5Kb; as temperaturas (tardi-magmáticas), estimadas pelo método de Blundy & Holland (1990), estariam situadas no intervalo de 734 a 753ºC (Janasi, *op. cit.*). O autor assinala que os resultados obtidos sugeririam, em conformidade com as observações geológicas,

que estes granitóides se cristalizaram em níveis crustais mais profundos que aqueles em que se situavam quando da intrusão do Maciço Sienítico Capituva, neles intrusivo.

Considerando os dados de Vasconcellos *et al.* (1991) para as rochas metamórficas de níveis crustais semelhantes àqueles estimados pelas características geológicas dos granitóides cálcio-alcalinos potássicos, e as sugestões de Janasi (1992), valores relativamente mais elevados, com pressões da ordem de 5-6Kb, são tentativamente inferidos para os granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna.

Condições Redox

Os dados petrográficos evidenciam a presença dominante de ilmenita sobre magnetita nas rochas mais máficas portadoras de hornblenda, onde titanita é comum, geralmente como fase de cristalização tardia. Nas rochas mais diferenciadas magnetita é o mineral opaco predominante, associada a flutuações significativas na proporção de ilmenita, notadamente ausente naquelas rochas em que titanita é seguramente primária e abundante.

A presença da assembléia titanita + magnetita + quartzo indica condições oxidantes na formação de rochas granitóides, em contraposição a condições relativamente mais reduzidas registradas pela associação anfibólio + ilmenita, e pode resultar de equilíbrios do tipo: clinopiroxênio (ou anfibólio) + ilmenita + O_2 = titanita + magnetita + quartzo (Wones, 1989). Assim, considerando que as variações observadas na mineralogia dos opacos das rochas do maciço devem ser controladas pela f_{O_2} e pela temperatura de cristalização, condições de cristalização relativamente oxidantes são sugeridas para as rochas do batólito.

6.3. Comportamento das Rochas do Batólito no Tetraedro Granítico

As composições mesonormativas para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna nos diagramas ternários Qz-Ab-Or e An-Ab-Or são apresentadas nas Figuras 6.1 e 6.2, respectivamente. No diagrama Qz-Ab-Or (Fig. 6.1) são indicados os pontos de mínimo granítico a pressões totais de 0,5, 2, 5 e 10Kb para $a(H_2O)=1,0$, e os pontos de mínimo a pressões de 2, 5 e 10Kb para $a(H_2O)=0,5$ (pontos deslocados para o lado Qz-Or do diagrama), de acordo com os dados de Tuttle & Bowen (1958; *in*:

Ebadi & Johannes, 1991), Luth *et al.* (1964) e Ebadi & Johannes (1991). No diagrama An-Ab-Or (Fig. 6.2) são inferidas as curvas representativas do *solvus* para condições próximas à saturação e insaturação em H_2O, e a linha cotética plagioclásio-feldspato alcalino (PAL; C=ponto mínimo) para valores de pressão em torno de 2Kb, de acordo com Nekvasil (1991; 1992) e Ebadi & Johannes (1991).

As rochas do batólito indicam uma tendência normativa assinalada essencialmente pelo enriquecimento em quartzo, na seqüência definida pelas unidades São José da Prata, Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho (Fig. 6.1). Os granitóides menos diferenciados do conjunto, inclusive os enclaves máficos, evidenciam sua derivação a partir de magmas situados no volume de fase dos plagioclásios que, portanto, seria o primeiro feldspato a se cristalizar, com seu fracionamento dirigirindo os líquidos remanescentes para a linha cotética plagioclásio-feldspato alcalino (PAL).

Esta tendência é confirmada no diagrama An-Ab-Or da Figura 6.2, onde os granitóides do batólito definem uma variação marcada pelo enriquecimento em ortoclásio, e se distribuem no campo plagioclásio + líquido, dentro da curva do *solvus* para atividade de H_2O igual a 0,1, e acima da linha cotética PAL. O conjunto das unidades São José da Prata, Ipuiúna e os enclaves máficos evidencia uma tendência caracterizada pelo fracionamento de plagioclásio, enquanto os granitos da unidade Serra do Pau d'Alho, que se distribuem ao longo da linha cotética PAL, já sugerem seu fracionamento em direção ao mínimo granítico (apesar de não apresentarem composições consideradas estritamente de mínimo em função de seus elevados teores de An), ou seja, em direção a maiores teores de quartzo, o que seria indicativo do fracionamento de plagioclásio e de feldspato alcalino.

A tendência de variação apresentada pela seqüência dos granitóides São José da Prata, Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho indica um enriquecimento em K e SiO_2 com a diferenciação, que reflete a tendência sugerida para o fracionamento dos minerais félsicos, inicialmente dominado por plagioclásio, e com a participação dos dois feldspatos (plagioclásio + feldspato alcalino) na evolução dos termos mais diferenciados que se distribuem ao longo da linha cotética PAL.

Desta forma, o comportamento dos granitóides do batólito no tetraedro granítico reflete as tendências geoquímicas gerais sugeridas para o maciço, indicando uma evolução dominada inicialmente pelo fracionamento de plagioclásio, que poderia

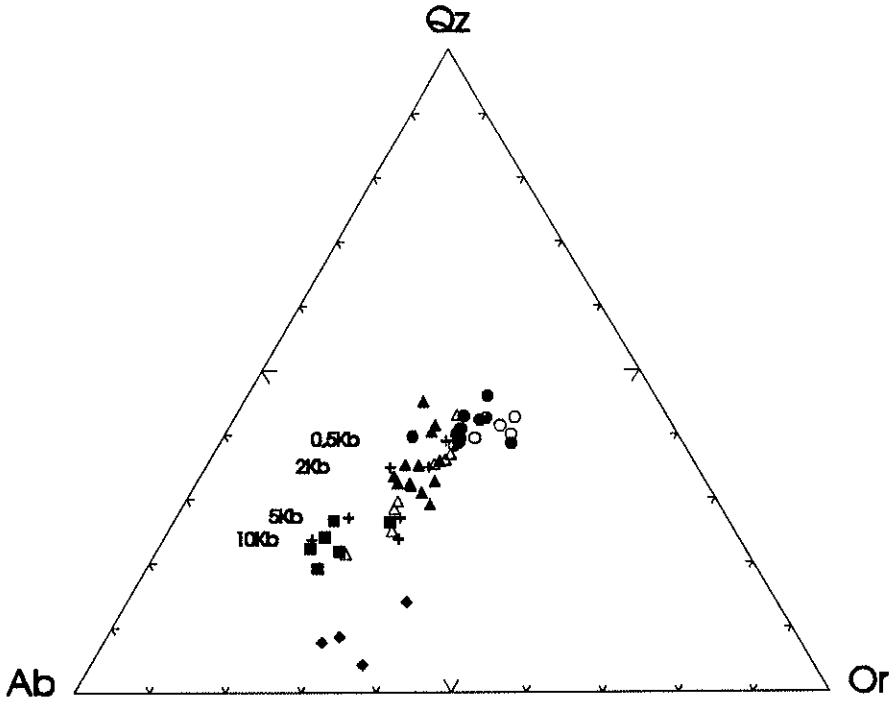


Figura 6.1. Diagrama Qz-Ab-Or para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna. As cruzes indicam as posições do ponto mínimo para $a(H_2O)=1,0$ (à esquerda) e $a(H_2O)=0,5$ (à direita), segundo Luth *et al.* (1964) e Ebadi & Johannes (1991). Os símbolos são os mesmos da Figura 5.2.

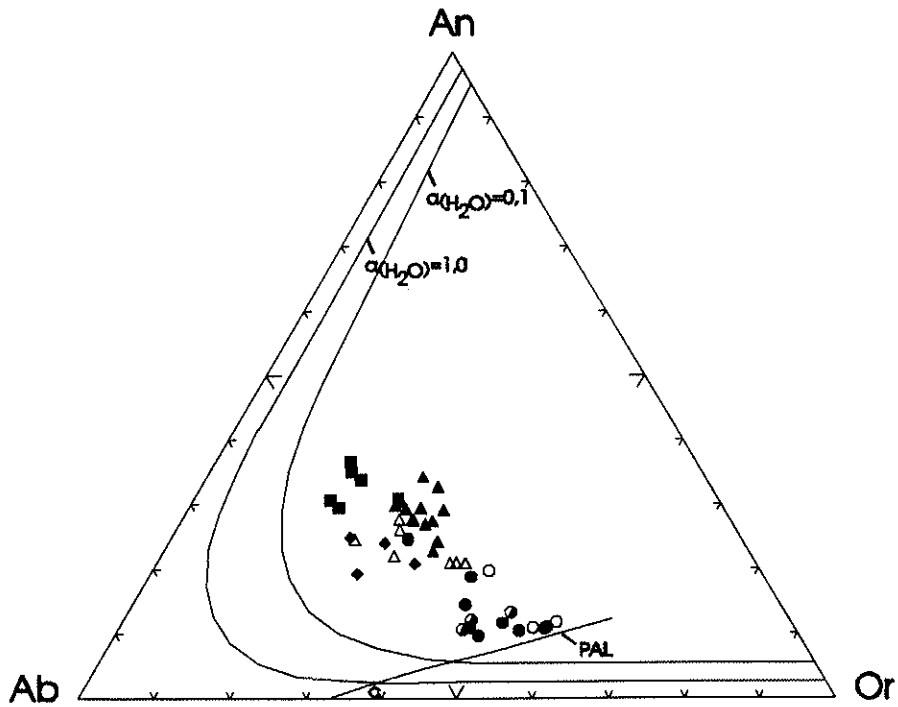


Figura 6.2. Diagrama An-Ab-Or para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna. São indicadas as curvas representativas do *solvus* e a linha cotética aproximada dos feldspatos (PAL; C=ponto mínimo) a 2Kb, segundo Nekvasil (1991; 1992) e Ebadi & Johannes (1991). Os símbolos são os mesmos da Figura 5.2.

conduzir à derivação dos termos mais evoluídos da unidade Ipuiúna, provavelmente a partir de magmas de composição intermediária equivalente à composição das rochas mais primitivas da unidade São José da Prata. A derivação das rochas graníticas mais diferenciadas da unidade Serra do Pau d'Alho seria decorrente de uma evolução a partir do fracionamento de plagioclásio com a participação efetiva de feldspato alcalino.

6.4. Modelamentos Geoquímicos

As rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna definem variações químicas consistentes, com tendências geralmente contínuas definidas pela seqüência das unidades São José da Prata, Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho. A diversidade faciológica interna das diferentes unidades caracteriza grupos geoquímicos específicos, reconhecidos por variações nas razões K_2O/Na_2O, nas concentrações de Rb, Sr, Ba, Zr e Terras Raras, que assinalam tendências sugestivas da existência de mais de um magma parental na evolução destas rochas.

A tendência evolutiva geral do maciço é definida pelos quartzo monzodioritos da unidade São José da Prata, quartzo monzonitos e monzogranitos da unidade Ipuiúna que ocorrem no extremo leste do batólito (fácies F_{12}, F_{13} e F_{14}), e pelos granitos volumetricamente predominantes da unidade Serra do Pau d'Alho (fácies F_{16}, F_{17} e F_{20}). Os granitóides da unidade Ipuiúna que afloram na porção oeste do maciço (região de Pinhal) caracterizam-se por teores de Sr sistemática e sutilmente mais elevados (fácies F_7, F_8 e F_9), cuja tendência é acompanhada pelos sienogranitos das fácies F_{22} e F_{23}, que ocorrem a NW de Pinhal, mais enriquecidos em Sr que as demais rochas da unidade Serra do Pau d'Alho. De ocorrência geograficamente restrita à região da Serra do Bebedouro (NE de Pinhal), os monzogranitos da fácies F_{21} também se diferenciam do conjunto principal da unidade Serra do Pau d'Alho.

A seqüência contínua definida pelas características geoquímicas gerais dos granitóides do batólito sugere relações cogenéticas entre associações de fácies das diferentes unidades através de processos de fracionamento cristal-líquido, envolvendo mecanismos de cristalização fracionada. Estas possibilidades foram

testadas quantitativamente para os óxidos de elementos maiores pelo programa XLFRAC (Stormer & Nicholls, 1978; compilado e modificado por M.S.M. Mantovani), e os resultados obtidos foram testados quantitativamente a partir de modelamentos para elementos terras raras e traços através do programa NEWMELT (Clarke, 1990).

As análises químicas utilizadas incluiram amostras representativas das unidades São José da Prata (fácies F_1: SC-333), Ipuiúna (fácies F_7: PH-145; F_8: PH-01; F_{13}: IU-12A; F_{14}: IU-28C) e Serra do Pau d'Alho (fácies F_{16}: SC-29; F_{17}: SC-347; F_{21}: PH-87A; F_{22}: PH-143). As fases minerais potencialmente envolvidas no fracionamento foram representadas pelas composições de minerais máficos (clinopiroxênio, anfibólio e biotita) obtidas por Janasi (1992) para os granitóides Santana de Caldas, por análises de plagioclásio ($An \cong 50$) e feldspato alcalino ($Or \cong 70$) extraídas da literatura (Deer *et al.*, 1983), e por ilmenita estequiométrica com estimativa de 30% de hematita e 70% de ilmenita.

6.4.1. Modelamento Geoquímico para Elementos Maiores

As análises químicas de rochas e minerais e os resultados indicados para as possibilidades de fracionamento são apresentados na Tabela 6.1. A tendência evolutiva geral do maciço está representada nos modelamentos (1) a (6), envolvendo principalmente as rochas da unidade São José da Prata, os granitóides da região de Ipuiúna, e os granitos da unidade Serra do Pau d'Alho que caracterizam a porção central do maciço. Nos modelamentos (7) a (16) são testadas as possibilidades de relacionamento entre os granitóides das unidades Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho típicos da região de Pinhal, incluindo o modelamento entre os monzogranitos Ipuiúna e os sienogranitos dominantes da unidade Serra do Pau d'Alho ((10) e (11); Tab. 6.1).

Os resultados indicados para as possibilidades de fracionamento apresentaram valores significativamente baixos para a soma dos quadrados residuais para a maioria das hipóteses testadas, envolvendo um fracionamento dominado por plagioclásio, acompanhado por anfibólio ou clinopiroxênio, biotita e ilmenita na passagem das rochas da unidade São José da Prata para a unidade Ipuiúna, e com a presença de feldspato alcalino como fase fracionada na derivação das rochas mais diferenciadas da unidade Serra do Pau d'Alho.

Tabela 6.1. Composições químicas de rochas e minerais, e resultados de modelamentos de fracionamento com elementos maiores para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna.

	SC-333	PH-145	IU-28C	PH-01	IU-12A	SC-29	PH-87A	PH-143	SC-347	CPX	ANF	BIO	PLAG	FALC	ILME
SiO_2	57,73	60,18	62,44	66,52	67,75	73,76	74,32	74,78	76,63	52,23	44,77	38,44	57,99	64,71	0,00
TiO_2	1,49	1,46	1,25	0,93	0,83	0,35	0,33	0,35	0,20	0,25	1,58	4,94	0,00	0,00	29,00
Al_2O_3	17,18	16,77	15,95	15,30	14,97	14,03	13,53	13,30	12,96	1,93	10,82	14,23	26,40	19,73	0,00
FeO	7,73	6,18	6,29	4,25	4,13	1,35	1,59	1,57	0,89	10,12	15,98	17,61	0,18	0,07	71,00
MnO	0,14	0,11	0,10	0,09	0,07	0,03	0,07	0,05	0,05	1,06	0,61	0,24	0,00	0,00	0,00
MgO	3,15	2,72	2,22	1,71	1,53	0,56	0,50	0,46	0,32	12,69	11,34	14,18	0,03	0,00	0,00
CaO	6,15	5,41	5,17	3,54	3,76	1,43	1,46	1,41	1,18	21,18	11,93	0,09	7,83	0,34	0,00
Na_2O	3,08	3,07	2,87	2,85	2,66	2,34	3,04	2,34	2,85	0,54	1,33	0,04	6,47	3,42	0,00
K_2O	3,35	4,09	3,71	4,82	4,30	6,16	5,15	5,75	4,92	0,00	1,64	10,23	1,10	11,73	0,00

Composição dos Extratos

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)
SiO_2	49,15	49,58	48,87	49,39	48,97	51,16	49,61	50,17	50,09	48,72	49,26	48,85	52,74	51,55	49,41	52,04
TiO_2	2,35	2,84	2,53	3,03	2,44	2,07	2,16	2,61	2,53	2,62	2,53	2,43	1,81	2,02	2,37	1,95
Al_2O_3	19,18	18,83	18,92	18,56	18,75	18,17	19,32	18,85	18,91	18,45	18,32	19,14	18,01	18,85	19,54	18,68
FeO	10,08	9,53	10,63	9,97	10,64	9,68	9,66	9,00	9,10	11,25	11,02	10,19	8,70	9,02	9,81	8,87
MnO	0,21	0,20	0,21	0,21	0,23	0,23	0,21	0,21	0,21	0,24	0,24	0,20	0,21	0,20	0,19	0,20
MgO	5,09	4,72	4,90	4,52	4,91	4,25	4,92	4,59	4,65	4,62	4,45	5,39	3,94	3,98	4,73	3,77
CaO	7,71	7,63	7,99	7,90	8,31	7,77	8,00	8,03	8,04	8,74	8,64	7,32	6,85	7,37	7,65	7,38
Na_2O	3,89	3,91	3,90	3,93	3,90	3,73	3,98	4,00	3,99	3,95	3,92	3,77	3,57	3,89	4,03	3,87
K_2O	2,35	2,76	2,05	2,51	1,84	2,94	2,13	2,54	2,47	1,40	1,64	2,71	4,17	3,12	2,27	3,24

Tabela 6.1. Continuação.

Proporção das Fases Extraídas

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)
CPX	-	14,03	-	15,24	-	-	-	15,52	13,09	-	-	-	-	-	-	-
ANF	29,14	-	31,64	-	34,74	37,33	30,76	-	5,00	38,34	39,09	26,72	34,67	31,54	26,82	33,11
BIO	12,47	20,59	9,16	18,10	6,73	-	9,98	18,37	16,95	1,83	-	16,56	-	2,72	11,78	-
PLAG	53,99	59,22	53,77	59,43	53,16	41,63	55,19	60,36	59,48	53,19	50,58	52,62	33,42	45,36	56,69	42,98
FALC	-	-	-	-	-	15,92	-	-	-	-	3,75	-	27,57	15,57	-	18,99
ILME	4,40	6,17	5,44	7,23	5,36	5,12	4,07	5,75	5,47	6,63	6,59	4,10	4,34	4,80	4,71	4,92
SQR	0,0909	0,2460	0,2599	0,6105	0,6155	0,4188	0,2045	0,1297	0,1266	0,0108	0,0079	0,5093	0,1949	0,0036	0,0764	0,0097
TSUB	35,52	37,08	53,11	55,10	32,21	35,22	37,13	38,83	38,57	28,92	29,59	30,55	36,45	35,62	32,44	36,39

Composições de rochas e minerais recalculadas para 100%; FeO total como $(FeO)^{2+}$.

CPX=clinopiroxênio; ANF=anfibólio; BIO=biotita; PLAG=plagioclásio; FALC=feldspato alcalino; ILME=ilmenita; SQR=soma dos quadrados residuais; TSUB=proporção total de fases extraídas em relação ao magma inicial.

Resultados:

1 e 2 = SC-333 para IU-28C: quartzo monzodiorito São José da Prata (fácies F_1) para quartzo monzonito Ipuiúna (fácies F_{14}).

3 e 4 = SC-333 para IU-12A: quartzo monzodiorito São José da Prata (fácies F_1) para monzogranito Ipuiúna (fácies F_{13}).

5 e 6 = IU-12A para SC-347: monzogranito Ipuiúna (fácies F_{13}) para monzogranito Serra do Pau d'Alho (fácies F_{17}).

7 a 9 = PH-145 para PH-01: quartzo monzonito (fácies F_7) para monzogranito (fácies F_8) da unidade Ipuiúna.

10 e 11 = PH-01 para SC-29: monzogranito Ipuiúna (fácies F_8) para sienogranito Serra do Pau d'Alho (fácies F_{16}).

12 e 13 = PH-01 para PH-87A: monzogranito Ipuiúna (fácies F_8) para monzogranito Serra do Pau d'Alho (fácies F_{21}).

14 a 16 = PH-01 para PH-143: monzogranito Ipuiúna (fácies F_8) para sienogranito Serra do Pau d'Alho (fácies F_{22}).

O fracionamento dos quartzo monzodioritos São José da Prata para os quartzo monzonitos e monzogranitos Ipuiúna foi testado considerando-se anfibólio ou clinopiroxênio como fases máficas ao lado de biotita (modelamentos (1) a (4); Tab. 6.1). A extração de plagioclásio e anfibólio como fases principais é acompanhada por proporções subordinadas de biotita e ilmenita, totalizando 32,52% (quartzo monzodioritos para quartzo monzonitos) e 53,11% (quartzo monzodioritos para monzogranitos) em peso de fases extraídas em relação ao magma inicial. Considerando o clinopiroxênio como uma possível fase máfica fracionada, a proporção de biotita extraída é significativamente mais elevada, acompanhada por um ligeiro aumento na porcentagem extraída de plagioclásio e ilmenita. Estes dados corroboram as características evidenciadas pela diminuição das concentrações de Sr e pela anomalia negativa de Eu, que favorecem o fracionamento dominante de plagioclásio, ao lado de proporções apropriadas de anfibólio ou clinopiroxênio (Itens 5.2.2. e 5.2.3; Cap. 5).

