UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA E GEOTECTÔNICA

CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DE GRANITOS SIN- E TARDI-OROGÊNICOS DA PORÇÃO CENTRAL DO BATÓLITO AGUDOS GRANDES, SP, COM BASE EM GEOQUÍMICA DE MINERAIS E ROCHAS

Lucelene Martins Orientador: Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo 2001

"À minha carinhosa e cuidadosa família, em especial a pequena Ana"

1.	INT	RODUÇÃO	1
	1.1.	Apresentação	1
	1.2.	ABORDAGEM E ABRANGÊNCIA DO TRABALHO	2
	1.3.	LOCALIZAÇÃO E ACESSOS	3
	1.4.	MATERIAIS E MÉTODOS	5
	1.4.1	. Familiarização com a geologia local	5
	1.4.2	2. Análises petrográficas	5
	1.4.3	B. Medidas de susceptibilidade magnética	6
	1.4.4	4. Análises minerais por microssonda eletrônica	6
	1.4.5	5. Análises minerais por via úmida	8
	1.4.0	5. Química de rochas	8
2.	SIT	UAÇÃO GEOLÓGICA	9
	2.1.	O CINTURÃO RIBEIRA	9
	2.2.	DIVERSIDADE GRANÍTICA DO BATÓLITO AGUDOS GRANDES	13
	2.2.1	. Síntese do magmatismo na porção oriental do Batólito Agudos Grandes	15
3.	CAI	RACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DOS GRANITOS ESTUDADOS	21
	3.1.	GRANITÓIDES SIN-OROGÊNICOS: MACIÇOS IBIÚNA, TAPIRAÍ, JURUPARÁ	24
	3.1.1	. Hornblenda- biotita monzodioritos a quartzo monzonitos porfiríticos (HBgd)	24
	3.2.	GRANITÓIDES TARDI-OROGÊNICOS: MACIÇO PIEDADE	29
	3.2.1	Muscovita- biotita granodioritos a monzogranitos porfiríticos (MBgd e MBmg)	
	3.2.2	2. Biotita monzogranitos inequigranulares róseos (Bmgr)	
	3.2.3	B. Biotita monzogranito com titanita (BmgT)	
	3.2.4	4. Hornblenda-biotita granodiorito equigranular com epidoto (HBgde)	41
4.	SUS	CEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	43
	4.1.	GRANITÓIDES SIN-OROGÊNICOS	44
	4.2.	GRANITÓIDES TARDI-OROGÊNICOS	44
5.	QUÍ	MICA MINERAL	48
	5.1.	Anfibólio	50
	5.2.	BIOTITA	57
	5.3.	MUSCOVITA	59
	5.4.	Plagioclásio	61
	5.5.	Ерідото	62
	5.6.	Minerais da série Ilmenita-Hematita	63
	5.7.	MAGNETITA	63

6.	GE	OTERMOBAROMETRIA	96
	6.1.	GEOTERMOBAROMETRIA DE HORNBLENDA-PLAGIOCLÁSIO	96
	6.1.	1. Geotermômetro hornblenda-plagioclásio	96
	6.1.2	2. Geobarômetro de Al em hornblenda	98
	6.1	3. Resultados obtidos neste trabalho	99
	6.2.	GEOBAROMETRIA DE CRISTALIZAÇÃO DE MUSCOVITA	97
	6.3.	GEOTERMOMETRIA DE SATURAÇÃO	99
7.	CO	NDIÇÕES <i>REDOX</i>	104
	7.1.	INFLUÊNCIA DE PROCESSOS PÓS-MAGMÁTICOS	104
	7.2.	INFERÊNCIAS A PARTIR DA SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	106
	7.3.	INFERÊNCIAS A PARTIR DA QUÍMICA DE ÓXIDOS DE FE-TI	106
	7.4.	INFERÊNCIAS A PARTIR DO EQUILÍBRIO MAGNETITA-ILMENITA-TITANITA-HORNBLENDA	108
	7.5.	INFERÊNCIAS A PARTIR DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA DA BIOTITA	109
	7.6.	INFERÊNCIAS A PARTIR DA COMPOSIÇÃO QUÍMICA DO ANFIBÓLIO	111
	7.7.	Conclusões e consequências	112
8.	CO	NSIDERAÇÕES FINAIS	113
9.	REI	FERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	118