A passagem entre os monzogranitos das unidades Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho apresentou duas possibilidades de fracionamento, com valores próximos para a soma dos quadrados residuais e para a proporção de fases subtraídas em relação ao magma inicial (modelamentos (5) e (6); Tab. 6.1). Uma pequena proporção de biotita acompanha o fracionamento de plagioclásio e anfibólio, enquanto a presença de feldspato alcalino como fase fracionada atinge uma proporção equivalente ao dobro de biotita, a custa de uma diminuição sensível da porcentagem de extração de plagioclásio.

Os modelamentos geoquímicos para os granitóides da unidade Ipuiúna que ocorrem na região de Pinhal, e sua passagem para os granitos da unidade Serra do Pau d'Alho que dominam na metade ocidental do maciço, mostraram resultados satisfatórios, com a maioria das hipóteses de relacionamento testadas apresentando um total entre 30 e 40% em peso de fases extraídas em relação ao magma inicial (i.e., F=0,7-0,6).

O fracionamento dos quartzo monzonitos máficos para os monzogranitos com baixo índice de cor da unidade Ipuiúna (modelamentos (7) a (9); Tab. 6.1) mostrou resultados similares tanto para a extração de plagioclásio e anfibólio, quanto para o fracionamento de clinopiroxênio em lugar de anfibólio ou

clinopiroxênio + anfibólio, sempre acompanhados por biotita e ilmenita. O modelamento envolvendo clinopiroxênio requer a extração de proporções maiores de plagioclásio e biotita.

Os modelamentos (10) a (16) (Tab. 6.1) são resultantes das hipóteses de fracionamento dos monzogranitos mais diferenciados da unidade Ipuiúna (fácies F_8) para fácies distintas dos granitos da unidade Serra do Pau d'Alho (fácies F_{16}, F_{21}, e F_{22}). Indicam um fracionamento dominado por plagioclásio e anfibólio, com proporções menores de biotita e/ou feldspato alcalino, sempre acompanhados por alguma ilmenita, que totalizam aproximadamente de 30 a 36% em peso de fases extraídas em relação ao magma inicial.

Os resultados obtidos pelo modelamento geoquímico para elementos maiores são consistentes com a hipótese de relacionamentos por cristalização fracionada entre os granitóides das diferentes unidades do batólito, através de um fracionamento dominado essencialmente por plagioclásio e anfibólio, com proporções menores de biotita e/ou feldspato alcalino, além de quantidades subordinadas de ilmenita. Na passagem das rochas máficas das unidades São José da Prata e Ipuiúna para termos mais evoluídos, a possibilidade do fracionamento de plagioclásio e biotita com clinopiroxênio em lugar de anfibólio mostrou resultados igualmente satisfatórios e parece bastante viável, visto que a presença de traços de clinopiroxênio é comum nas rochas quartzo monzodioríticas. Os modelamentos para os sienogranitos mais diferenciados da unidade Serra do Pau d'Alho (fácies F_{22}) indicam a participação de feldspato alcalino como uma fase potencial de fracionamento ao lado de biotita, enquanto que para os granitos das fácies predominantes (F_{16} e F_{17}) e da fácies F_{21}, feldspato alcalino e biotita comportam-se como fases excludentes, e mostram resultados muito próximos para os fracionamentos envolvendo uma ou outra fase.

A análise qualitativa do comportamento dos elementos traços e terras raras (Itens 5.2.2 e 5.2.3; Cap. 5) corrobora os resultados obtidos pelo modelamento geoquímico com elementos maiores, favorecendo um fracionamento dominado por plagioclásio (diminuição progressiva de Sr e acentuamento das anomalias negativas de Eu), com proporções apropriadas de anfibólio ou clinopiroxênio, entre os termos mais máficos das unidades São José da Prata e Ipuiúna. A participação de feldspato alcalino e/ou biotita como fases fracionadas na diferenciação dos monzogranitos

Ipuiúna para os granitos Serra do Pau d'Alho é sugerida pela diminuição do conteúdo em Ba com a diferenciação, e pelo comportamento das razões K/Rb e Rb/Sr.

6.4.2. Modelamento Geoquímico para Elementos Terras Raras e Rb, Sr e Ba

Os resultados obtidos pelo modelamento geoquímico para elementos maiores foram testados quantitativamente para elementos terras raras e traços (Rb, Sr e Ba), considerando os coeficientes de partição apresentados na Tabela 6.2, extraídos de Clarke (1990). As possibilidades de fracionamento entre as rochas das unidades São José da Prata e Ipuiúna, e entre os termos máficos e félsicos da unidade Ipuiúna da região de Pinhal, foram testadas utilizando-se os coeficientes de partição de rochas básicas (com os Kds para biotita e magnetita das rochas intermediárias) e rochas intermediárias. O fracionamento dos termos mais diferenciados da unidade Ipuiúna para os sieno- e monzogranitos da unidade Serra do Pau d'Alho foram testados com os coeficientes de partição de rochas intermediárias (com os Kds para feldspato alcalino das rochas félsicas) e rochas félsicas.

Os resultados para as possibilidades de fracionamento são apresentados graficamente nas Figuras 6.3 a 6.6, e a Tabela 6.3 relaciona os valores obtidos com os diferentes Kds utilizados, para todos os modelamentos testados, a partir do modelo de fracionamento de equilíbrio total (TEQ) do Programa NEWMELT. Os resultados obtidos pelo modelo de fracionamento tipo Rayleigh (SEQ no NEWMELT) para os fracionamentos com Kds básicos e intermediários são praticamente idênticos aos resultados TEQ, enquanto que para os fracionamentos com Kds félsicos, o modelo SEQ acentua ainda mais as discrepâncias com relação ao magma inicial, refletidas nas razões $La/Yb_{(n)}$ e $Eu/Eu^*_{(n)}$ mais elevadas e na razão $Dy/Yb_{(n)}$ mais baixa.

O fracionamento dos quartzo monzodioritos São José da Prata para os quartzo monzonitos (Fig. 6.3 A) e monzogranitos (Fig. 6.3 B) Ipuiúna, envolvendo a extração de plagioclásio, clinopiroxênio ou anfibólio, biotita e ilmenita como inferido a partir dos modelamentos (1) a (4) da Tabela 6.1, resulta em padrões enriquecidos em terras raras totais em relação ao suposto magma inicial. A extração que inclui clinopiroxênio estabelece um padrão relativamente mais enriquecido em

Tabela 6.2. Coeficientes de partição de elementos terras raras e traços utilizados nos modelamentos de fracionamento para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna.

	ROCHAS INTERMEDIÁRIAS						ROCHAS BÁSICAS					ROCHAS FÉLSICAS				
	CPX	HBL	BIO	PLAG	FALC	MAG	CPX	HBL	BIO	PLAG	MAG	HBL	BIO	PLAG	FALC	MAG
La	0,250	0,400	0,034	0,350	0,050	0,098	0,288	0,440	0,034	0,180	0,098	0,700	0,280	0,320	0,050	0,530
Ce	0,300	0,510	0,037	0,240	0,044	0,110	0,303	0,540	0,037	0,120	0,110	1,520	0,320	0,270	0,044	0,610
Nd	0,490	1,200	0,044	0,170	0,025	0,130	0,379	1,000	0,044	0,081	0,130	4,260	0,290	0,210	0,025	0,880
Sm	0,700	2,000	0,058	0,130	0,018	0,150	0,476	1,490	0,058	0,067	0,150	7,770	0,260	0,130	0,018	0,930
Eu	0,870	1,700	0,145	2,110	1,130	0,100	0,354	1,500	0,145	0,340	0,100	5,140	0,240	2,150	1,130	0,580
Gd	0,960	2,500	0,082	0,090	0,011	0,120	0,561	1,700	0,082	0,063	0,120	10,000	0,280	0,097	0,011	0,700
Dy	1,200	3,500	0,097	0,086	0,006	0,140	0,663	2,200	0,097	0,055	0,140	13,000	0,290	0,064	0,006	0,800
Er	1,200	2,750	0,162	0,084	0,006	0,155	0,706	2,100	0,162	0,063	0,155	12,000	0,350	0,055	0,006	0,800
Yb	0,900	2,000	0,179	0,077	0,012	0,170	0,719	1,400	0,179	0,067	0,170	8,400	0,440	0,049	0,012	0,800
Rb	0,020	0,050	3,300	0,070	0,366	0,000	0,030	0,400	3,300	0,200	0,000	0,014	2,240	0,041	0,366	0,000
Sr	0,080	0,230	0,120	1,800	9,400	0,000	0,300	1,020	0,120	3,600	0,000	0,220	0,120	4,400	9,400	0,000
Ba	0,020	0,090	6,400	0,160	6,120	0,000	0,025	0,440	6,400	0,460	0,000	0,044	9,700	0,310	6,120	0,000

CPX=clinopiroxênio; HBL=hornblenda; BIO=biotita; PLAG=plagioclásio; MAG=magnetita; FALC=feldspato alcalino.

Tabela 6.3. Resultados dos modelamentos geoquímicos para elementos terras raras e traços para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna, calculados a partir das proporções das fases minerais obtidas pelo modelamento dos elementos maiores da tabela 6.1. Entre parênteses são indicados os resultados obtidos com coeficientes de partição para rochas intermediárias para os modelamentos (1) a (4) e (7) a (9), e os resultados obtidos com coeficientes de partição para rochas félsicas para os modelamentos (5) e (6) e (10) a (16).

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
La	80,31 (77,35)	83,26 (79,50)	100,57 (93,63)	100,80 (99,18)	67,65 (64,55)	71,39 (67,59)	61,15 (58,87)	67,45 (63,75)
Ce	184,39 (179,57)	194,00 (187,35)	230,58 (219,23)	257,90 (240,01)	157,57 (136,31)	165,47 (138,80)	154,10 (149,98)	173,19 (165,85)
Nd	76,76 (73,23)	85,63 (82,77)	90,51 (82,77)	114,33 (106,44)	63,47 (45,33)	64,98 (43,27)	76,39 (72,76)	91,37 (87,55)
Sm	12,41 (11,51)	14,64 (14,15)	13,81 (12,05)	19,43 (18,07)	10,30 (6,20)	10,29 (5,65)	12,94 (11,97)	16,39 (15,69)
Eu	2,63 (1,87)	3,08 (2,02)	2,80 (1,67)	3,78 (1,87)	1,31 (1,00)	1,28 (0,93)	2,47 (1,75)	3,04 (1,85)
Gd	8,22 (7,46)	9,89 (9,55)	8,95 (7,52)	13,03 (12,07)	6,63 (3,64)	6,53 (3,27)	8,37 (7,56)	10,79 (10,31)
Dy	5,57 (4,82)	7,05 (6,74)	5,79 (4,54)	9,28 (8,36)	4,94 (2,57)	4,77 (2,26)	6,00 (5,17)	8,15 (7,68)
Er	2,80 (2,60)	3,48 (3.35)	2,93 (2,57)	4,29 (4,13)	2,69 (1,37)	2,64 (1,21)	2,90 (2,68)	3,85 (3,65)
Yb	2,42 (2,25)	2,76 (2,72)	2,72 (2,37)	3,55 (3,44)	2,43 (1,40)	2,43 (1,27)	2,46 (2,28)	2,99 (2,93)
$La/Yb_{(n)}$	22,37 (23,18)	20,34 (19,70)	24,93 (26,63)	20,66 (19,44)	18,77 (31,08)	19,81 (37,66)	16,76 (17,41)	15,21 (14,67)
$Eu/Eu^{*}_{(n)}$	0,75 (0,58)	0,74 (0,50)	0,72 (0,50)	0,69 (0,36)	0,45 (0,59)	0,45 (0,61)	0,68 (0,53)	0,66 (0,42)
$Dy/Yb_{(n)}$	1,49 (1,39)	1,66 (1,61)	1,38 (1,24)	1,70 (1,58)	1,32 (1,19)	1,27 (1,21)	1,58 (1,47)	1,77 (1,70)
Ba	1470 (1610)	1291 (1362)	1584 (1867)	1258 (1367)	1227 (1116)	1033 (1017)	1594 (1761)	1361 (1450)
Sr	590 (834)	599 (821)	500 (827)	511 (804)	565 (402)	391 (311)	755 (1073)	736 (1051)
Rb	151 (162)	142 (146)	177 (205)	156 (164)	194 (202)	221 (224)	166 (180)	158 (164)
Tsub	35	35	55	55	30	35	35	40
F	0,65	0,65	0,45	0,45	0,70	0,65	0,65	0,60

Tabela 6.3. Continuação

	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)
La	66,94 (63,39)	93,28 (88,90)	93,45 (89,11)	94,91 (90,68)	100,56 (95,51)	99,41 (94,65)	94,42 (90,57)	99,47 (97,73)
Ce	171,33 (164,41)	220,43 (189,10)	220,55 (189,10)	225,33 (198,44)	236,23 (200,33)	235,24 (201,06)	224,54 (198,39)	234,93 (200,18)
Nd	89,23 (85,25)	89,56 (62,56)	89,42 (62,24)	94,02 (70,68)	94,82 (64,39)	95,57 (66,30)	93,79 (70,60)	94,97 (65,21)
Sm	15,80 (14,98)	13,84 (8,08)	13,79 (8,00)	14,91 (9,65)	14,48 (8,13)	14,74 (8,53)	14,88 (9,64)	14,58 (8,32)
Eu	2,94 (1,82)	1,75 (1,31)	1,75 (1,31)	1,84 (1,47)	1,78 (1,32)	1,75 (1,32)	1,80 (1,45)	1,74 (1,31)
Gd	10,36 (9,74)	8,08 (4,32)	8,05 (4,27)	8,83 (5,28)	8,40 (4,31)	8,61 (4,55)	8,82 (5,27)	8,49 (4,42)
Dy	7,72 (7,10)	5,58 (2,81)	5,55 (2,78)	6,24 (3,52)	5,75 (2,78)	5,93 (2,96)	6,24 (2,48)	5,83 (2,87)
Er	3,66 (3,45)	2,87 (1,41)	2,86 (1,39)	3,14 (1,75)	2,98 (1,40)	3,05 (1,48)	3,14 (1,29)	3,01 (1,44)
Yb	2,90 (2,81)	2,36 (1,32)	2,35 (1,31)	2,53 (1,58)	2,46 (1,32)	2,51 (1,39)	2,53 (1,37)	2,49 (1,36)
$La/Yb_{(n)}$	15,56 (15,21)	26,65 (45,41)	26,81 (45,86)	25,29 (38,69)	25,56 (48,78)	26,70 (45,91)	25,16 (44,57)	26,93 (46,96)
$Eu/Eu^{*}_{(n)}$	0,66 (0,43)	0,47 (0,61)	0,48 (0,62)	0,45 (0,57)	0,45 (0,61)	0,44 (0,59)	0,44 (0,56)	0,44 (0,59)
$Dy/Yb_{(n)}$	1,73 (1,64)	1,53 (1,38)	1,53 (1,38)	1,60 (1,45)	1,52 (1,37)	1,53 (1,38)	1,60 (1,17)	1,52 (1,37)
Ba	1396 (1498)	1958 (1869)	1879 (1839)	1438 (1223)	1189 (1178)	1398 (1336)	1572 (1342)	1384 (1362)
Sr	734 (1054)	842 (598)	772 (570)	847 (602)	476 (407)	579 (453)	830 (488)	543 (435)
Rb	160 (167)	194 (198)	198 (201)	163 (175)	204 (207)	199 (204)	172 (184)	207 (210)
Tsub	40	30	30	30	35	35	30	35
F	0,60	0,70	0,70	0,70	0,65	0,65	0,70	0,65

Tsub=proporção total aproximada de fases extraídas em relação ao magma inicial; F=fração total aproximada de magma.

Resultados:

1 e 2 = SC-333 para IU-28C: quartzo monzodiorito São José da Prata (fácies F_1) para quartzo monzonito Ipuiúna (fácies F_{14}).

3 e 4 = SC-333 para IU-12A: quartzo monzodiorito São José da Prata (fácies F_1) para monzogranito Ipuiúna (fácies F_{13}).

5 e 6 = IU-12A para SC-347: monzogranito Ipuiúna (fácies F_{13}) para monzogranito Serra do Pau d'Alho (fácies F_{17}).

7 a 9 = PH-145 para PH-01: quartzo monzonito (fácies F_7) para monzogranito (fácies F_8) da unidade Ipuiúna.

10 e 11 = PH-01 para SC-29: monzogranito Ipuiúna (fácies F_8) para sienogranito Serra do Pau d'Alho (fácies F_{16}).

12 e 13 = PH-01 para PH-87A: monzogranito Ipuiúna (fácies F_8) para monzogranito Serra do Pau d'Alho (fácies F_{21}).

14 a 16 = PH-01 para PH-143: monzogranito Ipuiúna (fácies F_8) para sienogranito Serra do Pau d'Alho (fácies F_{22}).

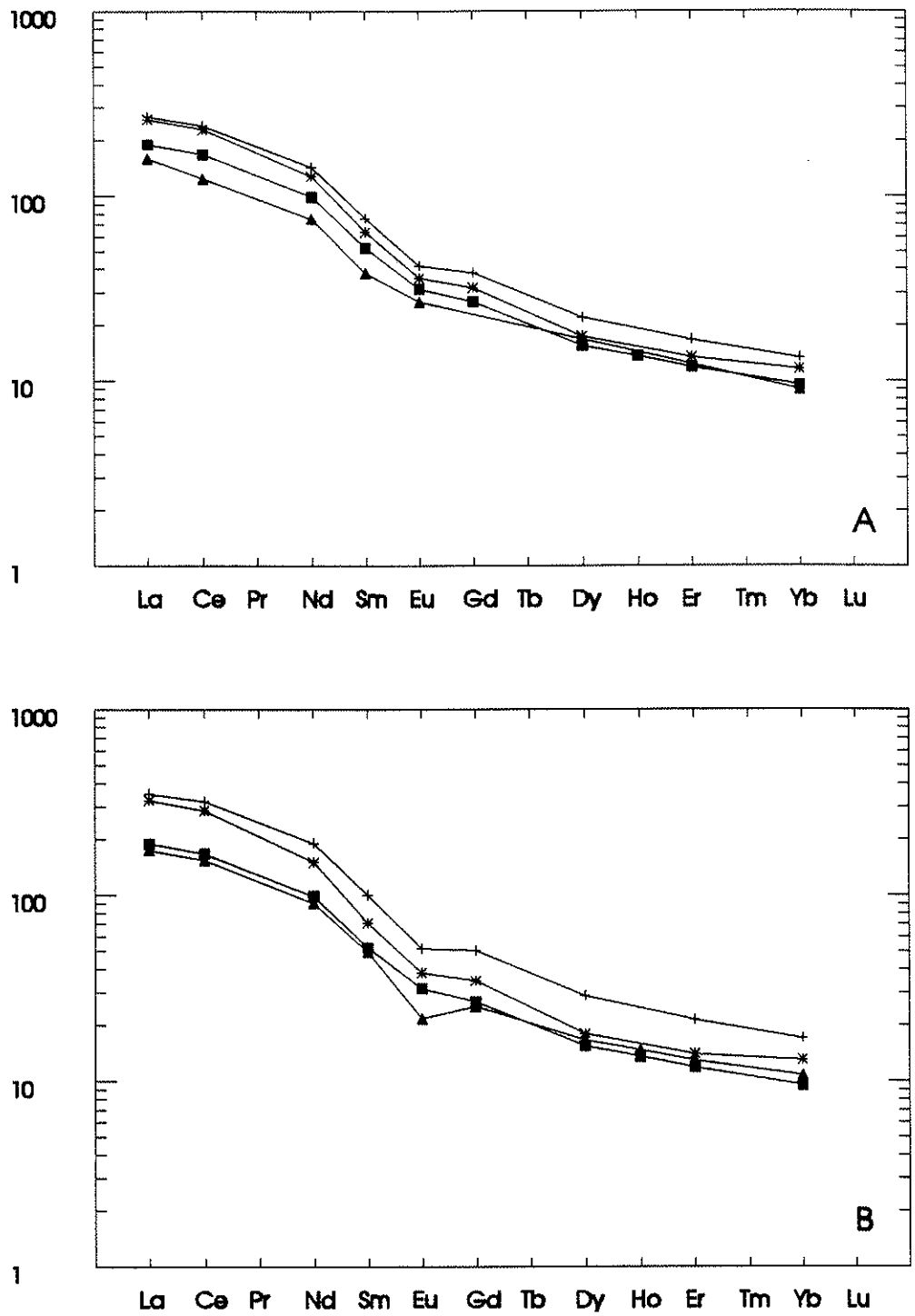


Figura 6.3. Resultados dos modelamentos de elementos terras raras no fracionamento dos quartzo monzodioritos São José da Prata para os quartzo monzonitos (A) e monzogranitos (B) Ipuiúna, utilizando-se Kds para rochas básicas. Símbolos: quadrados=quartzo monzodiorito F_1 (SC-333); triângulos=quartzo monzonito F_{14} (A; SC-28C) e monzogranito F_{13} (B; IU-12A); asteriscos=fracionamento de anf + bio + plag + ilme; cruzes=fracionamento de cpx + bio + plag + ilme.

terras raras totais, que mantem razões $La/Yb_{(n)}$ equivalentes às iniciais, e acentua as anomalias negativas de Eu (razões $Eu/Eu^*_{(n)}$ mais baixas); na passagem para os quartzo monzonitos F_{14} há uma ligeira diminuição da razão $Dy/Yb_{(n)}$, que tende a se manter no modelamento para os monzogranitos F_{13}. A extração de anfibólio em lugar de clinopiroxênio não mantem o padrão de fracionamento de terras raras do magma parental devido ao empobrecimento em terras raras médias, que se reflete na diminuição pronunciada das razões $Dy/Yb_{(n)}$ e em razões $La/Yb_{(n)}$ mais elevadas (Tab. 5.3; Cap. 5; e Tab. 6.3).