Figura 1 - Localização e acessos da área de estudo	.04
Figura 2 - Mapa de esboço geotectônico da porção oriental do Brasil, com a localização das maiores pronvíncias estruturais	. 11
Figura 3 - Mapa de esboço geológico da porção central do Cinturão Ribeira no Estado de São Paulo	12
Figura 4 - Mapa geológico da região entre as cidade de São Paulo e Tapiraí (SP)	19
Figura 5 - Mapa geológico do maciço Piedade (Leite, 1997).	20
Figura 6 - Diagramas de classificação e variações gerais para granitóides do batólito Agudos Grandes (QAP; ACNK <i>vs.</i> ANK; SiO ₂ <i>vs.</i> IC; SiO ₂ <i>vs.</i> Mg/(Fe _t +Mg)	23
Figura 7 - Histogramas de variação da susceptibilidade magnética.	45
Figura 8 - Diagrama de variação da susceptibilidade magnética vs. volume de magnetita	46
Figura 9 - Diagramas de comparações das razões Fe ³⁺ /Fe ²⁺ obtidas para anfibólio	52
Figura 10 - Diagramas de classificação de anfibólios cálcicos ($(Na+K)_A > 0.5$; $(Na+K)_A < 0.5$)	53
Figura 11 - Diagramas de variações catiônicas para anfibólio (troca edenítica e tschermakítica)	54
Figura 12 - Diagramas de variações catiônicas mostrando zoneamento em anfibólio	55
Figura 13 - Diagramas de variações catiônicas para anfibólio (Ti+Al ^{IV} vs. Si+Al ^{VI} ; Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg) vs. Al ^{IV} +Al ^{VI}).	.56
Figura 14 - Diagramas de variações catiônicas para biotita.	68
Figura 15 - Diagramas de variações catiônicas para muscovita	74
Figura 16 - Diagrama de classificação de plagioclásio	76
Figura 17 - Diagrama de variação catiônica para epidoto	87
Figura 18 - Diagramas de variação para ilmenita, hematita e magnetita	93
Figura 19 - Diagramas de variação da P de Al em hornblenda vs. T e Fet /(Fet+Mg)	102
Figura 20 - Mapa geológico da região entre as cidade de São Paulo e Tapirái (SP) com distribuição da P e T	103
Figura 21 - Diagramas de variação da P baseada no fengita barômetro vs. Si e Ti	105
Figura 22 - Diagramas de variação química (P ₂ O ₅ e Zr vs. SiO ₂) e de variações das temperaturas de saturação em zircão e apatita vs SiO ₂ para os granitos sinorogênicos.	. 108

Figura	23	 Diagramas de variação química (P₂O₅ e Zr vs. SiO₂) e de variações das temperaturas de saturação em zircão e apatita vs SiO₂ para os granitos tardi- orogênicos 	109
Figura 2	24 -	Diagrama <i>f</i> O ₂ (bars) <i>versus</i> T (°C), com cuvas de estabilidades da % da molécula ilmenita.	114
Figura 2	25 -	Diagrama de variação da <i>f</i> O ₂ (bars) <i>vs.</i> T (°C), com curvas de Fe/(Fe+Mg) para biotita e diagrama triangular Fe ³⁺ -Fe ²⁺ -Mg para biotitas com <i>buffers</i> relacionados	117

Figura 26 - Diagrama de variações catiônicas para anfibólios cálcicos, com linhas de fO2..... 118

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Padrões analíticos utilizados da microssonda eletrônica 07
Tabela 2 - Granitóides do batólito Agudos Grandes: características e idades U-Pb 18
Tabela 3 - Tabela com legendas e símbolos utilizados nos diagramas e no texto em geral
Tabela 4 - Contagem modal de algumas amostras representativas das unidades estudadas
Tabela 5 - Valores médios de susceptibilidade magnética (x10 ⁻³ SI)
Tabela 6 - Análises químicas completas por ICP-AES de concentrados de anfibólio e de biotita 49
Tabela 7 - Composições químicas e proporções catiônicas para anfibólio
Tabela 8 - Composições químicas e proporções catiônicas para biotita
Tabela 9 - Composições químicas e proporções catiônicas para muscovita
Tabela 10 - Composições químicas e proporções catiônicas para Plagioclásio
Tabela 11 - Composições químicas e proporções catiônicas para Epidoto
Tabela 12 - Composições químicas e proporções catiônicas para minerais da série ilmenita- hematita 94
Tabela 13 - Composições químicas e proporções catiônicas para magnetita
Tabela 14 - Temperaturas e pressões em geral 110
Tabela 15 - Principais características das amostras do afloramento 1152 112