A passagem entre os monzogranitos da unidade Ipuiúna da porção leste do batólito (fácies F_{13}) e os da unidade Serra do Pau d'Alho que dominam na porção central do maciço (fácies F_{17}) foi testada com o fracionamento de plagioclásio, anfibólio, biotita (ou feldspato alcalino) e ilmenita (modelamentos (5) e (6); Tab. 6.1). Considerando-se os coeficientes de partição para rochas intermediárias (Tab. 6.2), os padrões obtidos para biotita ou feldspato alcalino como fases fracionadas são idênticos, o que implica na impossibilidade de distinção entre a participação destas duas fases a partir do fracionamento de elementos terras raras. Resultam em padrões pouco fracionados em relação ao magma inicial, com relativo enriquecimento em terras raras leves e algum decréscimo nas terras raras médias, que se reflete no aumento da razão $La/Yb_{(n)}$ e na diminuição da razão $Dy/Yb_{(n)}$ (Tab. 5.3; Cap. 5; e Tab. 6.3). A anomalia negativa de Eu acentuada (menor razão $Eu/Eu^*_{(n)}$) indica o efeito do fracionamento de plagioclásio, e a ligeira concavidade nas terras raras médias reflete a extração de anfibólio (Fig. 6.4 A).

A utilização de coeficientes de partição para rochas félsicas resulta num padrão que foge ao do magma inicial, sensivelmente mais fracionado, com razões $La/Yb_{(n)}$ significativamente mais elevadas e menores razões $Dy/Yb_{(n)}$ (Fig. 6.4 B). O efeito da extração de anfibólio é fortemente acentuado, em decorrência de seus grandes Kds para terras raras médias, e mascara a participação de plagioclásio atenuando a anomalia negativa de Eu (maior razão $Eu/Eu^*_{(n)}$). Padrão similar e ligeiramente mais empobrecido em terras raras médias e pesadas, é obtido quando o feldspato alcalino é considerado como uma fase fracionada em lugar da biotita. A pronunciada diminuição das terras raras médias no monzogranito da unidade Serra do Pau d'Alho (SC-347), que apresenta razão $Dy/Yb_{(n)}<1,0$ (Tab. 5.3; Cap. 5) parece confirmar a extração efetiva de anfibólio.

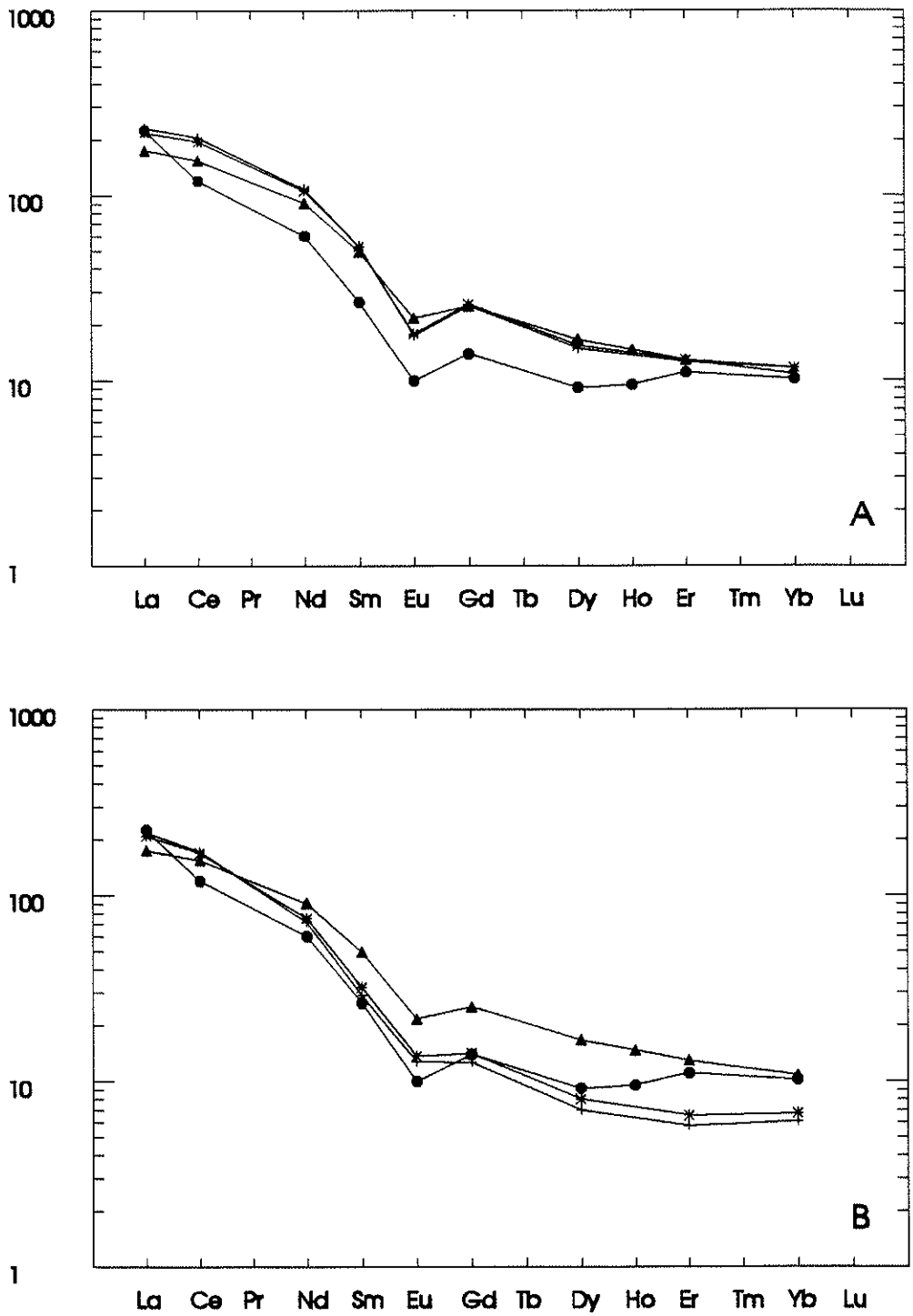


Figura 6.4. Resultados dos modelamentos de elementos terras raras no fracionamento entre os monzogranitos Ipuiúna (F_{13}: IU-12A; triângulos) e Serra do Pau d'Alho (F_{17}: SC-347; círculos). A) Fracionamento com Kds para rochas intermediárias: asteriscos=anf + bio + plag + ilme; cruzes=anf + plag + falc + ilme. B) Fracionamentos com Kds para rochas félsicas: asteriscos=anf + bio + plag + ilme; cruzes=anf + plag + falc + ilme.

O fracionamento dos quartzo monzonitos mais máficos (fácies F_7) para os monzogranitos (fácies F_8) da unidade Ipuiúna da região de Pinhal (modelamentos (7) a (9); Tab. 6.1) foi testado considerando-se os coeficientes de partição para rochas básicas (Fig. 6.5 A) e para rochas intermediárias (Fig. 6.5 B). Os resultados indicam, em geral, padrões relativamente enriquecidos em terras raras totais, com variações mais pronunciadas nas razões $Eu/Eu^*_{(n)}$ e mais sutis nas razões $La/Yb_{(n)}$ e $Dy/Yb_{(n)}$ em relação ao magma inicial (Tab. 5.3; Cap. 5; e Tab. 6.3).

A extração de clinopiroxênio + biotita ou clinopiroxênio + biotita + anfibólio resulta em padrões paralelos ao inicial, com abundâncias maiores de terras raras totais e razões $La/Yb_{(n)}$ e $Dy/Yb_{(n)}$ próximas às do magma parental. O fracionamento de anfibólio como principal fase máfica implica no empobrecimento das terras raras médias e conseqüente diminuição da razão $Dy/Yb_{(n)}$, atenuando a anomalia negativa de Eu (Fig. 6.5 A). Os modelamentos apresentados na Figura 6.5 B refletem os maiores coeficientes de partição utilizados (Kds para rochas intermediárias), acentuando as anomalias negativas de Eu (efeito do plagioclásio), que cortam o padrão inicial, e diminuindo as concentrações das terras raras médias, que mostram proporções equivalentes às do magma parental quando anfibólio é a fase máfica dominante no fracionamento.

Os resultados da passagem dos monzogranitos Ipuiúna (fácies F_8) para os sieno- e monzogranitos das fácies F_{16}, F_{21} e F_{22} da unidade Serra do Pau d'Alho, através do fracionamento de plagioclásio, anfibólio, biotita (e/ou feldspato alcalino) e ilmenita (modelamentos (10) a (16); Tab. 6.1) são apresentados na Figura 6.6.

Considerando-se os modelamentos com coeficientes de partição para rochas intermediárias, envolvendo a extração de anfibólio + plagioclásio + biotita ou feldspato alcalino + ilmenita, os padrões de elementos terras raras resultantes para os sienogranitos F_{16} (SC-29; Fig. 6.6 A) pouco se diferenciam dos iniciais, mostrando-se enriquecidos em terras raras leves, com discreto aumento na razão $La/Yb_{(n)}$ e o pronunciamento da anomalia negativa de Eu (menor razão $Eu/Eu^*_{(n)}$). Nos modelamentos com coeficientes de partição para rochas félsicas, os padrões mostram-se fortemente fracionados (razões $La/Yb_{(n)}$ bastante elevadas), com razões $Eu/Eu^*_{(n)}$ superiores às do magma inicial, e empobrecidos em terras raras médias e

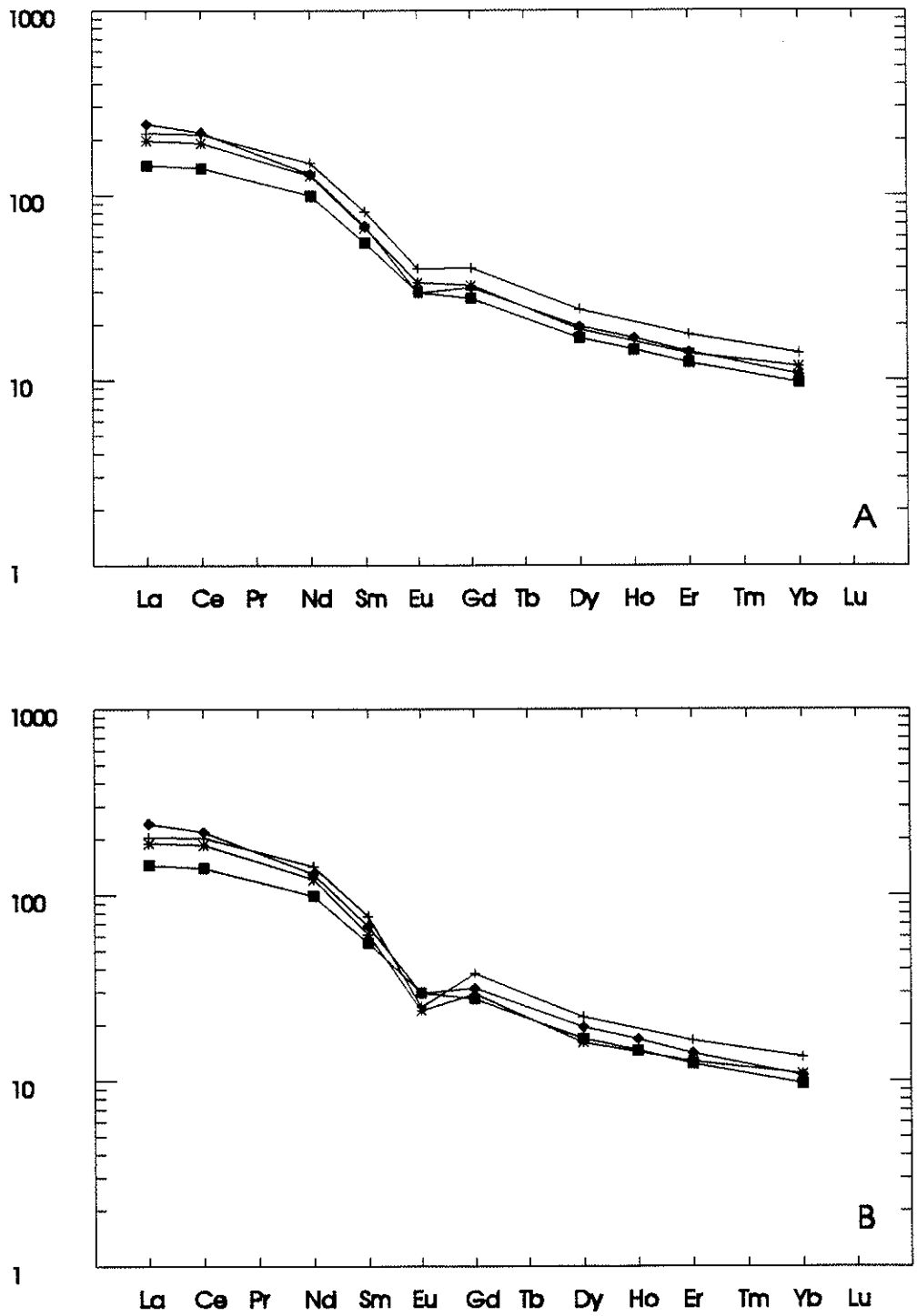


Figura 6.5. Resultados dos modelamentos de elementos terras raras no fracionamento entre os quartzo monzonitos F_7 (PH-145; quadrados) e monzogranitos F_8 (PH-01; losangos) da unidade Ipuiúna da região de Pinhal. A) Fracionamentos com Kds para rochas básicas: asteriscos=anf + bio + plag + ilme; cruzes=cpx + anf + bio + plag + ilme. B) Mesmos fracionamentos de A considerando-se os Kds para rochas intermediárias.

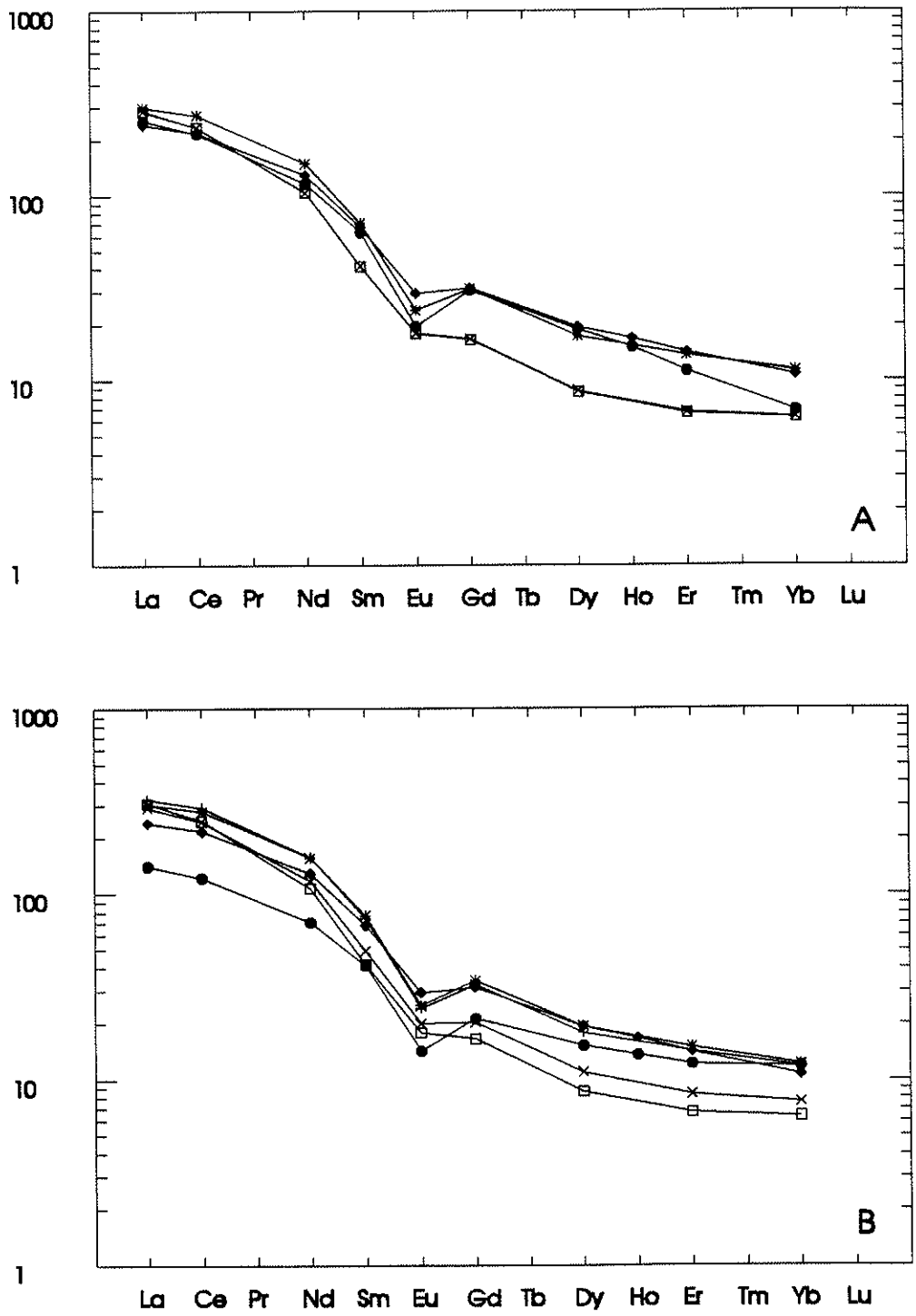
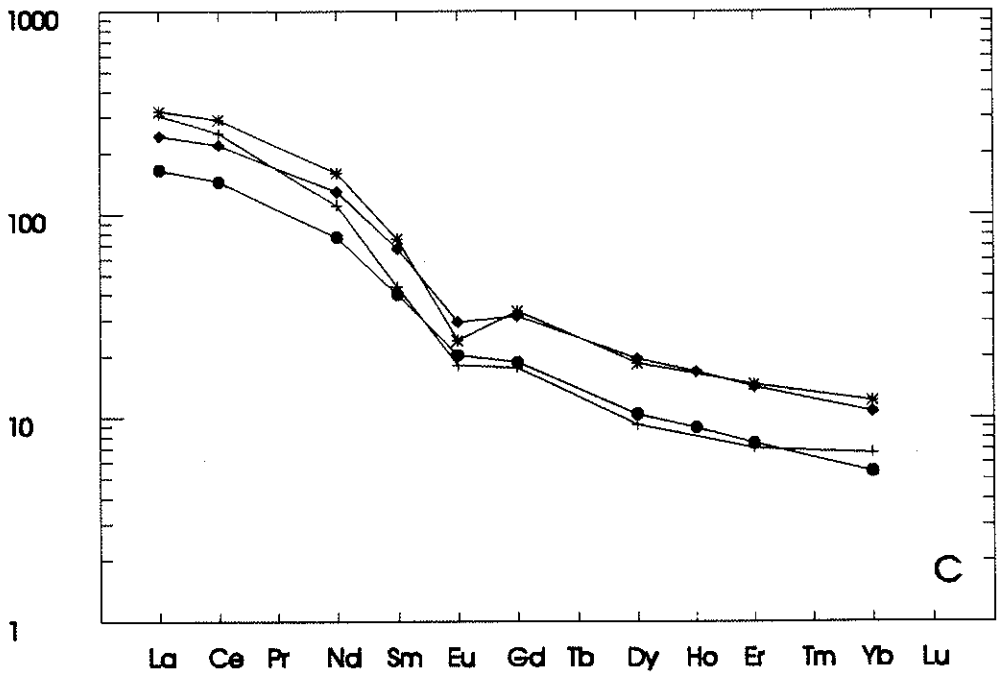


Figura 6.6. Resultados dos modelamentos de elementos terras raras no fracionamento dos monzogranitos F_8 da unidade Ipuiúna (PH-01; losangos) para os granitos Serra do Pau d'Alho das fácies F_{16} (A; SC-29), F_{21} (B; PH-87A) e F_{22} (C e D; PH-143), representados por círculos. A e B) Fracionamentos com Kds para rochas intermediárias: asteriscos=anf + bio + plag + ilme; cruzes=anf + plag + falc + ilme. Fracionamentos com Kds para rochas félsicas: "x"=anf + bio + plag + ilme; quadrados=anf + plag + falc + ilme.