Foto 1 – Aspecto textural macroscópico do granito porfirítico sin-orogênico do maciço Ibiúna (amostra PD526)
Foto 2 - Aspecto textural microscópico típico dos granitóides sin-orogênicos deformados do tipo Ibiúna (amostra USP01)
Foto 3 - Aspecto textural microscópico de anfibólio típico dos granitos sin-orogênicos da unidade HBgd (amostra PD1568)
Foto 4 - Aspecto textural típico da titanita subidiomórfica idiomórfica, com inclusões e/ou relictos de minerais opacos (amostra PD01)
Foto 5 - Magnetita idiomórfica com finas lamelas de "martita" nos planos do octaedro da unidade HBgd (amostra PD01)
Foto 6 - Detalhe (luz refletida) da titanita da Foto 4, mostra inclusões e/ou relictos de titanohematita e ferro-ilmenita (amostra PD01)
Foto 7 - Aspecto textural macroscópico típico da unidade MBgd do maciço Piedade (amostra PD17)
Foto 8 - Aspecto textural macroscópico típico da unidade MBmg do maciço Piedade (amostra PD410)
Foto 9 - Biotita de coloração avermelhada da unidade MBgd (amostra PD17)
Foto 10 - Muscovita placóide (incolor) associada a biotita da unidade MBmg (amostra PD410) 33
Foto 11 - Monazita subarredondada intersticial da unidade MBgd (amostra PD462)
Foto 12 - Grão subidiomórficos de ferro-ilmenita com lamelas de exsolução de titanohematita da unidade MBmg (amostra PD410)
Foto 13 - Grão xenomórfico de titanohematita, com bordas e lentes de ferro-ilmenita. da unidade MBmg (amostra PD227)
Foto 14 - Grãos xenomórficos de ilmenita (praticamente pura) da unidade MBgd (amostra PD17)
Foto 15 - Grãos idiomórficos de magnetita "inclusos" em grão maior de plagioclásio da unidade MBmg (amostra 1152F)
Foto 16 - Aspecto textural macroscópico típico da unidade Bmgr (amostra PD498)
Foto 17 - Agregado de biotitas placóides (caráter parcialmente intersticial) associado a minerais opacos e apatita da unidade Bmgr (amostra PD498)
Foto 18 - Detalhe do mineral opaco da foto 17 (ferro-ilmenita com finas lamelas de titanohematina) da unidade Bmgr (amostra PD 498)

Foto 19 - Agregado de biotita placóide junto com minerais opacos de hábito idiomórfico (magnetita) e titanita da unidade BmgT (amostra PD438) 40
Foto 20 - Agregado de titanita idiomórfica com inclusões ou intercrescimento de minerais opacos da unidade BmgT (amostra PD438) 40
Foto 21 - Detalhe do mineral opaco da Foto 20 (titanohematita inclusa e/ou relicto em titanita da unidade BmgT (amostra PD438)
Foto 22 - Plagioclásio típico da unidade HBgde (amostra PD1152) 42
Foto 23 - Anfibólio associado a biotita e epidoto da unidade HBgde (amostra PD415b) 42
Foto 24 - Epidoto idiomórfico típico da unidade HBgde (amostra PD1152)

Anexos

Anexo 1 – Análises químicas	125
	407
Anexo 2 – Mapa geologico e de susceptibilidade magnetica	127

Resumo

A química mineral e de rocha e determinações de susceptibilidade magnética (SM) de granitóides sin- e tardi orogênicos (610 – 600 Ma) localizados na porção oriental do batólito Agudos Grandes (porção central do Cinturão Ribeira, SE do Brasil) foram utilizadas para determinar as condições de cristalização e as implicações em sua petrogênese.

Os granitos sin-orogênicos são metaluminosos e têm índice de cor (IC) entre 8 e 15, dado por hornblenda, biotita, titanita e magnetita (unidade HBgd). As temperaturas *liquidus* obtidas pelo geotermômetro de saturação em apatita decrescem de 1000 a 950° C com o fracionamento. As temperaturas *solidus* obtidas pelo geotermômetro hornblenda-plagioclásio, variam de 720 a 800° C e mostram aumento sistemático em direção a leste, refletindo diminuição da $a(H_2O)$ dos magmas. As pressões obtidas por geobarometria de AI em hornblenda variam muito pouco (3,6 a 4,5 kbar) mostrando não haver variações significativas no nível de exposição do batólito. Esses granitos cristalizaram sob condições fortemente oxidantes (Δ NNO \geq + 2), como revelado pela alta SM, pelas composições da biotita e da ilmenita reliquiar e pelo consumo da ilmenita sob fO_2 acima do *buffer* TMQA.

Os granitóides tardi-orogênicos (maciço Piedade) variam de metaluminosos a marginalmente peraluminosos. A unidade metaluminosa portadora de titanita e magnetita (BmgT; IC=8) cristalizou sob condições comparáveis às dos granitos sinorogênicos. As demais unidades são formadas por granitos com biotita e ilmenita (\pm muscovita e magnetita) e IC variável entre 15 e 5. Essas rochas em geral cristalizaram sob condições mais reduzidas (QFM a Δ NNO = + 2), como revelado pela SM mais baixa e pela composição de biotita e ilmenita, mas localmente foram afetadas por processos de oxidação pós-magmática. As temperaturas *liquidus* obtidas a partir do geotermômetro de saturação em apatita para todas as rochas do maciço Piedade são tão elevadas quanto as dos granitos sin-orogênicos. Estimativas de pressão são precárias, mas as composições de muscovitas sugerem valores da ordem de 4 kbar.

Os dados obtidos no presente trabalho são consistentes com modelos que admitem um vínculo genético entre os granitos sin- e tardi-orogênicos do batólito Agudos Grandes. Em particular as tendências de variação química contínua das biotitas, com aumento progressivo do componente siderofilita para os granitos com muscovita, paralelas com a diminuição de SM e diminuição de *f*O₂, podem sugerir que diferenças observadas refletem processos de contaminação de magmas metaluminosos por rochas metassedimentares mais reduzidas.

ABSTRACT

Magnetic susceptibility (MS) measurements and mineral and rock chemistry were used to infer crystallization conditions of syn- to late-orogenic (610-600 Ma) granites of the eastern portion of the Agudos Grandes batholith (central Ribeira Belt, SE Brazil).

The syn-orogenic granites are metaluminous and have color indices (IC) of 8 to 15 given by hornblende, biotite, titanite and magnetite (unit HBgd). *Liquidus* temperatures obtained by apatite saturation thermometry decrease slighlty, from 1000 to 950°C with fractionation. *Solidus* temperatures, derived from hornblendeplagioclase thermometry, raise eastwards in the batholith from 720 to 800° C, reflecting decreasing $a(H_2O)$ of the magmas. Pressures derived from Al-inhornblende barometry are nearly invariable (3.6 to 4.5 kbar), showing that the batholith is exposed at approximately the same level of intrusion along the studied section. These granites crystallized under strongly oxidizing conditions ($\Delta NNO \ge + 2$), as revealed by high MS, by the compositions of biotite and relict ilmenite, and by ilmenite comsumption due to fO₂ above the TMQA buffer.

The late-orogenic granites (Piedade massif) are metaluminous to marginally peraluminous. The metaluminous unit (BmgT; IC=8) bears titanite and magnetite, and crystalized under conditions comparable to those shown by the syn-orogenic massifs. The remaining units are made up of biotite + ilmenite (\pm muscovite and magnetite) granites with variable IC (15 to 5). These rocks crystallized mostly under more reduced conditions (QFM to Δ NNO = + 2), as revealed by lower MS and by the compositions of biotite and ilmenite, but were locally affected by post-magmatic oxidation processes. The *liquidus* temperatures obtained from apatite saturation thermometry in all granites from the Piedade massif are as high as those of the synorogenic massifs. Pressure estimates, based on muscovite compositions, are less reliable, but yield values around 4 kbar.

The data obtained in this work are consistent with models which admit a genetic link between the syn-orogenic and the late-orogenic granites of the Agudos Grandes batholith. Continuous chemical variation of biotites, with the siderophyllite component increasing steadily towards the muscovite-bearing granites, and parallel decreasing of MS and fO_2 suggest that contamination of metaluminous magmas by more reduced metasediments could explain most of the variation observed.

AGRADECIMENTOS

Sabendo que não sou uma pessoa muito fácil de lidar, tenho muito a agradecer. Então, agradeço a Deus por ter me feito assim: difícil, mas com algumas qualidades. E agradeço em especial as seguintes pessoas e entidades:

✓ ao meu amigo, professor e orientador Dr. Valdecir de Assis Janasi, pela generosidade, paciência e inteligência, qualidades que me são muito caras. Espero não tê-lo decepcionado e que possamos continuar fazendo grandes coisas juntos;

✓ ao Prof. Dr. Horstpeter H. G. J. Ulbrich que me iniciou no mundo da pesquisa geológica e muito me ensinou durante minha iniciação científica;

✓ aos Profs. Drs. Silvio R.F. Vlach e Gergely Szabó por contribuirem para minha formação acadêmica e serem colaboradores na obtenção e discussão dos dados presentes nesta dissertação;

✓ aos Profs. Drs. Caetano Juliani e Mabel N. C. Ulbrich pela contribuição em minha formação acadêmica e sugestões sempre pertinentes;