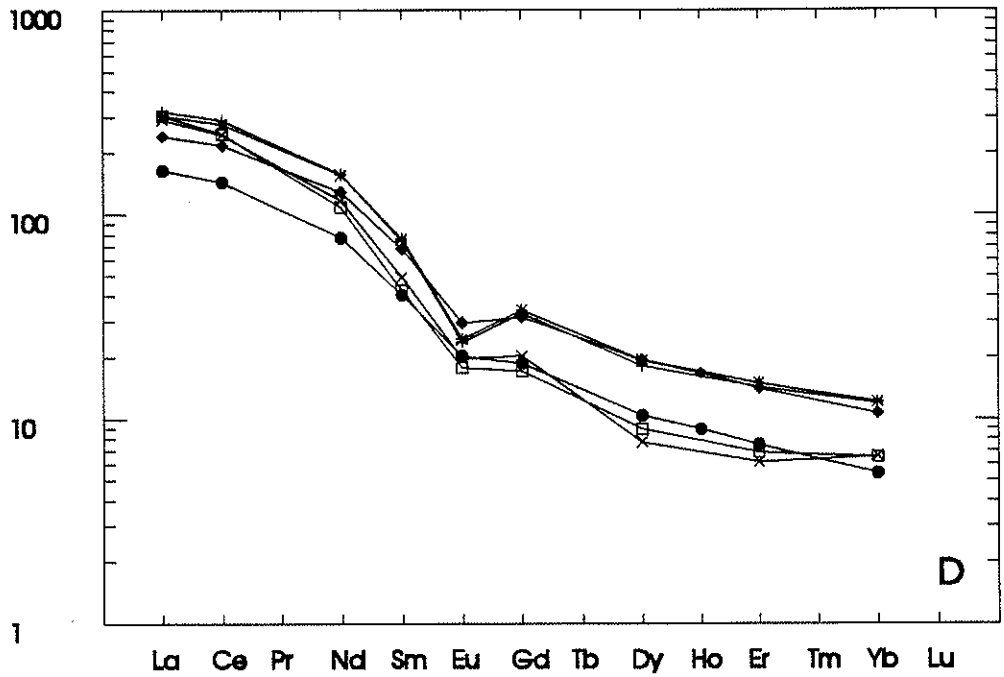


Figura 6.6. Continuação.
C) Asteriscos=fracionamento de anf + bio + plag + falc + ilme com Kds para rochas intermediárias; cruzes=fracionamento de anf + bio + plag + falc + ilme com Kds para rochas félsicas. D) Fracionamentos com Kds para rochas intermediárias: asteriscos=anf + bio + plag + ilme; cruzes= anf + plag + falc + ilme. Fracionamentos com Kds para rochas félsicas: "x"=anf + bio + plag + ilme; quadrados=anf + plag + falc + ilme.

pesadas (razões $Dy/Yb_{(n)}$ mais baixas), o que ressalta o efeito do fracionamento do anfibólio, responsável pela sensível diminuição da razão $Dy/Yb_{(n)}$ e pela suavidade da anomalia negativa de Eu.

Em ambos os modelamentos, os padrões resultantes da extração de biotita ou feldspato alcalino são idênticos e refletem os coeficientes de partição utilizados, e a diminuição da razão $Dy/Yb_{(n)}$ é evidente, o que contrasta com o comportamento indicado para as terras raras médias da rocha fracionada final (Tab. 5.3; Cap. 5; e Tab. 6.3).

Resultados similares são obtidos para o comportamento dos elementos terras raras nos modelamentos com o monzogranito da fácies F_{21} (PH-87A; Fig. 6.6B), envolvendo anfibólio, plagioclásio, biotita ou feldspato alcalino e ilmenita como fases fracionadas. A utilização de coeficientes de partição para rochas intermediárias, considerando o fracionamento de biotita ou feldspato alcalino, apesar de resultar num padrão mais próximo ao do magma parental, aumenta a razão $La/Yb_{(n)}$ que, na rocha fracionada é sensivelmente menor que a da rocha inicial. Com os coeficientes de partição para rochas félsicas a extração de feldspato alcalino implica no maior empobrecimento das terras raras médias e pesadas em relação ao fracionamento de biotita e, em ambos os modelamentos, o acentuado aumento da razão $Eu/Eu^*_{(n)}$ contrasta com o comportamento do Eu apresentado pelo produto final fracionado.

O fracionamento dos monzograntios F_8 para os sienogranitos F_{22}, considerando a extração de anfibólio + plagioclásio $\pm$ biotita $\pm$ feldspato alcalino + ilmenita (modelamentos (14) e (15); Tab. 6.1), é apresentado nas Figuras 6.6 C e D. A extração conjunta de biotita e feldspato alcalino (Fig. 6.6 C), a partir de coeficientes de partição para rochas félsicas, resulta num padrão que mantem a razão $Eu/Eu^*_{(n)}$ e aumenta a razão $La/Yb_{(n)}$ em relação ao magma parental, diminuindo sensivelmente a razão $Dy/Yb_{(n)}$ tanto em relação à rocha inicial quanto à rocha fracionada. A utilização de coeficientes de partição para rochas intermediárias, favorece um enriquecimento evidente nas terras raras leves e sutil nas terras raras pesadas (maior razão $La/Yb_{(n)}$), acompanhado pela diminuição da razão $Dy/Yb_{(n)}$ e pelo pronunciamento da anomalia negativa de Eu (razão $Eu/Eu^*_{(n)}$ mais baixa) em relação ao magma inicial,

estabelecendo parâmetros que se contrapõem àqueles indicados para a rocha fracionada final quanto ao comportamento dos elementos terras raras.

Considerando os modelamentos que envolvem o fracionamento de biotita ou feldspato alcalino (Fig. 6.6 D), são ressaltadas as diferenças no comportamento dos elementos terras raras em função dos coeficientes de partição utilizados. O fracionamento de feldspato alcalino com Kds para rochas intermediárias, implica num leve aumento das abundâncias de La e Ce, e numa diminuição muito discreta nas proporções de Gd e Dy, em relação à extração de biotita. Para os Kds félsicos, o fracionamento de feldspato alcalino em relação ao de biotita, acentua o empobrecimento das terras raras médias (Nd, Sm, Eu e Gd), e indica um ligeiro enriquecimento nas concentrações de Dy e Er.

As diversas hipóteses testadas pelo modelamento geoquímico de elementos terras raras entre os quartzo monzodioritos São José da Prata e os quartzo monzonitos e monzogranitos Ipuiúna da porção leste do maciço, são compatíveis com um fracionamento dominado por plagioclásio, acompanhado por clinopiroxênio e/ou anfibólio, biotita e com proporções subordinadas de ilmenita; a participação de feldspato alcalino como fase fracionada na derivação dos monzogranitos da unidade Serra do Pau d'Alho da porção central do batólito também parece consistente (Figs. 6.3 e 6.4).

A manutenção do padrão de terras raras da rocha inicial e o pronunciamento das anomalias negativas de Eu, aproximando os resultados obtidos daqueles indicados para os produtos finais do fracionamento (Figs. 6.3 A e B), sugerem a participação de clinopiroxênio e biotita como principais fases máficas no relacionamento por cristalização fracionada entre as unidades São José da Prata (fácies F_1) e Ipuiúna (fácies F_{13} e F_{14}). Os dados obtidos para o modelamento de elementos traços (Rb, Sr e Ba) favorecem a extração de proporções maiores de uma fase que incorpora Ba, no caso a biotita, visto que as concentrações deste elemento tendem a diminuir com a diferenciação. Nos modelamentos onde anfibólio é a principal fase máfica extraída, os padrões de terras raras iniciais não são mantidos devido ao empobrecimento mais pronunciado das terras raras médias, e a tendência de aumento nos teores de Ba contrasta com o comportamento esperado para este elemento (Tabs. 5.2 e 5.3; Cap. 5; e Tab. 6.3).

A passagem dos monzogranitos Ipuiúna (fácies F_{13}) para os monzogranitos Serra do Pau d'Alho (fácies F_{17}) indica uma participação significativa de anfibólio no fracionamento, responsável pela sensível diminuição das terras raras médias no padrão da rocha fracionada, que apresenta razão $Dy/Yb_{(n)}<1,0$. A tendência de diminuição dos teores de Ba e de Sr, e de aumento das concentrações de Rb, sugerem a participação de feldspato alcalino como fase fracionada, ao lado de proporções menores de biotita (Tabs. 5.2 e 5.3; Cap. 5; e Tab. 6.3).

O modelamento envolvendo a participação de clinopiroxênio e biotita como principais fases máficas, juntamente com plagioclásio, anfibólio e ilmenita (Fig. 6.5) parece mais compatível para explicar o relacionamento por cristalização fracionada entre os quartzo monzonitos (fácies F_7) e os monzogranitos (fácies F_8) da unidade Ipuiúna da região de Pinhal. Os elementos traços indicam um comportamento coerente com esta hipótese, apesar da sensível diminuição dos teores de Ba, reflexo do maior coeficiente de partição para biotita (Tabs. 5.2 e 5.3; Cap. 5; Tab. 6.3 e Fig. 6.5).

Por outro lado, os modelamentos envolvendo os monzogranitos Ipuiúna (fácies F_8) e os sienogranitos (fácies F_{16} e F_{22}) e monzogranitos (fácies F_{21}) da unidade Serra do Pau d'Alho, a partir do fracionamento de plagioclásio, anfibólio, biotita e/ou feldspato alcalino e ilmenita, apresentam restrições para qualquer das hipóteses testadas (Fig. 6.6). Em todos os modelamentos que extraem feldspato alcalino (sem biotita ou com pouca biotita), as concentrações de Rb se situam em torno de 200 ppm, o que está abaixo dos teores observados nos monzogranitos (PH-87A; Rb=252 ppm) e acima das concentrações indicadas para os sienogranitos (SC-29, Rb=171 ppm; PH-143, Rb=181 ppm).

Na passagem dos monzogranitos Ipuiúna para os sienogranitos F_{16}, a diminuição sensível da razão $Dy/Yb_{(n)}$ contrasta com o valor que caracteriza a rocha fracionada (SC-29; $Dy/Yb_{(n)}=2,76$), e a baixa proporção de biotita ou feldspato alcalino requerida pelo modelamento de elementos maiores (para permitir o aumento de K_2O acima de 6%) implica no aumento sensível dos teores de Ba, o que é totalmente inconsistente com os resultados observados (Tabs. 5.2 e 5.3; Cap. 5; e Tab. 6.3).

Os sienogranitos F_{22}, por sua vez, se caracterizam por razões $La/Yb_{(n)}$ e $Dy/Yb_{(n)}$ relativamente altas (baixo conteúdo em Yb), que não parecem

compatíveis com um fracionamento a partir dos monzogranitos Ipuiúna. O fracionamento de maior proporção de anfibólio resulta numa razão $La/Yb_{(n)}$ mais elevada e na atenuação da anomalia negativa de Eu, em função da maior extração de Sm e Gd em relação a Eu, mas as baixas razões $Dy/Yb_{(n)}$ resultantes, típicas do fracionamento de anfibólio, contrastam com os valores observados para estas rochas. Apesar da maior proporção de extração de biotita ou feldspato alcalino, indicada pelo modelamento dos elementos maiores, as menores concentrações de Ba obtidas com os Kds félsicos (em torno de 1300 ppm), ainda se mantêm muito elevadas em relação aos teores observados (≅900 ppm) (Tabs. 5.2 e 5.3; Cap.5; e Tab. 6.3).

Nos modelamentos para os monzogranitos F_{21}, o aumento da razão $La/Yb_{(n)}$ se contrapõe ao padrão menos fracionado típico destas rochas (PH-87A; $La/Yb_{(n)}$=12,06), e a pouca variação de K_2O requer proporções comparativamente altas de feldspato alcalino ou biotita no fracionamento; a extração de biotita (sem feldspato alcalino) é improvável, pois levaria o Rb a teores (175 ppm) muito abaixo do observado (até 250 ppm) (Tabs. 5.2 e 5.3; Cap. 5; e Tab. 6.3).

De maneira geral, as composições-modelo obtidas para a passagem dos monzogranitos Ipuiúna (fácies F_8) para os sieno- e monzogranitos Serra do Pau d'Alho (fácies F_{16}, F_{22} e F_{21}) são muito similares, e as variações observadas se referem principalmente ao tipo de coeficiente de partição utilizado. Os coeficientes de partição para rochas félsicas resultam em padrões mais fracionados (altas razões $La/Yb_{(n)}$), e baixas razões $Dy/Yb_{(n)}$ (reflexo dos elevados Kds do anfibólio), e parecem menos recomendados, visto que o magma parental não é definitivamente félsico. Com os coeficientes de partição para rochas intermediárias, os padrões mudam pouco em relação ao suposto magma parental, e parece mais lógico admitir que, se entre os três grupos considerados, algum é derivado das rochas da unidade Ipuiúna, os monzogranitos F_{21} estariam mais próximos de representar este magma fracionado. Além disso, a falta de melhor ajuste entre modelamentos para elementos maiores e traços é esperada, já que os elementos terras raras são fortemente influenciados pelo comportamento dos minerais acessórios, e a adição de um pouco de apatita (que certamente estaria fracionando) poderia mudar os padrões dos magmas derivados (por exemplo, diminuindo as concentrações de terras raras leves e médias).

A hipótese de um relacionamento por cristalização fracionada entre os granitóides das unidades São José da Prata (fácies F_1), Ipuiúna (fácies F_{13} e F_{14}) e Serra do Pau d'Alho (fácies F_{17}), que definem a tendência evolutiva principal do maciço, parece bastante consistente para explicar algumas das variações de fácies que caracterizam os granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna. As principais fácies da unidade Ipuiúna da região de Pinhal, que caracterizam um magma parental ligeiramente distinto, também poderiam ser atribuídas ao fracionamento dos termos mais máficos para os termos mais félsicos.

Processos adicionais envolvendo interação entre os quartzo monzonitos da fácies F_{12} da unidade Ipuiúna e seus enclaves máficos, também poderiam ser responsáveis por variações texturais observadas localmente, visto que os dados geoquímicos não são compatíveis com processos de mistura de magmas, onde os enclaves seriam representativos de um "membro final" máfico.

Por outro lado, as hipóteses de fracionamento testadas para os sienogranitos das fácies F_{16} e F_{22} da unidade Serra do Pau d'Alho não parecem consistentes com a derivação destas rochas a partir dos monzogranitos Ipuiúna, sugerindo grupos químicos distintos que podem caracterizar pulsos magmáticos independentes. Apesar de apresentar características mais compatíveis com um fracionamento a partir dos monzogranitos Ipuiúna, quando comparado aos sienogranitos, os monzogranitos da fácies F_{21} também parecem caracterizar um grupo de origem distinta, conforme sugerido por suas razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ mais baixas.

6.5. Origem das Rochas Granitóides: possíveis magmas parentais

A derivação de magmas parentais de composição intermediária a partir de extenso *underplating* básico e subseqüente fusão de crosta inferior têm sido considerada a hipótese mais viável para a origem dos magmas das seqüências cálcio-alcalinas expandidas de margens continentais ativas (*e.g.* Gromet & Silver, 1987; Silver & Chappell, 1988; Tepper *et al.*, 1993). Modelos que explicam a geração de magmas parentais em zonas profundas envolvendo fusão, assimilação, estocagem e homogeneização (MASH) na base da crosta inferior ou na transição manto-crosta têm

sido estabelecidos para o magmatismo cálcio-alcalino da cordilheira andina (*e.g.* Hildreth & Moorbath, 1988; Davidson *et al.*, 1990; McMillan *et al.*, 1993).

Qualquer que seja o modelo adotado, a geração de magmas parentais básico-intermediários ricos em elementos incompatíveis implica na existência de fontes enriquecidas que, em ambientes de margens continentais ativas, têm sido relacionadas a enriquecimento de porções do manto superior a partir de componentes da placa litosférica em subducção, com a participação, em maior ou menor extensão, de crosta continental.

O enriquecimento do manto litosférico em K e elementos LIL em zonas de subducção têm sido interpretado por vários autores (*e.g.* Pearce, 1983; Pearce *et al.*, 1984; Brown *et al.*, 1984; Wyllie, 1984) como resultante da transferência de fluidos ou fusões derivados da placa oceânica em subducção, geralmente com sua porção superior hidratada e carregando proporções variáveis de material sedimentar. Processos de fusão parcial ou transferência de fluidos associados à desidratação da placa em subducção, seriam responsáveis pela remobilização de elementos fortemente incompatíveis (K, Rb, Ba, Sr) para a cunha sobrejacente do manto superior, provocando o seu enriquecimento nos chamados "componentes de subducção". Desta forma, os magmas gerados na cunha enriquecida do manto ou na placa oceânica em subducção se caracterizariam por altas razões LILE/HFSE, em contraste com os magmas gerados em ambiente intra-placa, relativamente enriquecidos em elementos HFS e com razões LILE/HFSE mais baixas.

A contribuição de material da placa oceânica em subducção é mais evidente em arcos de ilhas oceânicos, onde não há participação efetiva de componentes de crosta continental antiga e espessa. Segundo Pearce (*op. cit.*), o enriquecimento pronunciado em elementos LIL (Sr, K, Rb, Ba, Th) de basaltos cálcio-alcalinos de arcos de ilhas seria indicativo de "componentes de subducção", com a contribuição de sedimentos terrígenos assinalada pela maior proporção em P e alguns elementos terras raras, como Ce e Sm.

Para Rogers (1992) a geração de magmas básicos ricos em elementos incompatíveis estaria relacionada a processos de enriquecimento prévio do manto litosférico sub-continental. Em zonas de subducção os magmas resultantes seriam pobres em Ti (*i.e.*<1,5%) e o enriquecimento em K estaria relacionado à

contribuição efetiva de sedimentos subductados e hibridização do manto, em contraste com os magmas ricos em Ti de zonas intra-placa, resultantes da migração de pequenos volumes de fusões máficas de manto astenosférico mais profundo. Ambos os processos estariam relacionados à estabilização de flogopita na fonte do magma, que é restrita a profundidades inferiores a 250 Km, implicando em rochas fontes litosféricas.

Por outro lado, os altos conteúdos em elementos incompatíveis associados a elevadas razões isotópicas de Sr também podem refletir contribuições significativas de crosta continental na gênese de magmas de arcos continentais. Segundo Hildreth & Moorbath (1988) e Davidson *et al.* (1990) o enriquecimento em elementos LIL associado à presença de Sr radiogênico, não somente indica a participação de componentes crustais como também está diretamente relacionado à maior espessura e ao tipo (características isotópicas, idade, etc) de crosta continental que os magmas atravessam.

O grande volume de rochas granitóides sin-orogênicas, a composição média relativamente primitiva (em torno de 65% em SiO_2), sem evidências de caráter cumulático, e as altas razões LILE/HFSE (ressaltadas pelas depressões pronunciadas em Nb, Ta, Ti e Zr), conferem às rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna características de magmatismo de margens continentais ativas, envolvendo contribuição de fontes enriquecidas em "componentes de subducção". O enriquecimento bastante acentuado no conteúdo de elementos LIL (K, Rb, Ba e TRL), principalmente das rochas mais máficas, deve refletir fontes de manto litosférico enriquecido, ainda que uma contribuição substancial de crosta continental antiga e diferenciada na origem dos magmas parentais do batólito, seja indicada pela elevada proporção de Sr radiogênico (razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr \cong 0,710$).

Contribuições significativas de rochas-fontes com idades-modelo Sm/Nd em torno de 2,0 Ga têm sido sugeridas para a origem de associações granitóides potássicas sin-orogênicas similares. Segundo Vlach (1993), este evento seria marcado por extenso *underplating* básico-intermediário, e pela individualização de vários segmentos geoquimicamente heterogêneos do manto litosférico, derivados através de mecanismos de enriquecimento em "componentes de subducção",

caracterizando um período importante na reorganização geoquímica da litosfera paleoproterozóica regional.

Por outro lado, em função da grande contribuição crustal para o magmatismo do batólito, é muito difícil estimar tanto o volume quanto as características químicas de qualquer contribuição mantélica. Os modelos vigentes na literatura admitem o trapeamento e estocagem de magmas basálticos na base da crosta e sua efetiva mistura com fusões mais félsicas (*i.e.* dacíticas a riolíticas), produzidas por anatexia de rochas crustais anfibolítico-tonalíticas ou mesmo eclogíticas, quando há o envolvimento de grande espessura crustal (Hildreth & Moorbath, 1988). Um evento prévio de espessamento crustal deve gerar uma importante zona de anatexia crustal profunda, que poderia atuar como uma barreira para os magmas máficos em ascenção; somente fusões híbridas poderiam ascender à crosta superior, visto que os magmas máficos são muito densos e o grau de fusão poderia ser insuficiente para permitir o escape dos magmas félsicos da fonte (Davidson *et al.*, 1990).

Em alguns casos, os "membros finais" mantélicos têm sido interpretados como representados pelos enclaves máficos, que mostram características isotópicas primitivas (Holden *et al.*, 1987). Parece, entretanto, que mais comumente estes enclaves exibem significativas correlações geoquímicas e isotópicas com os granitos encaixantes, que não podem ser atribuídas a mudanças químicas locais, o que leva à conclusão que o par granito-enclave deve ser de alguma maneira consanguíneo (Pin *et al.*, 1990).

Os enclaves máficos do Batólito Pinhal-Ipuiúna, representados por pequenas ocorrências de rochas dioríticas (a gabróicas) próximo à cidade de Ipuiúna, têm algumas características químicas e isotópicas similares às das rochas granitóides, tais como o enriquecimento em elementos LIL e altas razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$. Entretanto, suas composições se colocam a parte da tendência química definida para as rochas mais fracionadas do batólito, sugerindo um conjunto geneticamente independente, que não poderia representar o "membro final" máfico em processos de mistura com magmas mais félsicos.

Em vista do exposto, modelos que sugerem a geração de magmas parentais de composição intermediária, a partir de mecanismos que envolvem mistura

e homogeneização de magmas mantélicos e crustais na base da crosta parecem mais adequados para explicar a gênese dos granitóides do batólito. Para Hildreth & Moorbath (1988), a ascenção de magmas basálticos mantélicos induzindo à fusão parcial de crosta inferior, e a conseqüente atuação de processos de assimilação e mistura extensiva em zonas profundas da crosta (MASH) gerando magmas de composição basáltica evoluída a dacítica, explicaria a geração de magmas parentais com distintas proporções de mistura, derivados da fusão parcial de rochas da crosta inferior.

Estudos experimentais têm demonstrado que a fusão de fontes anfibolíticas na crosta inferior, onde a água viável se restringe àquela liberada pela quebra dos minerais hidratados, produz de 6 a 60% de fundido a temperaturas entre 900 e 1000°C, enquanto em presença de uma fase de vapor rica em H_2O, quantidades similares de fundido são produzidas a temperaturas mais baixas, entre 800 e 950°C. No primeiro caso, os líquidos resultantes são tonalíticos e coexistem com um resíduo dominado por plagioclásio, piroxênio e óxidos de Fe-Ti; no segundo caso, as fusões geradas se caracterizam por altos conteúdos de SiO_2 e Al_2O_3 e baixas proporções de Fe_2O_3 e MgO, com uma fase residual dominada por anfibólio, clinopiroxênio e óxidos de Fe-Ti, com proporções subordinadas de plagioclásio (Beard & Lofgren, 1991; Rushmer, 1991).

Segundo Tepper *et al.* (1993), magmas granitóides podem ser produzidos por fusão parcial de cerca de 30% de crosta inferior máfica anfibolítica, induzida por *underplating* de magmas basálticos derivados do manto. Variações nos conteúdos de H_2O dos magmas basálticos exercem uma forte influência nas fusões granitóides resultantes, e podem refletir a variabilidade da quantidade de água fornecida pela placa em subducção. Assim, a intrusão de basaltos relativamente anidros seria responsável pela geração de magmas intermediários de composição quartzo diorítica a tonalítica, com um resíduo rico em plagioclásio; magmas basálticos hidratados resultariam na produção de fusões graníticas a granodioríticas, com uma significativa proporção de anfibólio residual; e, termos transicionais entre estes dois extremos, poderiam ser formados pela intrusão de basaltos com conteúdos intermediários de H_2O.

Parte da diversidade faciológica do Batólito Pinhal-Ipuiúna parece ser convenientemente explicada por mecanismos de cristalização fracionada a partir de magmas parentais de composição intermediária, equivalentes aos quartzo monzodioritos São José da Prata e aos quartzo monzonitos mais máficos da unidade Ipuiúna. O padrão de elementos terras raras fracionado e com anomalias negativas de Eu negligenciáveis das rochas quartzo monzodioríticas, sugere que sua evolução, por fracionamento de magmas mais básicos, implicaria na extração dominante de fases máficas como clinopiroxênio ou anfibólio, com uma proporção subordinada de plagioclásio, enquanto as anomalias negativas de Eu relativamente mais acentuadas dos quartzo monzonitos Ipuiúna, indicam um fracionamento mais efetivo de plagioclásio.

Considerando os aspectos discutidos acima, e os resultados obtidos pelos modelamentos geoquímicos, que admitem relacionamentos por cristalização fracionada entre os granitóides das unidades São José da Prata, Ipuiúna e Serra do Pau d'Alho da metade oriental do batólito, e entre as rochas da unidade Ipuiúna da porção ocidental do maciço, um possível modelo para a evolução dos granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna poderia incluir:

- formação de um magma parental de composição mais básica (diorítica) que as rochas menos evoluídas do maciço, e distinta dos enclaves máficos da região de Ipuiúna, a partir de *underplating* de magma básico rico em elementos incompatíveis originado no manto, que promoveria fusão parcial da crosta inferior e conseqüente mistura e homogeneização, a exemplo da zona de MASH de Hildreth & Moorbath (1988);

- formação de dois conjuntos de magmas parentais ligeiramente distintos: o primeiro de composição equivalente aos quartzo monzodioritos São José da Prata, por fracionamento dominado por fases máficas (clinopiroxênio ou anfibólio, óxidos de Fe-Ti) e com proporção subordinada de plagioclásio; e o segundo relativamente mais rico em Sr (fonte mais enriquecida), originado por fracionamento envolvendo maior proporção de plagioclásio em relação às fases máficas, equivalente aos quartzo monzonitos Ipuiúna da região de Pinhal;

- formação, a partir do magma parental de composição equivalente aos quartzo monzodioritos São José da Prata (fácies F_1), por fracionamento dominado

por plagioclásio, com clinopiroxênio e biotita como principais fases máficas ao lado de proporções menores de ilmenita, de magmas equivalentes aos quartzo monzonitos e monzogranitos da região de Ipuiúna (fácies F_{14} e F_{13}); e posterior derivação de magma equivalente aos monzogranitos da unidade Serra do Pau d'Alho (fácies F_{17}) por cristalização fracionada dominante de plagioclásio, com a principal fase máfica representada por anfibólio, e com participação de biotita e feldspato alcalino com fases fracionadas, além de ilmenita;

- derivação de magma de composição equivalente aos monzogranitos Ipuiúna da região de Pinhal (fácies F_8), a partir do magma parental representado pelos quartzo monzonitos da fácies F_7, por fracionamento de plagioclásio, clinopiroxênio e biotita como principais fases máficas, com anfibólio e ilmenita em proporções subordinadas.

Pulsos magmáticos independentes parecem caracterizar os sienogranitos (fácies F_{16} e F_{22}) e os monzogranitos (fácies F_{21}) da unidade Serra do Pau d'Alho que ocorrem na porção ocidental do batólito, sugerindo a presença de magmas parentais ligeiramente distintos daquelas composições menos evoluídas aqui analisadas, que poderiam refletir variações sutis na composição das áreas-fontes ou nas condições de fusão.

CAPÍTULO 7

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Batólito Pinhal-Ipuiúna compreende um conjunto de rochas granitóides dominantemente porfiríticas a porfiróides, que apresentam uma importante variabilidade faciológica e amplo espectro composicional. Os granitóides são intrusivos em orto- e paragnaisses migmatíticos, e sua colocação é anterior (a contemporânea?) tanto ao desenvolvimento da foliação principal, quanto ao auge da migmatização regional, responsável pela geração dos granitos equigranulares "tipo" Pinhal. Apresentam uma foliação tectônica marcante desenvolvida sob temperaturas elevadas, marcada pelo alinhamento dos megacristais de feldspato alcalino e dos minerais máficos, à qual se associa uma lineação de estiramento de quartzo.

As rochas encaixantes mostram foliação aproximadamente paralela aos contatos externos do batólito, com direção regional NNW predominante junto ao contato norte, e orientação NE no contato sudoeste. Contatos nitidamente intrusivos dos granitóides truncando a foliação de gnaisses migmatíticos (Complexo Pinhal) e gnaisses finos com níveis xistosos (Complexo Caconde) são observados localmente. Relações de contato são mais comumente observadas com os granitos "tipo" Pinhal, que constituem diques e bolsões irregulares que invariavelmente truncam a foliação das rochas do batólito.

O mapeamento faciológico dos granitóides do maciço permitiu o reconhecimento de vinte e três fácies petrográficas distintas, que foram agrupadas em três grandes unidades com base em características texturais e composicionais. A unidade São José da Prata corresponde a termos intermediários, com amplo predomínio de composições quartzo monzodioríticas, com os minerais máficos representados por hornblenda ($\pm$ clinopiroxênio) e biotita totalizando cerca de 20%. A unidade Ipuiúna, de maior abrangência areal, é constituída essencialmente por quartzo monzonitos, que mostram variações gradacionais a monzogranitos, e têm

anfibólio e biotita como minerais máficos principais, perfazendo, em média, 15%. Sienogranitos e monzogranitos mais diferenciados são agrupados na unidade Serra do Pau d'Alho, e apresentam biotita como mineral máfico dominante, em proporções próximas a 5% nas fácies de maior expressão areal.

Enclaves máficos dominantemente quartzo dioríticos ocorrem em todas as unidades do batólito (mais raramente na unidade Serra do Pau d'Alho), geralmente na forma de pequenos corpos centimétricos alongados segundo a foliação, e exibindo contatos gradacionais e difusos com o granitóide encaixante; localmente podem constituir ocorrências mapeáveis em escala de detalhe, associados aos quartzo monzonitos da unidade Ipuiúna do extremo leste do maciço. O desenvolvimento de megacristais de feldspato alcalino invadindo enclaves máficos sugere uma relação de contemporaneidade e processos efetivos de interação entre os diferentes magmas na evolução destas rochas. Embora em pequenos volumes, e com características texturais e composicionais ligeiramente distintas, o magmatismo máfico associado aos granitóides do batólito parece ter caráter recorrente, tendo persistido até a cristalização das rochas mais tardias do maciço.

Os estudos petrográficos evidenciaram um conjunto de rochas com uma variabilidade consistente e praticamente contínua, a partir das composições quartzo monzodioríticas da unidade São José da Prata, passando para a unidade Ipuiúna onde dominam rochas quartzo monzoníticas, até os monzogranitos e sienogranitos da unidade Serra do Pau d'Alho. Sua distribuição no diagrama Q-A P (Streckeisen, 1976) define uma tendência modal equivalente à da série cálcio-alcalina de alto-K de Lameyre e Bowden (1982). Os enclaves máficos das unidades São José da Prata e Serra do Pau d'Alho alinham-se com a tendência principal do conjunto dos granitóides, enquanto aqueles da unidade Ipuiúna deslocam-se ligeiramente em direção a composições mais ricas em quartzo.

As variações de fácies dentro das diferentes unidades foram definidas essencialmente com base em aspectos texturais macroscópicos e de índice de cor, em virtude da homogeneidade tanto das composições mineralógicas quanto das características texturais microscópicas, invariavelmente mascaradas pela recristalização pós-magmática que, em grande parte das amostras, obliterou parcialmente as texturas ígneas originais. Variações na composição mineralógica são

observadas essencialmente em relação aos minerais opacos, com ilmenita com lamelas de exsolução de hematita largamente predominante nas unidades São José da Prata e Ipuiúna, e magnetita como fase principal na unidade Serra do Pau d'Alho, à qual se associa, em algumas amostras, titanita primária, ausente nas demais unidades do batólito.

As transformações pós-magmáticas evidenciam a recristalização do feldspato alcalino acompanhada por reações de desmistura, responsáveis pela geração de plagioclásio secundário a partir de processos de exsolução. Entre os minerais máficos destacam-se a transformação comum de hornblenda em biotita + epidoto microgranular + minerais opacos, a passagem de clinopiroxênio para anfibólio (± biotita) + quartzo + minerais opacos, e a formação de anéis de titanita secundária envolvendo núcleos de minerais opacos.

Estimativas das condições de cristalização, inferidas a partir de parâmetros intensivos definidos para rochas migmatíticas encaixantes (Vasconcellos *et al.*, 1991) e para os granitóides cálcio-alcalinos potássicos Santana de Caldas (Janasi, 1992), sugerem níveis crustais intermediários para a colocação dos granitóides do batólito, com pressões da ordem de 5-6Kb e temperaturas entre aproximadamente 750 e 800°C.

A partir das variações observadas nos minerais opacos, que devem ser controladas pelas temperaturas de cristalização e f_{O_2}, e das paragêneses minerais, são sugeridas condições relativamente oxidantes para a formação dos granitóides do maciço, provavelmente controladas por equilíbrios do tipo clinopiroxênio (anfibólio) + ilmenita + O_2 = titanita + magnetita + quartzo (Wones, 1989).

A caracterização geoquímica dos granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna definiu uma série magmática cálcio-alcalina a álcali-cálcica de caráter potássico, que estabelece uma seqüência contínua desde os termos intermediários das unidades São José da Prata e Ipuiúna até os granitos da unidade Serra do Pau d'Alho. Os granitóides do batólito apresentam concentrações relativamente elevadas de elementos LIL e padrões geralmente fracionados de elementos terras raras, com anomalias negativas de Eu discretas nos termos intermediários, a pronunciadas nas rochas mais fracionadas que correspondem às fácies volumetricamente

predominantes da unidade Serra do Pau d'Alho (F_{16} e F_{17}). Padrões de elementos terras raras fortemente fracionados e com anomalias negativas de Eu negligenciáveis a ausentes distinguem os sienogranitos do extremo oeste do batólito (fácies F_{22} e F_{23}).

Tendências de diferenciação lineares, particularmente para os elementos maiores e menores presentes nos minerais máficos, caracterizam o conjunto dos granitóides do batólito, enquanto variações internas marcantes com relação às razões K_2O/Na_2O, elementos traços (Sr, Rb, Ba e Zr) e elementos terras raras identificam grupos químicos distintos, principalmente na unidade Serra do Pau d'Alho e, em menor extensão na unidade Ipuiúna, sugerindo a presença de mais de um magma parental na evolução das rochas do maciço.

As altas razões isotópicas de Sr que caracterizam os granitóides do batólito, e principalmente as rochas mais máficas e intermediárias, parecem refletir uma influência importante de materiais crustais mais evoluídos, ainda que a principal contribuição volumétrica aos magmas máficos seja mantélica. Por outro lado, as razões iniciais um pouco mais baixas das rochas graníticas da unidade Serra do Pau d'Alho (fácies F_{21}) sugerem contribuição de material crustal menos evoluído, indicando, possivelmente, uma origem distinta para este conjunto.

Os enclaves máficos, que podem representar contribuições do manto, fogem à tendência geral definida pelas rochas do batólito, sugerindo um grupo químico distinto, geneticamente independente, que não deve corresponder ao "membro final" mantélico que, a partir de misturas com magmas graníticos crustais, responderia pela formação das rochas intermediárias do maciço. São caracterizados pelo alto conteúdo em K_2O, concentrações relativamente altas de elementos LIL e padrões fracionados de elementos terras raras com anomalias negativas de Eu discretas, que parecem refletir características herdadas de fontes na crosta inferior e/ou manto litosférico, ou mesmo resultar, em parte, da interação com os granitóides do maciço.

As três unidades de granitóides aflorantes nas vizinhanças do Batólito Pinhal-Ipuiúna representam associações distintas, geneticamente independentes das rochas do maciço. Os biotita granitóides porfiríticos atribuídos ao Complexo Pinhal e os granitos equigranulares "tipo" Pinhal se diferenciam das rochas do batólito

essencialmente nas proporções de alguns elementos traços e nas concentrações e padrões distintos de elementos terras raras, enquanto os monzonitos Maravilha se caracterizam por feições geoquímicas bastante particulares, que se refletem tanto nas concentrações quanto no comportamento distintos dos elementos maiores, menores, traços e terras raras.

A associação comum dos biotita granitóides do Complexo Pinhal com os granitos equigranulares "tipo" Pinhal e as similaridades geoquímicas entre estes dois conjuntos, favorece a hipótese de que os primeiros poderiam representar parte das rochas infracrustais cuja anatexia resultou na formação dos granitos "tipo" Pinhal. Já os monzonitos Maravilha representam um magmatismo distinto, de afinidades alcalinas, que poderia estar relacionado aos maciços de caráter tardi- a pós-orogênico que caracterizam a continuidade, a nordeste, do Cinturão Itu de Vlach *et al.* (1990).

Modelamentos geoquímicos quantitativos para elementos maiores, traços (Ba, Sr, Rb) e terras raras apresentaram resultados consistentes para explicar parte das variações faciológicas do batólito, a partir da hipótese de relacionamentos por cristalização fracionada entre as diferentes fácies que definem a tendência evolutiva principal do maciço. A passagem dos quartzo monzodioritos da unidade São José da Prata (fácies F_1) para os quartzo monzonitos e monzogranitos da unidade Ipuiúna da porção leste do batólito (fácies F_{14} e F_{13}) é compatível com um fracionamento dominado por plagioclásio, acompanhado por clinopiroxênio e biotita com fases máficas principais, e com proporções subordinadas de ilmenita; no fracionamento dos monzogranitos Ipuiúna (fácies F_{13}) para os monzogranitos Serra do Pau d'Alho da porção central do maciço (fácies F_{17}), é sugerida a participação de feldspato alcalino com fase fracionada, ao lado de proporções significativas de anfibólio. No extremo leste do maciço, processos adicionais envolvendo interação entre os quartzo monzonitos (F_{12}) da unidade Ipuiúna e seus enclaves máficos podem ser responsáveis por variações faciológicas localizadas.

As principais fácies da unidade Ipuiúna da região de Pinhal (quartzo monzonitos F_7 e monzogranitos F_8), que caracterizam um magma parental ligeiramente distinto, também são atribuídas ao fracionamento dos termos máficos para os félsicos, a partir da extração de plagioclásio, clinopiroxênio e biotita como fases máficas dominantes, e quantidades subordinadas de anfibólio e ilmenita.

Por outro lado, as hipóteses de fracionamento testadas para os sienogranitos (fácies F_{16} e F_{22}) e monzogranitos (fácies F_{21}) da unidade Serra do Pau d'Alho da porção oeste do batólito não se mostraram consistentes com a derivação destas rochas a partir dos monzogranitos Ipuiúna (fácies F_8), sugerindo tratar-se de grupos químicos distintos que podem caracterizar pulsos magmáticos independentes.

O grande volume de rochas granitóides, a composição média relativamente primitiva ($SiO_2 \cong 65\%$), o caráter sin-orogênico e as altas razões LILE/HFSE indicam características de magmatismo de margens continentais ativas, envolvendo contribuição de fontes enriquecidas em "componentes de subducção", para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna. O acentuado enriquecimento no conteúdo de elementos LIL (K, Rb, Ba e TRL), principalmente das rochas mais máficas, deve refletir fontes de manto litosférico enriquecido, ainda que uma contribuição substancial de crosta continental antiga e diferenciada na origem dos magmas parentais do batólito, seja indicada pela elevada proporção de Sr radiogênico.

Um modelo que envolve a geração de magmas parentais de composição intermediária, a partir da ascenção de magmas basálticos mantélicos induzindo à fusão parcial de crosta inferior e geração de magmas mais félsicos, e a conseqüente atuação de processos de assimilação e mistura extensiva em zonas profundas da crosta ou na interface manto-crosta, a exemplo do modelo de MASH de Hildreth & Moorbath (1988), é sugerido para explicar a gênese dos magmas parentais do Batólito Pinhal-Ipuiúna; processos posteriores de diferenciação magmática através de mecanismos de cristalização fracionada seriam responsáveis por grande parte da diversidade faciológica que caracteriza o maciço.

O Batólito Pinhal-Ipuiúna apresenta características geológicas, petrográficas e geoquímicas similares àquelas descritas para outros batólitos cálcio-alcalinos de alto-K do Estado de São Paulo (Socorro, Butantã-Santa Isabel, Três Córregos), que caracterizam o magmatismo sin-orogênico ao Ciclo Brasiliano nos domínios da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé, com idade em torno de 650 Ma.

A afinidade cálcio-alcalina a álcali-cálcica, a abundância de granitóides menos diferenciados, a presença de rochas máficas associadas, e o caráter sin-orogênico destas suites constituem feições comparáveis àquelas dos granitóides tipo I-Cordilheiranos de Pitcher (1982), típicos do magmatismo Mesozóico-

Cenozóico da costa oeste do continente americano, formados em arcos magmáticos associados à subducção de placa oceânica.

Os granitóides do Batólito Pinhal-Ipuiúna e as outras suites similares que caracterizam o magmatismo cálcio-alcalino de alto potássio sin-orogênico regional, se diferenciam dos batólitos I-Cordilheiranos clássicos em função dos maiores teores de K e das razões isotópicas de Sr relativamente elevadas, que sugerem a participação de fontes enriquecidas em elementos LIL, com uma importante contribuição crustal. As relações deste magmatismo com um provável regime de subducção do tipo-B são sugeridas por Figueiredo & Campos Neto (1994), que caracterizaram um evento orogênico com idades da ordem de 670-630 Ma (datações U-Pb em zircões), informalmente denominado Orogênese Ribeira.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. & Brito Neves, B.B. -1976- The Upper Precambrian of South America. *Boletim do Instituto de Geociências, USP,* **7:** 45-80.

Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Davino, A. & Haralyi, N.L.E. -1980- Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **52:** 49-60.

Artur, A.C. -1988- Evolução policíclica da infra-estrutura da porção sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, **USP**, 231p.

Artur, A.C. & Wernick, E. -1984- Terrenos policíclicos e estágios de evolução crustal. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **33**, Rio de Janeiro, SBG. *Anais*, **7:** 3.081-3.090.

Artur, A.C.; Ebert, H.D. & Wernick, E. -1991- Magmatismo e tectônica no Complexo Socorro (SP/MG). *In:* Simpósio de Geologia do Sudeste, **2**, São Paulo SBG-NSP/RJ. *Atas,* p.105-112.

Azevedo, A.A.B. & Massoli, M. -1984- Geologia da Folha de Aguaí, SP. *Revista do Instituto Geológico*, **5(1/2):** 39-46.

Batchelor, R.A. & Bowden, P. -1985- Petrogenetic interpretation of granitoids rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48:** 43-55.

Beard, J.S. & Lofgren, G.E. -1991- Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6-9 kb. *Journal of Petrology,* **32(2):** 365-401.

Bettencourt, J.S. -1977- Projeto Pouso Alegre. Relatório Final. Convênio FFCL-Rio Claro/DNPM, 57p.

Blundy, J.D. & Holland, T.J.B. -1990- Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* **104:** 208-224.

Boynton, W.V. -1982- Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. *In*: P. Henderson (Ed.): *Rare-earth elements geochemistry.* Elsevier, Amsterdam, p. 63-114.

Brown, G.C.; Thorpe, R.S. & Webb, P.C. -1984- The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society of London,* **141:** 413-426.

Campanha, G.A.C.; Fernandes, L.A. & Gimenez Filho, A. -1983- Quadrículas Mogi Guaçu e Águas de Lindóia. *In*: 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. **PRÓ-MINÉRIO**, São Paulo, p.137-170.