✓ aos funcionários Sandra Andrade, Marinês L. da Silva e Ricardo S. Cardenete do Laboratório de química e ICP-AES do IG-USP, pela atenção dispensada e alta qualidade das análises obtidas;

✓ ao funcionário Marcos de S. Mansueto da Microssonda meu muito obrigado, pela ajuda na obtenção da maior parte dos dados contidos nesta dissertação, dados estes de indiscutível qualidade;

✓ aos funcionários Ana Paula Cabonal e Magali P. F. Rizzo (Secretaria pós-graduação), Sônia G.C.Vieira e Valéria Cristina de S. R. Santos (secretaria GMG), Rita Parisi (ex-func. Setor de informática), Angélica (Lab. Óptica), Tadeu (secretário pós-graduação), Pedro (Setor de Informática), José Paulo (LTA), Roseane Silva (Laminação) pela paciência e boa vontade para comigo;

✓ aos funcionários Henrique, Claudionor, Edmir e Sr. Dalton da gráfica, incluindo o Sr. José (xerox) que sempre me foram muito atenciosos;

✓ ao amigo Renato J. Leite por fazer um trabalho cuidadoso e com tanto entusiasmo, que foi a base sólida e necessária para o desenvolvimento desta dissertação;

✓ ao amigo Guilherme A. R. Gualda, pela atenção, disposição, inteligência e ajuda desprendida que foram fundamentais em diversos momentos de minha jornada;

✓ aos amigos Alexandre Carnier, Ana Paula dos R. Pelosi, Claudia N. dos Santos, Daniela Zorzato, George de Barros, Giovanna C. X. Setti, Ivandra C. Mattos, Ivo Trosdtorf Jr., Luciana V. Rodrigues, Luciano de A. Gobbo, Márcia Mika Saito, Rosely K.Teruya e Valéria Guimarães por estarem presentes a 7 anos na minha vida;

✓ aos amigos de pós-graduação Alexandre (Chapinha), Annabel, Carmem (Xitah), Artur (Metanol), Cláudia (Valisére), Cláudio, Cristiane, Elias, Fernando (Pobrema), Gaston (Edir), Geani (Manguaça), Gilson, Iede, Klaus, Luis Gustavo (Troglô); Gustavo (Agrô), Paulo, Rafael (Apum), Rosana, Silvia, Werner e Yuri, que me deram o prazer da convivência diária e dividem comigo o gosto pela pesquisa;

✓ a aluna de graduação Adriana por ter aceito participar de nosso grupo de trabalho, seja bem vinda;

✓ a FAPESP pela bolsa de mestrado (Proc. 98/15804-6) e Projeto de Pesquisa (Proc. 00/02509-8), financiamentos necessários para minha formação e concretização da dissertação;

✓ e por último e não menos importante, agradeço as amigas Jeane Glaucia S. Penoff, Márcia A. Domiciano, Denise C. Leite, sem as quais eu não teria ótimos motivos para ir para casa.

1.1. Apresentação

A determinação das condições de cristalização de maciços graníticos é tema fundamental na definição da história evolutiva dos magmas que os constituem, e dos terrenos geológicos onde eles se colocam.

Ao longo das duas últimas décadas, a termobarometria de granitos conheceu significativo impulso, graças ao desenvolvimento de novas metodologias que hoje permitem estimar quantitativamente alguns dos principais parâmetros físicoquímicos: Pressão (P), Temperatura (T) e fugacidade de oxigênio (*f*O₂). A obtenção de valores corretos, e a interpretação adequada desses números depende, sempre, de uma sólida base de conhecimentos termodinâmicos e petrográficos.

As estimativas de P, em particular, tiveram significativo impulso com o refinamento do geobarômetro de AI em anfibólios (*e.g.*, Schmidt, 1992) e de equilíbrios envolvendo anfibólios e outros minerais comuns em rochas graníticas (Ague, 1997). Porém, o geobarômetro de AI em anfibólio sofre efeitos diretos da temperatura de cristalização e fugacidade de oxigênio, que se não forem bem compreendidos podem levar a erros de interpretação (Anderson & Smith, 1995). Processos de oxidação de minerais máficos, como biotita e anfibólio, comuns durante a cristalização do magma, podem influir no geobarômetro de AI em anfibólio (Borodina, 1999). Adicionalmente, uma série de outras possibilidades se oferecem para estimativas geotermobarométricas em granitos, como o estudo das composições de fases como epidoto e muscovita (*e.g.*, Anderson, 1996).