Campos Neto, M.C. -1985- Evolução do pré-Cambriano paulista e regiões adjacentes. *In*: Simpósio Regional de Geologia, **5**, São Paulo, SBG-NSP. *Atas*, **2:** 561-571.

Campos Neto, M.C. -1991- A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande - ensaio de evolução tectônica. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, **USP**, 210p.

Campos Neto, M.C. & Basei, M.A.S. -1983- Evolução estrutural brasiliana no nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. *In*: Simpósio Regional de Geologia, **4**, São Paulo, SBG-NSP. *Atas*, p.61-78.

Campos Neto, M.C. & Figueiredo, M.C.H. -1985- Geologia das Folhas São José do Rio Pardo e Guaranésia (porção paulista), 1:50.000. Relatório Instituto de Geociências USP/PRÓ-MINÉRIO, vol.**1**, 124p.

Campos Neto, M.C.; Basei, M.A.S.; Alves, F.R. & Figueiredo, M.C.H. -1984a- Geologia da Folha de Bragança Paulista, 1:50.000. Relatório Instituto de Geociências USP/PRÓ-MINÉRIO, vol.**1**, 162p.

Campos Neto, M.C.; Basei, M.A.S.; Alves, F.R. & Vasconcellos, A.C.B.C. -1984b- A Nappe de Cavalgamento Socorro (SP-MG). *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **33**, Rio de Janeiro, SBG. *Anais*, **4:** 1.809-1.822.

Campos Neto, M.C.; Figueiredo, M.C.H.; Basei, M.A.S. & Alves, F.R. -1984c- Os granitóides da região de Bragança Paulista (SP). *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **33**, Rio de Janeiro, SBG. *Anais*, **6:** 2.854-2.868.

Campos Neto, M.C.; Figueiredo, M.C.H.; Janasi, V.A.; Basei, M.A.S. & Fryer, B.J. -1988- The São José do Rio Pardo mangeritic-granitic suite, southeastern Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, **2:** 185-199.

Campos Neto, M.C.; Figueiredo, M.C.H.; Perrota, M.M. & Peloggia, A.U.G. -1990- A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (SP-MG). *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **36**, Natal, SBG. *Anais*, **6:** 2.615-2.630.

Cavalcante, J.C.; Cunha, H.C.S.; Chieregati, L.A.; Kaefer, L.Q.; Rocha, J.M.; Daitx, E.C. & Ramalho, R. -1979- Projeto Sapucaí. Relatório Final de Geologia. Série Geologia, **4**, DNPM, Brasília, 299p.

Choudhuri, A.; Fiori, A.P. & Bettencourt, J.S. -1978- Charnockitic gneisses and granulites of the Botelhos region, southern Minas Gerais. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **30**, Recife, SBG. *Anais*, **3:** 1.236-1.249.

Clarke, A.M. -1982- Mineralogy of the rare earth elements. *In*: P. Henderson (Ed.): *Rare-earth elements geochemistry.* Elsevier, Amsterdam, p. 33-61

Clarke, D. -1992- NEWPET (Vs. 7.10). A petrological program. Department of Earth Sciences. Memorial University of Newfoundland, Canada.

Cox, K.G.; Bell, J.D. & Pankhurst, R.J. 1979- The interpretation of igneous rocks. Unwin Hyman Ltd., London, 450p.

Davidson, J.P.; McMillan, N.J.; Moorbath, S.; Wörner, G.; Harmon, R.S. & Lopez-Escobar, L. -1990- The Nevados de Payachata volcanic region (18ºS/69ºW, N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* **105:** 412-432.

Deer, W.A.; Howie, R.A. & Zussman, M.A. -1983- Rock Forming Minerals. Vol. IV. (Framework Silicates), Longmans, London.

De La Roche, H.; Leterrier, J.; Grand Claude, P. & Marchal, M. -1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1-R_2 diagrams and major elements analysis - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology,* **29:** 183-210.

Ebadi, A. & Johannes, W. -1991- Beginning of melting and composition of first melts in the system Qz-Ab-Or-H_2O-CO_2. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* **106:** 286-295.

Ebert, H. -1968- Ocorrência de fácies granulítica no sul de Minas e áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre a sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **40(supl):** 215-229.

Ebert, H. -1971- Os Paraibídes entre São João del Rei, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibídes e Araxaídes. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **25**, São Paulo, SBG. *Boletim de Resumos*, **1:** 177-178.

Ebert, H. -1984- Aspectos da geologia da região de São João del Rei. Os Paraibídes entre São João del Rei e Itapira e a bifurcação entre Paraibídes e Araxaídes. *Publicação Especial SBG-NSP (In Memorian)*, **12:** 114p.

Ebert, H.D.; Artur, A.C.; Chemale Jr, F.; Babinsky, M. & Van Schmus, W.R. -1994- Regimes tectônicos e idades U/Pb em zircão do Complexo Socorro no contexto da Faixa Ribeira: um exemplo de magmatismo transpressivo. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, **38**, Camboriú, SBG. *Boletim de Resumos Expandidos,* vol. **1:** 260-261.

Farmer, G.L. & DePaolo, D.J. -1983- Origin of mesozoic and tertiary granite in the Western United States and implications for pre-mesozoic crustal structure. 1. Nd and Sr isotopic studies in the Geocline of the Northern Great Basin. *Journal of Geophysical Research,* **88(B4):** 3.379-3.401.

Ferreira, C.J. -1991- Geologia, petrografia e tipologia de zircão da Suite Intrusiva Itaqui, Barueri (SP). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, **UNESP**, 253p.

Figueiredo, M.C.H. & Campos Neto, M.C. -1994- O arco magmático cálcio-alcalino de alto-K da Microplaca Apiaí-Guaxupé. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, **38**, Camboriú, SBG. *Boletim de Resumos Expandidos,* vol. **1:** 620-621.

Fiori, A.P. -1979- Geologia da região de Pouso Alegre-Machado: análise estrutural de dobramentos superpostos. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, **USP**, 200p.

Fiori, A.P. & Choudhuri, A. -1979- Fases de migmatização e dobramentos superpostos nas rochas granulíticas e nos migmatitos de Serrania e Machado (MG). *In*: Simpósio Regional de Geologia, **2**, Rio Claro, SBG-NSP. *Atas*, **1:** 47-57.

Franzini M. & Leoni, L. -1972- A full matrix correction in X-Ray fluorescence analysis of rock samples. *Atti Soc. Sci. Nat., Mem., Serie A,* **79:** 7-22.

Fúlfaro, V.J. -1975- Projeto Caldas I. Relatório Final. Convênio FFCL-Rio Claro/ DNPM, vol.**1**, 22p.

Galembeck, T.M.B. -1991- Aspectos geológicos, petrográficos e geoquímicos da intrusão Cabreúva, Complexo Granitóide Itu (SP). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, **UNESP**, 195p.

Gimenez Filho, A. -1993- Evolução do Complexo Granítico Três Córregos a noroeste de Apiaí (SP). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, **USP**, 118p.

Gimenez Filho, A.; Figueiredo, M.C.H.; Teixeira, W. & Trevizoli Junior, L.A. -1992- Litogeoquímica do Complexo Granítico Três Córregos, SP. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **37**, São Paulo, SBG. *Boletim de Resumos Expandidos*, vol.**1:** 365-367.

Godoy, A.M. -1989- Caracterização faciológica, petrográfica e geoquímica dos maciços Sorocaba e São Francisco (SP). Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, **USP**, 220p.

Gromet, L.P. & Silver, L.T. -1987- REE variations across the Peninsular Range Batolith: implications for batolithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *Journal of Petrology,* **28:** 75-125.

Haddad, R.C. & Janasi, V.A. -1992- Petrografia do Batólito Granitóide Pinhal-Ipuiúna (SP-MG). *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **37**, São Paulo, SBG. *Boletim de Resumos Expandidos*, vol.**1:** 394-395.

Hammarstrom, J.M. & Zen, E-an -1986- Aluminium in hornblend: an empirical igneous geobarometer. *Americam Mineralogist,* **71:** 1.297-1.313.

Hanson, G.N. -1978- The aplication of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters,* **38:**26-43.

Hanson, G.N. -1980- Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science,* **8:** 371-406.

Hasui, Y. -1983- Aspectos geológicos essenciais da seção Caconde-Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do pré-Cambriano do leste paulista. *In*: 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. **PRÓ-MINÉRIO**, São Paulo, p.227-252.

Hasui, Y.; Almeida, F.F.M. & Brito Neves, B.B. -1978- As estruturas brasilianas. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **30**, Recife, SBG. *Anais*, **6:** 2.423-2.438.

Heilbron, M. -1984- Evolução metamórfico-estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas, MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, **UFRJ**, 151p.

Hildreth, W. & Moorbath, S. -1988- Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* **98:** 455-489.

Holden, P.; Halliday, A.N. & Stephens, W.E. -1987- Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. *Nature,* **330(5):** 53-56.

Irvine, T.N. & Baragar, N.R. -1971- A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences,* **8:** 523-548.

Janasi, V.A. -1986- Geologia e petrologia do maciço monzodiorítico-monzonítico de Piracaia (SP). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, **USP**, 281p.

Janasi, V.A. -1989a- O maciço sienítico da Capituva e o maciço mangerítico-charnoquítico de São Pedro de Caldas, leste de Poços de Caldas (MG): aspectos estruturais e petrográficos. *In*: Simpósio de Geologia do Sudeste, **1**, Rio de Janeiro, SBG-NRJ. *Boletim de Resumos*, **1:** 186-187.

Janasi, V.A. -1989b- Geologia e petrologia das rochas granitóides, sieníticas e charnoquíticas da região entre Caldas e Campestre (MG). Exame de Qualificação, Instituto de Geociências, **USP**, 40p.

Janasi, V.A. -1992- Rochas sieníticas e mangerítico-charnoquíticas neoproterozóicas da região entre Caldas e Campestre (MG): aspectos petrológicos. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, **USP**, 298p.

Janasi, V.A. & Ulbrich, H.H.G.J. -1985- Avaliação das informações disponíveis para granitóides do Estado de São Paulo. *In*: Simpósio Regional de Geologia, **1**, São Paulo, SBG-NSP. *Atas*, **1:** 133-146.

Janasi, V.A. & Ulbrich, H.H.G.J. -1987- Petrogenesis of the monzonitic-monzodioritic Piracaia massif, State of São Paulo, Southeastern Brazil: field and petrographic aspects. *Revista Brasileira de Geociências*, **17(40):** 524-534.

Janasi, V.A. & Ulbrich, H.H.G.J. -1991- Late Proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, Southeastern Brazil. *Precambrian Research*, **51(1-4):** 351-374.

Janasi, V.A. & Ulbrich, H.H.G.J. -1992- Inventário bibliográfico de granitos do Estado de São Paulo. *Boletim do Instituto de Geociências, USP. Publicação Especial*, **11**, 253p.

Janasi, V.A.; Vlach, S.R.F. & Ulbrich, H.H.G.J. -1993- Enriched-mantle contributions to the Itu Granitoid Belt, Southeastern Brazil: evidence from K-rich diorites an syenites. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65** (Supl. 1).

Kawashita, K. -1972- O método Rb/Sr em rochas sedimentares. Aplicação para as Bacias do Paraná e Amazonas. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, **USP**, 111p.

Lameyre, J. & Bowden, P. -1982- Plutonic rock type series: discrimination of various granitoids series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14:** 169-186.

Le Maitre, R.W. (Ed.) -1989- A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193p.

Luth, W.C.; Jahns, R.H. & Tutle, O.F. -1964- The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *Journal of Geophysical Research*, **69:** 759-773.

Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. -1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of Americam Bulletin,* **101:** 635-643.

McMillan, N.J.; Davidson, J.P.; Wörmer, G.; Harmon, R.S.; Moorbath, S. & Lopez-Escobar, L. -1993- Influence of crustal thickening on arc magmatism: Nevados de Payachata volcanic region, northern Chile. *Geology,* **21:** 467-470.

Middlemost, E.A.K. -1985- Magmas and magmatic rocks. Longman Scientific & Technical, New York, 266p.

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

Morales, N. -1988- Evolução lito-estrutural das rochas pré-cambrianas da região de São João da Boa Vista. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, **USP**, 157p.

Nekvasil, H. -1991- Ascent of felsic magmas and formation of rapakivi. *American Mineralogist,* **76:** 1.279-1.290.

Nekvasil, H. -1992- Ternary feldspars crystallization in high-temperature felsic magmas. *Americam Mineralogit,* **77:** 592-604.

Oliveira, M.A.F. -1973- Petrologia das rochas metamórficas da região de São José do Rio Pardo (SP). *Revista Brasileira de Geociências*, **3:** 257-278.

Oliveira, M.A.F.; Francesconi, O.; Cordeiro, C.M.; Inglez, A.G.; Oliveira, E.G.; & Sena, C.A.S. -1983- Geologia da porção paulista das quadrículas de Caconde e

Guaxupé. *In:* 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1:50.000. **PRÓ-MINÉRIO**, São Paulo, p.171-191.

Oliveira, M.A.F.; Kawashita, K.; Kihara, Y. & Delhal, J. -1986- Novos dados geocronológicos para rochas charnoquíticas da Associação Guaxupé, Complexo Varginha. *Revista Brasileira de Geociências,* **16:** 301-305.

Peacock, M.A. -1931- Classification of igneous rock series. *Journal of Geology,* **39:** 54-67.

Pearce, J.A. -1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In:* C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (Eds.): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths.* Shiva, Nantwich, p. 230-249.

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.

Peccerillo, A. & Taylor, S.R. -1976- Geochemistry of Eoceno calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamoru area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* **58:** 63-81.

Pin, C.; Binon, M.; Belin, J.M.; Barbarin, B. & Clemmens, J.D. -1990- Origin of microgranular enclaves in granitoids: equivocal Sm-Nd evidence from Hercynian rocks in the Massif Central (France). *Journal of Geophysical Research,* **95(B11):** 17.821-17.828.

Pitcher, W.S. -1982- Granite type and tectonic environment. *In*: K.J. HSÜ (Ed.): *Mountain Building Processes.* Academic Press, London, p.19-40.

Ponçano, W.L.; Carneiro, C.D.R.; Bistrich, C.A.; Almeida, F.F.M. & Prandini, F.L. -1981- Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. Nota Explicativa. *Plublicação IPT*, nº**1183**, vol.1, 94p.

Rogers, N.W. -1992- Potassic magmatism as a key to trace-element enrichment processes in the upper mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* **50:** 85-99.

Rushmer, T. -1991- Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* **107:** 41-59.

Sartori, P.L.P. -1978- Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, RS: modelo evolucional para granitos do sul do Brasil. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, **USP**, 196p.

Silver, L.T. & Chappell, B.W. -1988- The Peninsular Ranges Batolith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences,* **79:**105-121.

Soares, P.C. -1976- Projeto Caldas II. Relatório Final. Convênio FFCL-Rio Claro/ DNPM, 48p.

Steiger, R.H. & Jäger, E. -1978- Subcomission on geochronology: convenctions on the use of decay constants in geochronology and cosmochhronology. Contributions of the Geologic Time Scale. *Studies in Geology, Michigan*, p.67-72.

Stormer, J.C.,Jr & Nicholls, J. -1978- XLFRAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geoscience,* **4:** 143-159.

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

Tassinari, C.G.C. -1988- As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do Estado de São Paulo e sua evolução crustal. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, **USP**, 236p.

Teixeira, A.L. -1992- Ambientes geradores de sedimentos da Bacia Eleutério. Exame de Qualificação, Instituto de Geociências, **USP**, 44p.

Teixeira, W. -1985- A evolução geotectônica da porção meridional do Craton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, **USP**, 207p.

Tepper, J.H.; Nelson, B.K.; Bergantz, G.W. & Irving, A.J. -1993- Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alcaline

granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology,* **113:** 333-351.

Thompson, R.N. -1982- Geochemistry and magma genesis. *In:* D.S. Sutherland (Ed.): *Igneous rocks from the British Isles.* Part 7 (The Tertiary), Chapter 34, p.461-477.

Thompson, R.N.; Morrison, M.A.; Hendry, G.L. & Parry, S.J. -1984- An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophycal Transactions of the Royal Society of London,* **A310:** 549-590.

Torquato, J.R. -1974- Geologia do sudoeste de Moçâmedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, **USP**, 243p.

Ulbrich, H.H G.J. -1984- A petrografia, a estrutura e o quimismo de nefelina sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas MG-SP. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, **USP**, 700p.

Vasconcellos, A.C.B.C. -1988- O Grupo Andrelândia na região a norte de Ouro Fino, MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, **USP**, 199p.

Vasconcellos, A.C.B.C. & Janasi, V.A. -1989- Mapeamento faciológico do Batólito Granitóide Cálcio-Alcalino de Pinhal-Ipuiúna (SP-MG). *In*: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, **5**, Belo Horizonte, SBG-NMG. *Atas*, p.65-69.

Vasconcellos, A.C.B.C.; Harris, N.B.W. & Tindle, A.G. -1991- The relationship between metamorphism and tectonics: evidence from the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe, southeastern Brazil. *In*: P.Tuisku & K.Laajaki (Eds.): *Metamorphism, deformation and structure of the crust. Res Terrae*, Publ. Department of Geology, University of Oulu, Finland, **A-5:** 86.

Vernon, R.H. -1986- K-feldspar megacrysts in granites - phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth Science Review,* **23:** 1-63.

Vlach, S.R.F. -1985- Geologia, petrografia e geocronologia das regiões meridional e oriental do Complexo de Morungaba, SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, **USP**, 253p.

Vlach, S.R.F. -1993- Geologia e petrologia dos granitóides de Morungaba, SP. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, **USP**, 414p.

Vlach, S.R.F.; Janasi, V.A. & Vasconcellos, A.C.B.C. -1990- The Itu Belt: associated calc-alcaline and aluminous A-type late Brasiliano granitoids in the States of São Paulo and Paraná, Southern Brazil. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **36**, Natal, SBG. *Anais*, **4:** 1.700-1.711.

Vlach, S.R.F. & Cordani, U.G. -1986- A sistemática Rb/Sr em rochas granitóides: considerações interpretativas, limitações e exemplos brasileiros. *Revista Brasileira de Geociências,* **16:** 38-53.

Wernick, E. -1977- Projeto Ouro Fino. Relatório Final. Convênio FFCL-Rio Claro/ DNPM, 97p.

Wernick, E. -1978a- Contribuição a geologia do Maciço de Guaxupé, SP e MG. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **50(3):** 337-352.

Wernick, E. -1978b- Contribuição à estratigrafia do pré-Cambriano do leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Revista Brasileira de Geociências*, **8(3):** 206-216.

Wernick, E. -1984a- Granitos calco-alcalinos: características e tentativa de um modelo genético e evolutivo. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **33**, Rio de Janeiro, SBG. *Anais*, **6:** 2.738-2.756.

Wernick, E. -1984b- Caracterização genética de alguns granitóides brasilianos dos Estados de São Paulo e Minas Gerais e implicações geotectônicas preliminares. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **33**, Rio de Janeiro, SBG. *Anais*, **6:** 2.902-2.918.

Wernick, E. & Artur, A.C. -1983a- Evolução policíclica de terrenos arqueanos no leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. *In*: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, **2**, Belo Horizonte, SBG-NMG. *Atas*, **3:** 50-62.

Wernick, E. & Artur, A.C. -1983b- Regenerações sucessivas de terrenos arqueanos no leste de São Paulo e sul de Minas Gerais. *In*: Simpósio Regional de Geologia, **4**, São Paulo, SBG-NSP. *Atas*, p.17-31.

Wernick E. & Galembeck, T.M.B. -1987- Evolução tectônica durante o Proterozóico Superior no Estado de São Paulo: uma contribuição através do magmatismo granitóide. *In*: Simpósio Regional de Geologia, **6**, Rio Claro, SBG-NSP. *Atas*, **1:** 191-204.

Wernick, E. & Penalva, F. -1974- Migmatização e feldspatização de charnoquitos e granulitos no leste paulista e sul de Minas Gerais. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **28**, Porto Alegre, SBG. *Anais*, **5:** 155-160.

Wernick, E. & Penalva, F. -1980a- Contribuição à geologia do Grupo Pinhal (SP e MG). *Revista Brasileira de Geociências*, **10(1):** 43-62.

Wernick, E. & Penalva, F. -1980b- O Grupo Pinhal na região nodeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. *Boletim do Instituto de Geociências, USP*, **11:** 1-20.

Wernick, E.; Hasui, Y. & Brito Neves, B.B. -1978- As regiões de dobramentos Nodeste e Sudeste. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **30**, Recife, SBG. *Anais*, **6:** 2.493-2.507.

Wernick, E.; Hormann, P.; Artur, A.C. & Eulert, H. -1984a- Aspectos petrológicos do Complexo Granítico de Socorro (SP/MG): dados analíticos e discussão preliminar. *Revista Brasileira de Geociências*, **14:** 23-29.

Wernick, E.; Didier, J.; Artur, A.C. & Hormann, P. -1984b- Caracterização da zona marginal charnoquítica do Complexo Socorro nos arredores da cidade homônima, SP/MG. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **33**, Rio de Janeiro, SBG. *Anais*, **6:** 2.919-2.934.

Wernick, E.; Weber-Diefenbach, K. & Correia, P.R. -1987- O Granitóide Nazaré Paulista: dados petrográficos, químicos e de tipologia de zircão. *In*: Simpósio Regional de Geologia, **6**, Rio Claro, SBG-NSP. *Atas*, **1:** 123-134.

Williamson, J.H. -1968- Last-squares fitting of a straight line. *Canadian Journal Phys.* **46:** 1.845-1.847.

Wilson, M. -1989- Igneous Petrogenesis. HarperCollins Academic, London, 466p.

Winters, A.A.M. -1981- A geologia do Maciço Sienítico da Pedra Branca. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, **USP**, 92p.

Wones, D.R. -1989- Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, **74:** 744-749.

Wyllie, P.J. -1984- Sources of granitoid magmas at convergent plate boundaries. *Physics of the Earth and Planetary Interiors,* **35:** 12-18.

Tabela C.1. Análises químicas de rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna e granitóides regionais, obtidas por FRX no IG-USP e por fotometria de chama no IG-USP e GEOSOL (Na_2O). Primeira linha: análises sem correção e Na_2O do IG-USP; segunda linha: análises com correção e Na_2O do IG-USP; terceira linha: análises com correção e Na_2O da GEOSOL.

Óxidos/ Amostra	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	Total
SC-42	56,42	1,51	17,46	8,41	0,14	3,54	6,37	3,71	3,29	0,61	0,50	102,96
	54,73	1,73	16,89	8,83	0,13	3,23	6,34	3,71	3,22	0,69	0,50	100,00
	55,14	1,74	17,01	8,90	0,13	3,25	6,39	3,00	3,24	0,70	0,50	100,00
SC-158C	57,48	1,48	17,50	8,46	0,14	3,45	6,16	3,75	3,06	0,57	0,42	102,47
	55,68	1,66	16,84	8,75	0,12	3,12	6,06	3,75	2,97	0,64	0,42	100,01
	55,88	1,67	16,90	8,78	0,13	3,13	6,08	3,40	3,00	0,64	0,42	100,03
SC-333	57,47	1,45	17,46	8,37	0,14	3,34	5,99	3,46	3,26	0,59	0,49	102,02
	55,98	1,65	16,66	8,75	0,13	3,05	5,97	3,46	3,20	0,66	0,49	100,00
	56,24	1,66	16,74	8,79	0,13	3,07	6,00	3,00	3,22	0,67	0,49	100,01
SC-156A	57,94	1,45	17,38	8,15	0,14	3,38	6,10	4,38	2,92	0,60	0,52	102,96
	55,91	1,62	16,57	8,38	0,12	3,04	5,96	4,38	2,82	0,68	0,52	100,00
	56,48	1,64	16,74	8,46	0,12	3,07	6,02	3,40	2,85	0,68	0,52	99,98
IU-104	60,61	1,36	17,69	6,72	0,13	2,93	5,72	3,48	3,75	0,51	0,41	103,31
	58,47	1,54	16,61	6,88	0,11	2,57	5,64	3,48	3,70	0,57	0,41	99,98
	58,83	1,55	16,71	6,92	0,11	2,59	5,68	2,90	3,73	0,57	0,41	100,00

Tabela C.1. Continuação

SC-57	56,29	1,57	17,43	8,77	0,14	3,66	6,68	3,88	2,98	0,60	0,56	102,56
	54,27	1,77	16,79	9,16	0,13	3,33	6,57	3,88	2,87	0,67	0,56	100,00
	54,83	1,79	16,97	9,25	0,13	3,36	6,64	2,90	2,90	0,68	0,56	100,01
PH-145	60,40	1,43	17,34	6,70	0,11	2,99	5,28	3,50	3,99	0,53	0,65	102,92
	58,45	1,62	16,29	6,90	0,10	2,65	5,27	3,50	3,99	0,59	0,65	100,01
	58,75	1,63	16,37	6,94	0,10	2,66	5,30	3,00	4,01	0,59	0,65	100,00
PH-165	60,89	1,32	16,18	6,76	0,12	2,66	4,92	3,61	3,88	0,55	0,73	101,62
	59,59	1,53	15,33	7,10	0,11	2,40	5,01	3,61	3,96	0,63	0,73	100,00
	60,03	1,54	15,44	7,15	0,11	2,42	5,05	2,90	3,99	0,64	0,73	100,00
PH-140A	62,52	1,18	16,46	6,21	0,11	2,40	4,62	3,58	4,09	0,48	0,69	102,34
	60,94	1,36	15,40	6,42	0,09	2,13	4,67	3,58	4,18	0,54	0,69	100,00
	61,43	1,37	15,53	6,47	0,10	2,15	4,71	2,80	4,22	0,54	0,69	100,01
PH-02A	63,81	1,22	16,65	6,13	0,11	2,51	4,69	3,69	3,82	0,48	0,14	103,25
	61,88	1,38	15,33	6,24	0,09	2,20	4,66	3,69	3,85	0,54	0,14	100,00
	62,20	1,39	15,41	6,27	0,09	2,21	4,68	3,20	3,90	0,54	0,14	100,03
PH-01	66,96	0,91	16,57	4,64	0,09	1,96	3,48	3,28	4,73	0,39	0,39	103,40
	65,02	1,04	14,95	4,70	0,08	1,68	3,51	3,28	4,93	0,43	0,39	100,01
	65,34	1,05	15,03	4,72	0,08	1,68	3,53	2,80	4,95	0,43	0,39	100,00
PH-138	67,30	0,72	16,10	3,85	0,07	1,56	2,85	3,32	4,90	0,27	0,77	101,71
	66,38	0,84	14,72	4,00	0,07	1,36	2,96	3,32	5,29	0,30	0,77	100,01
	66,74	0,84	14,80	4,02	0,07	1,37	2,98	2,80	5,31	0,30	0,77	100,00

Tabela C.1. Continuação

PH-153	67,51	0,77	15,96	3,92	0,08	1,53	2,84	3,53	4,93	0,28	0,78	102,13
	66,29	0,89	14,50	4,06	0,07	1,33	2,95	3,53	5,29	0,31	0,78	100,00
	66,87	0,90	14,63	4,09	0,07	1,34	2,97	2,70	5,34	0,31	0,78	100,00
PH-146	71,24	0,61	15,30	2,87	0,04	1,28	2,59	2,94	4,64	0,19	0,55	102,25
	70,14	0,70	13,61	3,02	0,04	1,10	2,68	2,94	5,00	0,21	0,55	99,99
	70,46	0,71	13,68	3,04	0,04	1,10	2,69	2,50	5,02	0,21	0,55	100,00
PH-85A	57,60	1,62	16,01	8,82	0,12	4,12	6,44	3,46	2,91	0,64	0,70	102,44
	55,64	1,83	15,34	9,23	0,11	3,79	6,36	3,46	2,81	0,72	0,70	99,99
	55,91	1,84	15,42	9,28	0,11	3,81	6,39	3,00	2,82	0,72	0,70	100,00
IU-16B	62,13	1,24	16,31	6,95	0,10	2,69	4,92	3,44	3,99	0,50	0,28	102,55
	60,37	1,42	15,28	7,16	0,09	2,41	4,95	3,44	4,03	0,56	0,28	99,99
	60,83	1,44	15,40	7,22	0,09	2,42	4,99	2,70	4,06	0,57	0,28	100,00
IU-16A	62,27	1,17	16,97	6,56	0,10	2,57	4,97	3,22	3,86	0,44	0,48	102,51
	60,60	1,34	15,88	6,73	0,09	2,28	4,97	3,22	3,91	0,49	0,48	99,99
	60,87	1,35	15,95	6,76	0,09	2,29	4,99	2,80	3,92	0,49	0,48	99,99
IU-17B	62,53	1,18	16,17	6,49	0,09	2,29	4,42	3,13	4,40	0,44	0,52	101,66
	61,25	1,37	15,20	6,78	0,09	2,06	4,54	3,13	4,56	0,49	0,52	99,99
	61,46	1,38	15,25	6,80	0,09	2,07	4,56	2,80	4,58	0,49	0,52	100,00
IU-06C	63,79	1,09	16,68	5,96	0,09	2,14	4,42	3,29	3,95	0,39	0,90	102,70
	62,19	1,25	15,42	6,09	0,08	1,88	4,43	3,29	4,04	0,43	0,90	100,00
	62,50	1,25	15,49	6,12	0,08	1,89	4,46	2,80	4,06	0,43	0,90	99,98

Tabela C.1. Continuação

IU-88	63,90	1,03	16,66	5,77	0,09	2,24	4,28	3,49	4,30	0,40	0,41	102,57
	62,30	1,19	15,49	5,90	0,08	1,96	4,33	3,49	4,42	0,44	0,41	100,01
	62,81	1,20	15,61	5,95	0,08	1,98	4,36	2,70	4,46	0,44	0,41	100,00
IU-07A	63,72	1,01	16,48	5,73	0,09	2,04	4,08	3,32	4,62	0,38	0,35	101,82
	62,54	1,18	15,30	5,95	0,08	1,81	4,20	3,32	4,84	0,43	0,35	100,00
	63,07	1,19	15,43	6,00	0,08	1,83	4,24	2,50	4,89	0,43	0,35	100,01
IU-15C	63,88	1,05	16,20	5,70	0,08	2,01	4,34	3,09	4,26	0,36	0,68	101,65
	62,82	1,23	15,04	5,96	0,07	1,80	4,47	3,09	4,46	0,40	0,68	100,02
	63,08	1,23	15,10	5,98	0,07	1,80	4,48	2,70	4,48	0,40	0,68	100,00
IU-08A	64,32	1,02	16,09	5,69	0,08	2,04	4,26	3,15	4,22	0,38	0,53	101,78
	63,22	1,19	14,89	5,92	0,08	1,81	4,37	3,15	4,41	0,42	0,53	99,99
	63,78	1,20	15,02	5,98	0,08	1,83	4,41	2,30	4,45	0,43	0,53	100,01
IU-29A	65,04	0,98	15,86	5,33	0,12	2,09	4,12	3,22	3,97	0,37	0,50	101,60
	64,15	1,14	14,73	5,53	0,11	1,86	4,20	3,22	4,15	0,41	0,50	100,00
	64,76	1,15	14,87	5,58	0,11	1,88	4,24	2,30	4,19	0,41	0,50	99,99
IU-12A	66,83	0,81	15,96	4,49	0,07	1,70	3,68	3,21	4,21	0,30	0,67	101,93
	65,85	0,94	14,55	4,65	0,07	1,49	3,78	3,21	4,46	0,34	0,67	100,01
	66,27	0,95	14,64	4,68	0,07	1,50	3,80	2,60	4,48	0,34	0,67	100,00
IU-08B	61,41	1,13	16,33	6,63	0,10	2,31	4,75	3,07	4,14	0,42	0,58	100,87
	60,66	1,33	15,47	7,01	0,09	2,10	4,91	3,07	4,31	0,47	0,58	100,00
	60,89	1,33	15,53	7,03	0,09	2,11	4,93	2,70	4,33	0,47	0,58	99,99

Tabela C.1. Continuação

IU-28C	62,26	1,22	16,50	6,83	0,10	2,42	5,05	3,15	3,62	0,46	0,62	102,23
	60,77	1,40	15,53	7,05	0,09	2,16	5,06	3,15	3,65	0,51	0,62	99,99
	60,99	1,41	15,58	7,08	0,09	2,17	5,08	2,80	3,67	0,51	0,62	100,00
SC-29	73,85	0,34	15,88	1,48	0,03	0,66	1,41	2,95	6,06	0,09	0,16	102,91
	72,14	0,39	13,72	1,71	0,03	0,55	1,52	2,95	6,73	0,09	0,16	99,99
	72,62	0,40	13,81	1,75	0,03	0,55	1,54	2,30	6,77	0,10	0,16	100,03
PH-136	77,12	0,20	14,66	0,92	0,03	0,32	1,19	2,91	5,03	0,05	0,73	103,16
	75,34	0,22	12,45	1,19	0,02	0,28	1,28	2,91	5,53	0,05	0,73	100,00
	75,81	0,22	12,53	1,20	0,02	0,28	1,29	2,30	5,56	0,05	0,73	99,99
SC-347	77,08	0,20	14,95	0,97	0,05	0,36	1,16	3,29	4,83	0,05	0,90	103,84
	74,85	0,21	12,65	1,24	0,04	0,31	1,23	3,29	5,23	0,05	0,90	100,00
	75,23	0,21	12,72	1,25	0,04	0,31	1,23	2,80	5,26	0,05	0,90	100,00
SC-344	67,70	0,79	16,27	4,83	0,11	1,73	3,20	2,24	4,17	0,32	0,44	101,80
	66,93	0,90	14,97	4,92	0,10	1,51	3,26	2,24	4,38	0,35	0,44	100,00
	66,47	0,89	14,87	4,89	0,10	1,50	3,23	2,90	4,36	0,35	0,44	100,00
PH-199	68,74	0,58	15,70	4,36	0,07	1,06	2,36	3,36	4,86	0,21	0,40	101,70
	67,89	0,67	14,28	4,45	0,06	0,93	2,47	3,36	5,27	0,23	0,40	100,01
	68,49	0,68	14,41	4,49	0,06	0,93	2,49	2,50	5,32	0,23	0,40	100,00
SC-146	72,61	0,45	15,37	2,67	0,07	0,94	1,88	3,48	4,91	0,16	0,59	103,13
	70,91	0,51	13,47	2,77	0,06	0,80	1,95	3,48	5,30	0,17	0,59	100,01
	71,41	0,51	13,57	2,79	0,06	0,80	1,96	2,80	5,33	0,17	0,59	99,99

Tabela C.1. Continuação

PH-31C	74,38	0,27	15,33	1,81	0,05	0,58	1,42	3,36	5,17	0,08	0,69	103,14
	72,63	0,30	13,27	1,97	0,04	0,49	1,51	3,36	5,65	0,09	0,69	100,00
	73,28	0,30	13,39	1,99	0,04	0,49	1,52	2,40	5,70	0,09	0,69	99,99
PH-89A	73,67	0,38	15,49	1,97	0,06	0,72	1,59	3,49	5,05	0,12	0,26	102,80
	72,27	0,43	13,44	2,13	0,05	0,61	1,68	3,49	5,51	0,12	0,26	99,99
	72,72	0,43	13,52	2,15	0,05	0,61	1,69	2,90	5,55	0,13	0,26	100,01
PH-87A	74,13	0,33	15,32	1,75	0,07	0,57	1,44	3,65	5,08	0,10	0,29	102,73
	72,75	0,37	13,24	1,94	0,06	0,49	1,53	3,65	5,58	0,10	0,29	100,00
	73,24	0,37	13,33	1,95	0,06	0,49	1,54	3,00	5,61	0,10	0,29	99,98
PH-91A	74,71	0,32	15,69	1,69	0,07	0,55	1,41	3,61	5,02	0,09	0,24	103,40
	72,92	0,35	13,48	1,86	0,06	0,47	1,48	3,61	5,45	0,09	0,24	100,01
	73,31	0,35	13,55	1,87	0,06	0,47	1,49	3,10	5,48	0,09	0,24	100,01
PH-68A	75,03	0,30	15,67	1,51	0,04	0,68	1,64	3,02	5,25	0,10	0,33	103,57
	73,11	0,34	13,38	1,71	0,03	0,56	1,72	3,02	5,70	0,10	0,33	100,00
	73,57	0,34	13,47	1,72	0,03	0,57	1,73	2,40	5,74	0,10	0,33	100,00
PH-154	74,65	0,39	15,57	2,06	0,04	0,79	1,42	2,59	6,00	0,11	0,27	103,89
	72,31	0,44	13,31	2,20	0,04	0,65	1,52	2,59	6,56	0,12	0,27	100,01
	72,60	0,44	13,36	2,21	0,04	0,65	1,53	2,20	6,59	0,12	0,27	100,01
PH-144A	74,10	0,37	15,30	1,78	0,04	0,75	1,46	2,55	5,81	0,11	0,74	103,01
	72,36	0,42	13,17	1,98	0,03	0,63	1,58	2,55	6,43	0,12	0,74	100,01
	72,77	0,42	13,25	1,99	0,03	0,63	1,59	2,00	6,46	0,12	0,74	100,00

Tabela C.1. Continuação

PH-143	74,77	0,34	15,16	1,71	0,05	0,52	1,39	2,82	5,65	0,10	0,39	102,90
	73,12	0,39	13,00	1,91	0,04	0,44	1,50	2,82	6,26	0,11	0,39	99,98
	73,51	0,39	13,07	1,92	0,04	0,45	1,51	2,30	6,29	0,11	0,39	99,98
PH-158C	70,44	0,57	16,39	3,74	0,06	1,25	2,55	2,99	5,18	0,21	0,70	104,08
	68,09	0,64	14,42	3,75	0,06	1,05	2,60	2,99	5,47	0,23	0,70	100,00
	68,51	0,65	14,51	3,77	0,06	1,06	2,61	2,40	5,50	0,23	0,70	100,00
IU-17A	52,47	2,52	15,79	11,82	0,14	4,91	7,94	3,40	2,66	0,96	0,69	103,30
	49,82	2,82	15,30	11,65	0,13	4,67	7,87	3,40	2,49	1,16	0,69	100,00
	50,18	2,84	15,41	11,74	0,13	4,71	7,93	2,70	2,50	1,17	0,69	100,00
PH-68B	52,82	2,02	16,89	9,70	0,14	3,55	7,19	4,48	3,45	0,95	0,54	101,73
	50,41	2,32	16,43	10,61	0,13	3,33	7,27	4,48	3,32	1,16	0,54	100,00
	51,14	2,36	16,67	10,76	0,13	3,38	7,38	3,10	3,37	1,18	0,54	100,01
IU-17A1	54,84	2,40	15,97	9,16	0,14	4,68	7,83	3,86	2,51	0,97	0,99	103,35
	51,86	2,68	15,15	9,82	0,12	4,32	7,67	3,86	2,35	1,17	0,99	99,99
	52,33	2,70	15,29	9,91	0,12	4,36	7,74	3,00	2,37	1,18	0,99	99,99
IU-15A	54,02	2,13	15,20	9,47	0,15	4,70	7,49	3,24	3,12	0,82	0,45	100,79
	52,28	2,49	14,75	10,51	0,14	4,50	7,64	3,24	3,02	0,97	0,45	99,99
	52,73	2,51	14,88	10,60	0,15	4,54	7,71	2,40	3,04	0,98	0,45	99,99
PH-192	66,79	0,76	16,12	4,98	0,10	1,49	3,53	3,71	2,89	0,25	0,53	101,15
	66,63	0,86	15,00	5,04	0,09	1,32	3,54	3,71	3,01	0,27	0,53	100,00
	66,98	0,86	15,08	5,06	0,09	1,33	3,56	3,20	3,03	0,28	0,53	100,00

Tabela C.1. Continuação

PH-11	71,07	0,49	15,50	3,23	0,06	0,96	2,15	3,36	4,34	0,17	0,53	101,86
	70,35	0,56	13,90	3,32	0,05	0,83	2,23	3,36	4,69	0,18	0,53	100,00
	70,61	0,56	13,95	3,34	0,05	0,83	2,24	3,00	4,71	0,18	0,53	100,00
PH-83C	73,90	0,32	15,23	2,78	0,08	0,69	1,70	2,98	5,02	0,09	0,69	103,48
	71,96	0,36	13,23	2,84	0,07	0,59	1,77	2,98	5,42	0,10	0,69	100,01
	72,32	0,36	13,30	2,85	0,07	0,59	1,78	2,50	5,45	0,10	0,69	100,01
SC-77B	70,42	0,46	15,33	3,56	0,07	1,15	2,26	3,43	4,47	0,19	0,54	101,88
	69,62	0,53	13,77	3,65	0,06	1,00	2,35	3,43	4,83	0,21	0,54	99,99
	70,15	0,53	13,88	3,67	0,06	1,01	2,37	2,70	4,87	0,21	0,54	99,99
SC-77A	75,44	0,20	14,83	1,74	0,04	0,48	1,02	2,66	6,07	0,10	0,78	103,36
	73,30	0,22	12,69	1,93	0,03	0,41	1,13	2,66	6,75	0,10	0,78	100,00
	73,73	0,22	12,76	1,94	0,03	0,41	1,14	2,10	6,79	0,10	0,78	100,00
PH-182A	69,40	0,60	15,62	3,68	0,05	0,73	1,67	3,67	5,27	0,16	0,56	101,41
	68,66	0,70	14,13	3,80	0,04	0,64	1,81	3,67	5,82	0,17	0,56	100,00
	69,07	0,70	14,21	3,82	0,04	0,64	1,82	3,10	5,86	0,17	0,56	99,99
PH-182B	71,59	0,39	15,78	2,69	0,05	0,51	1,39	3,58	5,16	0,10	0,78	102,02
	70,56	0,45	14,03	2,81	0,04	0,44	1,50	3,58	5,68	0,11	0,78	99,98
	71,07	0,45	14,13	2,83	0,04	0,44	1,51	2,90	5,72	0,11	0,78	99,98
PH-12C	73,11	0,37	15,42	2,86	0,04	0,53	1,19	3,05	5,87	0,09	0,55	103,08
	71,21	0,42	13,47	2,94	0,04	0,46	1,30	3,05	6,48	0,09	0,55	100,01
	71,69	0,42	13,56	2,96	0,04	0,46	1,31	2,90	6,52	0,09	0,55	100,00

Tabela C.1. Continuação

PH-200	73,44	0,47	15,51	2,59	0,07	0,60	1,35	3,36	5,79	0,11	0,34	103,63
	71,18	0,53	13,45	2,68	0,06	0,51	1,44	3,36	6,33	0,11	0,34	99,99
	71,82	0,54	13,57	2,71	0,06	0,51	1,46	2,40	6,38	0,11	0,34	100,00
PH-173B	60,86	0,79	18,55	4,25	0,07	1,44	3,39	3,99	6,06	0,26	0,46	100,12
	60,34	0,96	17,82	4,53	0,07	1,26	3,64	3,99	6,65	0,29	0,46	100,01
	60,90	0,96	17,98	4,57	0,07	1,27	3,67	3,10	6,72	0,29	0,46	99,99
PH-187	63,41	0,50	18,34	4,15	0,06	1,12	2,76	3,22	6,56	0,24	0,20	100,56
	62,71	0,60	17,35	4,36	0,06	0,98	2,98	3,22	7,29	0,25	0,20	100,00
	63,04	0,60	17,45	4,39	0,06	0,98	3,00	2,70	7,33	0,26	0,20	100,01

Tabela C.2. Análises químicas de elementos traços (em ppm) para rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna e granitóides regionais.