A geotermometria baseada em equilíbrios minerais continua sendo usada para balizar estimativas de T em granitos, mas em muitos casos as reações de troca empregadas revelam equilíbrios tardi- a pós-magmáticos, fornecendo temperaturas *subsolidus*. Nesse sentido, os geotermômetros de saturação, desenvolvidos a partir do início da década de 80 (Harrison & Watson, 1984; Montel, 1993), trouxeram contribuição fundamental, e têm permitido estimar temperaturas de cristalização em casos que seriam, de outra maneira, impossíveis de resolver. Tais geotermômetros baseiam-se em curvas de temperatura *vs.* solubilidade de elementos que são componentes estruturais essenciais de fases minerais acessórias como zircão (Zr), apatita (P) e monazita (LREE). Uma vez identificadas rochas nas quais o comportamento geoquímico desses elementos indica condições de saturação (cristalização precoce dos respectivos acessórios e diminuição dos teores em rochas sucessivamente mais fracionadas), pode-se estabelecer relações diretas entre

concentração e temperatura, que têm se mostrado suficientemente precisas na maior parte dos casos. Condições de desequilíbrio na geração dos magmas, no entanto, têm se mostrado muito freqüentes, de modo que situações de insaturação (devidas à retenção de minerais residuais na área-fonte) ou, ao contrário, de aparente supersaturação (pela incorporação de restitos ricos nessas mesmas fases) devem ser avaliadas.

O estudo da fugacidade de fases voláteis baseia-se em equilíbrios estabelecidos na literatura já a algum tempo, e não isentos de problemas de reequilíbrio. Trata-se, no entanto, de parâmetro fundamental na caracterização da evolução dos magmas, que ganha particular importância em estudos de vocação metalogenética.

A caracterização dos parâmetros físico-químicos na cristalização de magmas graníticos tem sido tradicionalmente enfocada em trabalhos do Grupo de Estudos de Granitos do GMG-IGUSP (Vlach, 1985 e 1993; Janasi, 1992 e 1999; Haddad, 1995; Guimarães, 2000). O presente trabalho aplica os principais métodos de estimativas das condições de cristalização para rochas graníticas do batólito Agudos Grandes.

1.2. Abordagem e abrangência do trabalho

O estudo do magmatismo granítico na porção oriental do batólito Agudos Grandes vem sendo desenvolvido através de trabalhos em escala regional (Janasi *et al.*, 1990) e local (Janasi *et al.*, 1994; Leite, 1997; Martins, 1998). Nesse contexto, o presente trabalho, utilizando a sólida base geológica disponível (mapas, dados petrográficos e químicos) e fazendo uso principalmente da química mineral, busca contribuir para a caracterização das condições de cristalização (P, T e fO_2) do magmatismo sin- a tardi-orogênico do batólito Agudos Grandes.

A química mineral é uma ferramenta reconhecidamente importante, mas ainda pouco empregada em granitóides do batólito Agudos Grandes. Assim, para a aplicação dessa ferramenta, combinada com petrografia, química de rocha e susceptibilidade magnética, foram selecionados exemplares de granitóides localizados na região de Ibiúna-Piedade (SP). Os trabalhos foram centrados especialmente nos macicos Piedade (granitóides tardi-orogênicos metaluminosos a peraluminosos), Ibiúna, <u>Tapiraí</u> е <u>Jurupará</u> (granitóides sin-orogênicos metaluminosos), cujos limites foram definidos em mapeamentos realizados por Janasi et al. (1990) e Leite (1997 e doutorado em andamento). Busca-se com isso oferecer uma contribuição para o estudo da evolução do magmatismo

Neoproterozóico regional, particularmente no que se refere às condições de cristalização.

Buscando melhor compreender a distribuição no tempo e no espaço das profundidades de colocação de magmas ao longo do batólito Agudos Grandes, foram incluídas amostras de outros maciços granitóides sin-orogênicos, localizados a E e a W da área de estudo principal. As amostras escolhidas na borda E são pertencentes a granitóides porfiríticos situados em afloramentos próximos às cidades de Itapevi, Cotia e São Paulo (este último correspondente ao *augen*-gnaisse Butantã definido por Coutinho, 1972; localizado dentro da Cidade Universitária). Essas amostras representam variedades deformadas, petrograficamente semelhantes aos granitóides do maciço Ibiúna, mas provenientes de regiões onde os corpos graníticos não foram ainda adequadamente individualizados em mapas de detalhe. As amostras da borda W pertencem ao "maciço" Serra dos Agudos Grandes, e foram coletadas em um perfil entre S. Miguel Arcanjo e Sete Barras (único acesso existente nesta porção do batólito), como parte da tese de doutorado de Renato Jordan Leite, em andamento.

1.3. Localização e acessos

A área em estudo está centrada na região entre as cidades de Ibiúna e Tapiraí, que se encontram cerca de 125 km a W da cidade de São Paulo e estão compreendidas aproximadamente entre os paralelos 23º 30' e 24º 00' de latitude sul e os meridianos 47º 00' e 47º 30' de longitude oeste (Figura 1). O acesso dá-se, a partir de São Paulo, pela rodovia Raposo Tavares (SP-270) até Vargem Grande seguindo-se, então, pela SP-250 que passa por Ibiúna e Piedade e, por fim, através da SP-79 chega-se aos arredores de Tapiraí.



Figura 1 - Localização e acessos da área de estudo.

1.4. Materiais e Métodos

1.4.1. Familiarização com a geologia local

Como primeira etapa do trabalho foi realizada uma pesquisa bibliográfica buscando compor o quadro geológico da área estudada, através da familiarização com a literatura e com o acervo de dados obtidos em trabalhos prévios da equipe. Os dados analisados permitiram a compilação de mapa geológico, escolha e localização das amostras (Figuras 4 e 5; **Capítulo 2**). Foram selecionadas um total de 31 amostras para estudo, sendo :

- 16 amostras do maciço Piedade (PD17, PD71, PD140c, PD227, PD410, PD414, PD415B, PD419, PD438, PD462, PD474b, PD498, PD1152, PD1152E, PD1152F e PD1152H).

- 05 amostras do maciço Ibiúna (PD01, PD505, PD506, PD526, PD1568);

- 03 amostras do maciço Tapiraí (PD1589, PD1673, PD1823);

- 02 amostras do maciço Jurupará (PD95 e PD106);

- 02 amostras do maciço Serra dos Agudos Grandes (AG 4 e AG 12);

- 03 amostras de granitos deformados localizadas a E da área estudada (USP01, PD60 e PD263).

1.4.2. Análises petrográficas

Foram obtidas seções delgadas normais e polidas visando a caracterização petrográfica e análises de microssonda.

As observações efetuadas se referem ao reconhecimento dos minerais transparentes e opacos, aos aspectos texturais da rocha e os de cada fase mineral em particular, e estimativas modais, através de observações em microscópio da marca Olympus do tipo BXP-50. As quantificações modais foram obtidas através de contagem dos minerais em fatias de rocha, onde a proporção entre os megacristais de feldspato alcalino e a matriz foi obtida com o auxílio de uma malha transparente com distâncias de 2 a 5 mm entre os pontos. Foram obtidas ainda contagens em seções delgadas da matriz mais fina, com contador de pontos acoplado ao microscópio (± 1500 pontos por lâmina). As fotomicrografias foram obtidas através dos fotomicroscópios petrográficos Zeiss Axioplan e Olympus BXP-50, e do estereomicroscópio Olympus, de luz polarizada, da marca SZH10.

1.4.3. Medidas de susceptibilidade magnética

A susceptibilidade magnética k mede a relação entre J, o momento magnético dipolar por volume unitário e H, a intensidade do campo magnético aplicado, tal que k = J/H. A susceptibilidade, uma unidade sem dimensões, é expressa convencionalmente como emu/cm^3 ; uma segunda susceptibilidade expressa a relação por unidade de massa (emu/g), mas é menos utilizada. A tendência, hoje, é a de utilizar as unidades do Sistema Internacional.

O aparelho utilizado foi um Exploranium portátil, modelo KT-9. No manual do fabricante do Exploranium, são explicadas diferenças entre os resultados obtidos utilizando os modos de leitura; o modo "*pin*" (novo, incorporado apenas no modelo KT-9) e o "*no pin*" (mais antigo, já incorporado no modelo anterior KT-5) apresentam leitura equivalente em superfícies lisas de amostras (juntas, partes serradas, etc.), com erros absolutos da ordem de 3% (*pin*) e 1% (*no pin*). As vantagens na leitura no modo *pin* são várias:

 a) as medições em superfícies irregulares não precisam ser corrigidas; no modo *no pin*, as leituras em superfícies muito rugosas podem registrar apenas 50% do valor real;

b) o modo *pin* registra a susceptibilidade real, e o *no pin* a aparente; alega o fabricante que estes valores são, em geral, bastante parecidos, até limites da ordem de ~100 x 10⁻³ SI;

c) o modo *pin* registra a resposta até uma profundidade de ~20 mm, minimizando portanto os efeitos deturpadores da camada externa intemperizada.