Fácies Amostra	F_1 SC-333	F_8 PH-01	F_{12} IU-28A/C	F_{17} SC-347	F_{21} PH-87A
Hf	6,6	5,9	6,5	2,6	5,4
Sc	14,4	8,2	9,5	nd	3,3
Ta	0,8	1,0	1,1	<0,5	2,0
Cs	1,5	1,5	1,3	3,4	1,8
Th	7,6	9,8	5,4	17,3	18,8
U	1,0	0,9	0,9	2,2	2,8

Fácies Amostra	F_{22} PH-143	EM IU-15A	bge/i PH-182A	hbm PH-173B
Hf	4,7	3,9	11,3	10,0
Sc	4,1	16,8	3,2	8,5
Ta	<0,5	1,2	1,5	<0,5
Cs	3,1	1,1	1,6	1,2
Th	8,7	2,9	17,8	9,6
U	1,4	0,5	1,9	0,4

Unidade São José da Prata = F_1.

Unidade Ipuiúna = F_8 e F_{12}.

Unidade Serra do Pau d'Alho = F_{17} a F_{22}.

Enclave Máfico = EM.

Granito "tipo Pinhal" = bge/i.

Monzonito Maravilha = hbm.

Tabela C.3. Normas CIPW para as rochas do Batólito Pinhal-Ipuiúna e granitóides regionais.

Unidade	São José da Prata						Ipuiúna								
Fácies	F_1	F_1	F_1	F_1	F_2	F_4	F_7	F_7	F_7	F_7	F_8	F_8	F_8	F_9	F_{11}
Amostra	SC-42	SC158C	SC-333	SC156A	IU-104	SC-57	PH-145	PH-165	PH140A	PH-02A	PH-01	PH-138	PH-153	PH-146	PH-85A
Quartzo	6,64	6,54	8,61	7,99	11,65	7,21	10,97	14,32	16,22	15,90	20,66	22,94	23,63	30,51	8,63
Ortoclásio	19,49	18,13	19,32	17,30	22,21	17,65	23,64	22,98	24,26	22,63	28,01	29,02	29,20	27,47	17,25
Albita	25,38	28,77	25,38	28,77	24,54	24,54	25,38	24,54	23,69	27,07	23,69	23,69	22,84	21,15	25,38
Anortita	23,32	21,91	22,68	21,88	21,61	24,59	19,52	17,74	17,81	16,48	14,58	12,98	12,85	12,15	20,08
Diopsídio	4,08	4,62	3,20	4,20	3,42	4,39	3,29	3,11	2,21	3,55	0,70	0,00	0,00	0,00	6,81
Hiperstênio	11,53	11,05	11,57	10,88	8,90	11,88	8,97	8,70	8,18	7,54	6,73	5,85	5,78	4,42	11,76
Magnetita	3,66	3,68	3,64	3,54	2,92	3,81	2,91	2,94	2,70	2,67	2,02	1,67	1,70	1,25	3,84
Ilmenita	2,87	2,81	2,75	2,75	2,58	2,98	2,72	2,51	2,24	2,32	1,73	1,37	1,46	1,16	3,08
Apatita	1,46	1,37	1,42	1,44	1,23	1,44	1,28	1,32	1,16	1,16	0,95	0,65	0,68	0,46	1,53
Cromita	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Zircão	0,06	0,07	0,06	0,07	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,04
Coríndon	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,17	0,13	0,00
Total	98,50	98,95	98,63	98,83	99,12	98,55	98,75	98,23	99,38	99,38	99,12	98,39	98,39	98,74	98,40

Tabela C.3. Continuação

Unidade	Ipuiúna												Serra do Pau d'Alho		
Fácies	F_{12}	F_{12}	F_{12}	F_{12}	F_{12}	F_{12}	F_{12}	F_{13}	F_{13}	F_{13}	F_{14}	F_{14}	F_{16}	F_{16}	F_{17}
Amostra	IU-16B	IU-16A	IU-17B	IU-06C	IU-88	IU-07A	IU-15C	IU-08A	IU-29A	IU-12A	IU-08B	IU-28C	SC-29	PH-136	SC-347
Quartzo	15,58	15,39	15,61	18,32	17,99	18,70	18,87	21,74	23,76	24,42	15,66	16,55	31,93	39,95	37,23
Ortoclásio	23,64	22,87	26,06	23,40	25,47	27,36	25,23	25,00	23,53	24,94	24,52	21,44	35,88	29,80	28,64
Albita	22,84	23,69	23,69	23,69	22,84	21,15	22,84	19,46	19,46	22,00	22,84	23,69	19,46	19,46	23,69
Anortita	18,19	19,64	16,15	18,12	17,87	17,34	16,60	18,30	18,62	15,91	18,12	19,33	6,68	5,85	5,60
Diopsídio	2,93	2,28	3,01	1,54	1,14	0,92	2,72	0,85	0,02	0,72	2,78	2,74	0,00	0,00	0,00
Hiperstênio	9,05	8,81	7,81	7,74	8,09	7,82	6,75	7,78	8,12	6,26	8,24	8,45	2,21	1,26	1,42
Magnetita	3,02	2,85	2,82	2,59	2,51	2,49	2,48	2,47	2,32	1,95	2,88	2,97	0,64	0,40	0,42
Ilmenita	2,35	2,22	2,24	2,07	1,96	1,92	1,99	1,94	1,86	1,54	2,15	2,32	0,65	0,38	0,38
Apatita	1,20	1,06	1,06	0,94	0,96	0,92	0,87	0,92	0,89	0,72	1,01	1,11	0,22	0,12	0,12
Cromita	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Zircão	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,03	0,03	0,02
Corindon	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	1,17	0,83
Total	98,88	98,88	98,52	98,48	98,89	98,68	98,42	98,52	98,64	98,51	98,27	98,65	98,74	98,42	98,37

Tabela C.3. Continuação

Unidade	Serra do Pau d'Alho												Enclaves Máficos			
Fácies	F_{19}	F_{20}	F_{20}	F_{20}	F_{21}	F_{21}	F_{21}	F_{21}	F_{22}	F_{22}	F_{22}	F_{23}	E_{IPU}	E_{SPA}	E_{IPU}	E_{IPU}
Amostra	SC-344	PH-199	SC-146	PH-31C	PH-89A	PH-87A	PH-91A	PH-68A	PH-154	PH144A	PH-143	PH158C	IU-17A	PH-68B	IU17A1	IU-15A
Quartzo	23,73	27,90	30,57	34,67	31,76	32,10	31,91	34,79	32,33	34,44	34,37	26,82	2,10	1,02	5,02	6,15
Ortoclásio	24,73	28,82	29,11	30,65	29,94	30,12	29,76	31,11	35,51	34,39	33,46	30,68	15,76	20,42	14,88	18,49
Albita	24,54	21,15	23,69	21,15	24,54	25,38	26,23	20,31	18,61	16,92	19,46	20,31	22,84	26,23	25,38	20,31
Anortita	14,23	10,62	8,55	6,74	7,48	6,80	6,70	7,93	6,80	7,00	6,68	11,93	22,12	21,53	20,88	20,67
Diopsídio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,41	7,50	9,80	9,53
Hiperstênio	7,03	5,45	3,81	2,52	2,79	2,40	2,31	2,37	2,92	2,65	2,21	5,21	14,01	10,52	10,77	12,09
Magnetita	2,10	1,90	1,16	0,79	0,86	0,76	0,73	0,66	0,90	0,77	0,74	1,63	5,14	4,22	3,98	4,12
Ilmenita	1,50	1,10	0,85	0,51	0,72	0,63	0,61	0,57	0,74	0,70	0,65	1,08	4,79	3,84	4,56	4,04
Apatita	0,77	0,51	0,39	0,19	0,29	0,24	0,22	0,24	0,27	0,27	0,25	0,51	2,29	2,30	2,31	1,96
Cromita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Zircão	0,06	0,06	0,04	0,04	0,06	0,05	0,05	0,24	0,06	0,05	0,04	0,06	0,05	0,04	0,05	0,03
Corindon	0,39	1,15	0,52	1,21	0,56	0,41	0,57	0,96	0,78	1,13	0,74	0,62	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,08	98,66	98,70	98,47	99,01	98,90	99,09	98,98	98,93	98,33	98,59	98,85	98,52	97,65	97,65	97,40

Tabela C.3. Continuação

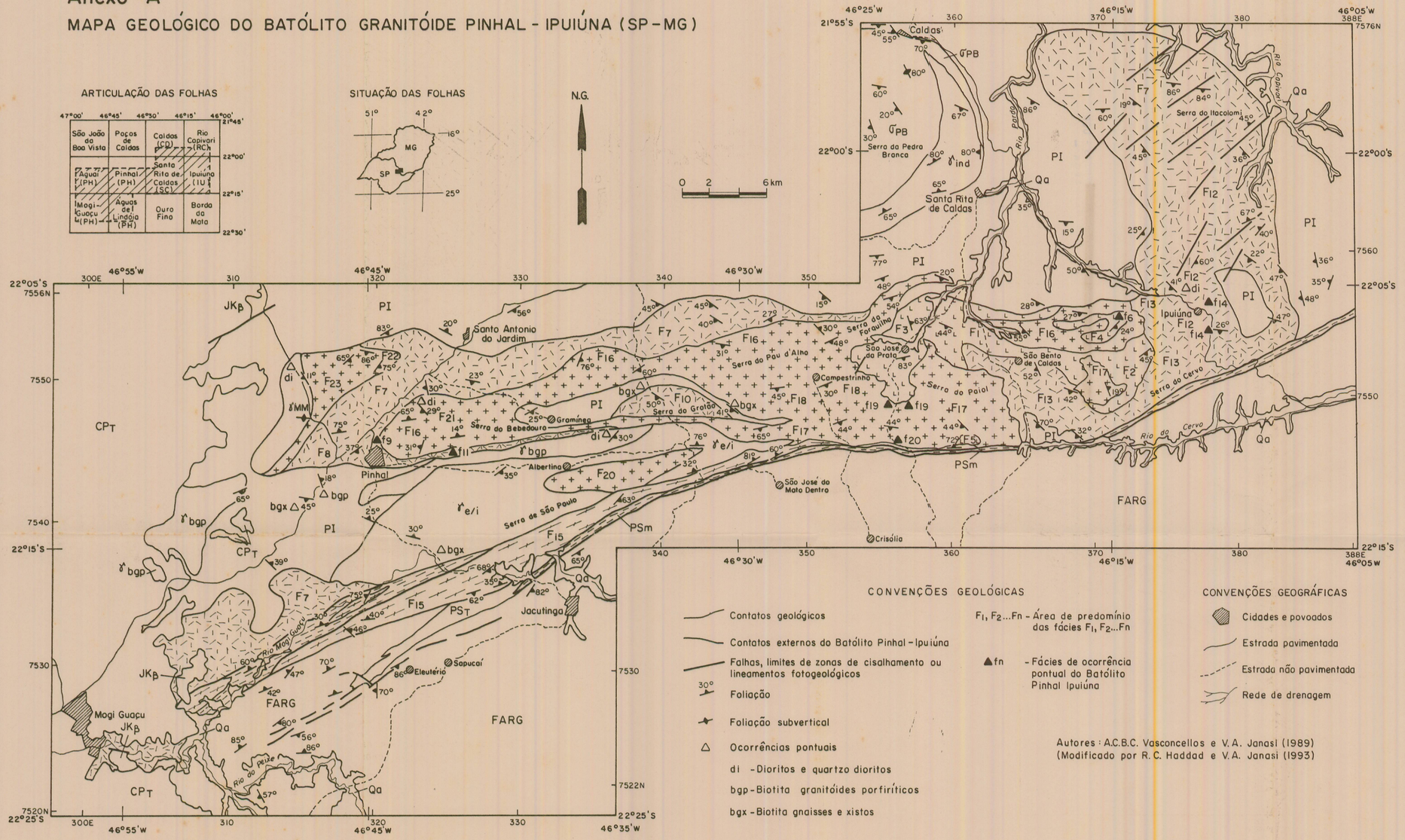
Unidade	Complexo Pinhal			Granitos "tipo" Pinhal						Monz. Maravilha	
Fácies	bmgp	bmp	bmp	bge	bge	bge/i	bge/i	bge/i	bge/i	hbm	hbm
Amostra	PH-192	PH-11	PH-83C	SC-77B	SC-77A	PH182A	PH182B	PH-12C	PH-200	PH173B	PH-187
Quartzo	26,69	30,00	33,19	30,17	34,99	25,42	29,94	28,24	31,41	9,48	13,70
Ortoclásio	17,15	25,71	29,74	26,50	35,96	31,23	30,58	34,77	34,30	35,87	38,84
Albita	27,07	25,38	21,15	22,84	17,77	26,23	24,54	24,54	20,31	26,23	22,84
Anortita	16,30	9,86	8,04	10,27	4,71	7,76	6,85	5,65	6,23	16,50	13,18
Diopsídio	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hiperstênio	6,77	4,31	3,62	5,12	2,35	4,04	2,99	3,21	2,98	5,85	5,50
Magnetita	2,17	1,40	1,21	1,55	0,76	1,60	1,17	1,24	1,13	1,85	1,80
Ilmenita	1,44	0,93	0,61	0,87	0,38	1,14	0,74	0,70	0,89	1,50	0,95
Apatita	0,60	0,41	0,22	0,46	0,25	0,39	0,25	0,22	0,27	0,64	0,59
Cromita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zircão	0,04	0,05	0,05	0,06	0,06	0,07	0,13	0,10	0,10	0,11	0,10
Corindon	0,73	0,72	0,81	0,85	1,02	0,59	1,30	0,38	1,08	0,37	1,15
Total	98,98	98,78	98,64	98,69	98,24	98,48	98,49	99,05	98,70	98,41	98,66

Normas calculadas para $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)=0,3$.

+2169
Instituto de Geociencias - Biblioteca

Anexo A

MAPA GEOLÓGICO DO BATÓLITO GRANITÓIDE PINHAL - IPUIÚNA (SP-MG)



LEGENDA

Qa — Aluviões Recentes

CPT / JKβ — Bacia do Paraná: sedimentos do Grupo Tubarão (CPT) e intrusivas básicas (JKβ).

PST — Formação Eleutério: metarenitos arcosianos, metarcósios e termos conglomeráticos com seixos de quartzitos locais.

PSm — Zonas Lineares de Cisalhamento: milonitos e blastomilonitos finos com níveis de protomilonitos (granito-gnaisses ocelares).

MACIÇO SIENÍTICO DA PEDRA BRANCA (600-580 Ma?)

σPB — Clinopiroxênio sienitos a quartzo sienitos laminados, em geral grossos.

MACIÇO MONZONÍTICO MARAVILHA

δMM — Hornblenda-biotita monzonitos a quartzo monzonitos inequigranulares médios a grossos e equigranulares médios com textura orientada local.

GRANITÓIDES MIGMATÍTICOS (600-650 Ma?)

γe/i — Biotita granitos equigranulares a inequigranulares médios, heterogêneos e com feições nebulíticas.

BATÓLITO GRANITÓIDE PINHAL-IPUIÚNA (ca. 640 Ma)

Unidade Serra do Pau d'Alho: (hornblenda)-biotita sienogranitos e monzogranitos inequigranulares grossos-muito grossos a porfiróides, foliados, com IC~5.

Unidade Ipuiúna: (hornblenda)-biotita quartzo monzonitos a monzogranitos e biotita-hornblenda-quartzo monzodioritos subordinados, porfiríticos e foliados, com IC~15 e megacristais de feldspato alcalino de 3 a 5 cm (γbgp);

(hornblenda)-biotita "augen" gnaisses com megacristais ocelares de feldspato alcalino em torno de 2cm, localmente fitados (γbgp).

Unidade São José da Prata: (clinopiroxênio)-biotita-hornblenda-quartzo monzodioritos porfiríticos (megacristais de feldspato alcalino de 1,5 a 3cm) e equigranulares médios, com IC~20; hornblenda-biotita-quartzo sienitos e quartzo monzonitos porfiríticos locais; todos foliados.

GRANITÓIDES CÁLCIO-ALCALINOS POTÁSSICOS INDIVISOS (ca. 640 Ma)

δind — (Hornblenda)-biotita granitos porfiróides a porfiríticos, em geral grossos.

COMPLEXO PINHAL (Neoproterozóico)

PI / γbgp — Granodioritos a tonalitos e granitos ortognássicos equigranulares, e biotita gnaisses migmatíticos (PI); biotita monzogranitos e granodioritos porfiríticos (γbgp)

COMPLEXO CACONDE (Meso-Neoproterozóico)

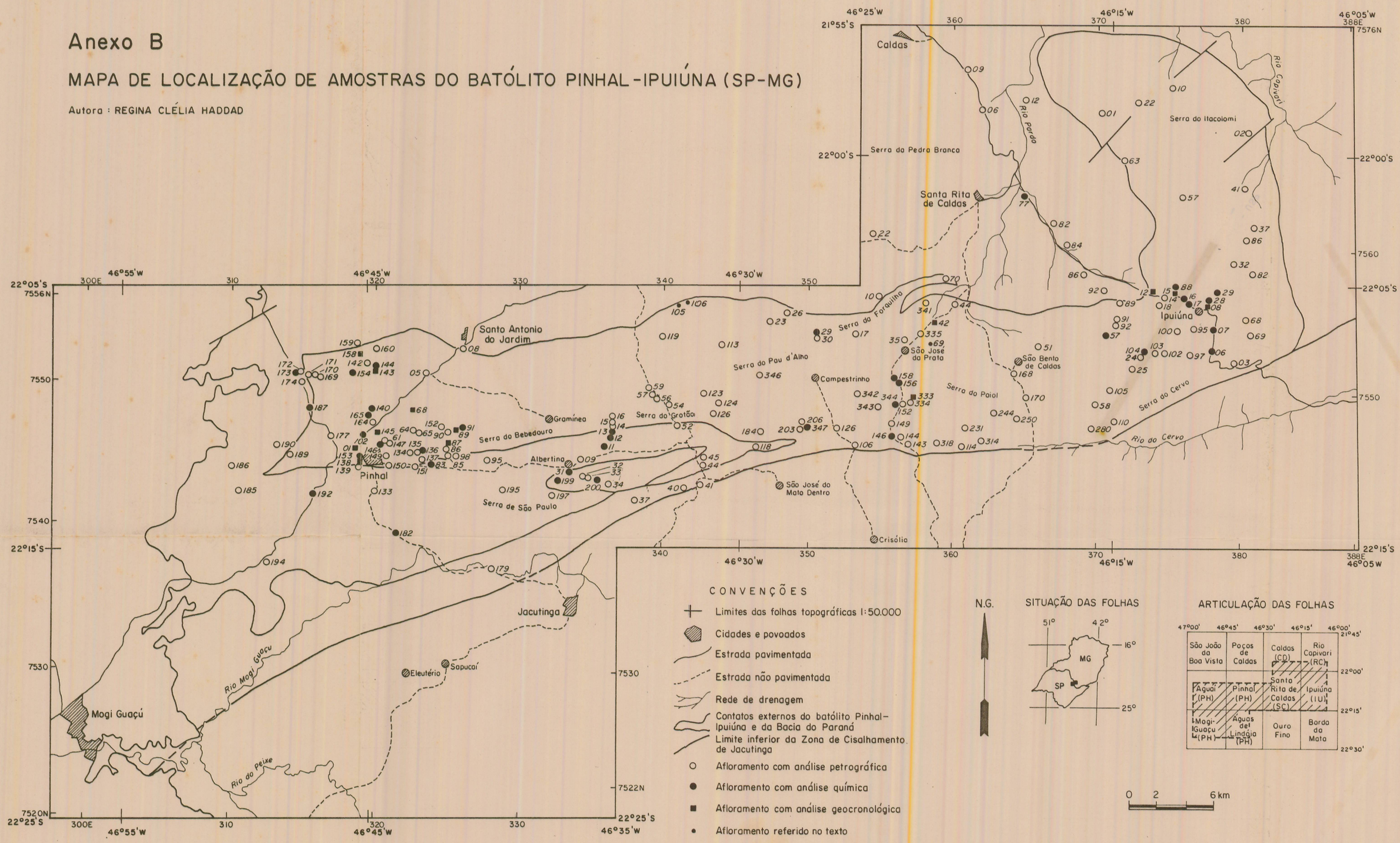
bgx — Biotita gnaisses migmatíticos com níveis xistosos e intercalações de rochas cálcio-silicáticas (ocorrências pontuais).

FAIXA ALTO RIO GRANDE

FARG — Grupos Itapira e Andrelândia (Mesoproterozóico) e embasamento (Arqueano) indivisos.

T2169
Instituto de Geociências - Biblioteca

Anexo B

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE AMOSTRAS DO BATÓLITO PINHAL-IPUIÚNA (SP-MG)

Autora : REGINA CLÉLIA HADDAD