1.4.4. Análises minerais por microssonda eletrônica

Análises químicas quantitativas de minerais máficos, incluindo opacos, e plagioclásio, foram efetuadas no Laboratório de Microssonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP. O equipamento utilizado foi um JEOL JXA-8600S, provido de cinco espectrômetros de dispersão de comprimento de onda (WDS), cada qual com dois cristais analisadores, com automação de fabricação NORAN, e sistema Voyager 3.6.1. As seções delgadas polidas foram metalizadas com carbono em câmara de vácuo.

As determinações quantitativas dos elementos foram feitas com 15 kV de voltagem de aceleração e 20 nA de corrente do feixe eletrônico, e diâmetro variável, $\leq 5\mu$ m para micas e anfibólio e de 10 μ m para plagioclásio. Para os minerais ilmenita e hematita foram feitas padronizações com feixe de 5, 10, 20 e 30 μ m e varredura dos

grãos com até 30 pontos analíticos, visando recompor a química global destes grãos, principalmente nos casos onde estes apresentam lamelas de exsolução. Os tempos de integração de contagens estiveram entre 10 e 30 segundos. Foram realizadas correções de efeito de matriz (número atômico, absorção de massa e fluorescência secundária) com o procedimento PROZA (para referência ver Bastin *et al.*, 1984).

Os erros máximos estimados variam entre 1 e 2% para os elementos maiores, são da ordem de 5% para os menores (1-3% em peso de elemento) e estão em torno de 10% para os elementos traços (<1% em peso do elemento).

Para tratamento dos dados e apresentação dos diagramas de composição química foram utilizados os programas Minpet 2.02 (para recálculo de anfibólio, biotita, plagiocásio e minerais opacos; de autoria de Linda R. Richard, 1995), Corel Draw[®] 7 (1997-1998) e Microsoft Excel[®] (Office 1997; para tratamento final dos dados).

Foram selecionadas, com base em detalhado estudo petrográfico, 31 seções delgadas polidas de amostras representativas dos diferentes maciços estudados.

O objetivo desta etapa foi o de caracterizar quimicamente os minerais máficos, opacos e plagioclásio, bem como identificar possíveis zoneamentos químicos; portanto foram escolhidos pelo menos dois cristais de cada, e em cada um deles foram selecionados pelo menos três pontos, representativos de núcleo, porção intermediária e borda.

As linhas espectrais, cristais analisadores e padrões analíticos estão listados na Tabela 1.

		Padrões			
Linha	Cristal	Anfibólio	Micas	Plagioclásio	Opacos
Si Κα	TAP	Wollastonita	Wollastonita	Microclínio	Wollastonita
Τί Κα	LIF	Rutilo	Rutilo	Rutilo	ilmenita
Zr Lα	PET	Zircão	Zircão	-	-
ΑΙ Κα	TAP	Hornblenda	Anortita	Anortita	Anortita
Fe Kα	LIF	Olivina	Olivina	Olivina	Hematita
Mn Kα	LIF	Olivina	Olivina	-	Olivina
Mg Kα	TAP	Diopsídio	Diopsídio	Diopsídio	Diopsídio
Zn Kα	LIF	ZnO	ZnO	-	ZnO
Ca Kα	PET	Wollastonita	Wollastonita	Anortita	Wollastonita
Ba Lα	LIF	-	Barita	-	-
Ba Lα	PET	-	-	Barita	-
Sr Lα	PET	-	-	Sr-anortita	-
Na Kα	TAP	Albita	Albita	Albita	-
Κ Κα	PET	Microclínio	Microclínio	Microclínio	-
CI Κα	PET	Apatita	Apatita	-	-
F Kα	TAP	Fluorita	Fluorita	-	-

1.4.5. Análises minerais por via úmida

Foi realizada separação mineral para obtenção de concentrados de biotita (5 amostras) e anfibólio (2 amostras). O procedimento de separação mineral é descrito abaixo:

1. britagem em britador de mandíbula de ferro e quarteamento da brita;

2. moagem em moinho de disco (± 2 kg);

3. separação em peneiras de 60, 80, 100 e 200 *mesh*;

4. os concentrados foram preparados no laboratório de preparação de amostras do GMG-IGUSP, a partir de frações entre 80 e 100 mesh, onde foram utilizados separador Frantz, bromofórmio, placa vibratória e lupa binocular.

As análises químicas foram realizadas no Laboratório de Química e ICP-AES do GMG-IGUSP por via úmida, tendo sido obtido valores de H2O⁺, FeO_t e FeO. Foram obtidas também análises de elementos maiores e traços por ICP-AES. As análises de FeO e FeO_t foram realizadas pelo método de titulometria de oxi-redução de FeO (para detalhes ver Andrade *et al.*, 2001, no prelo). As análise de H2O⁺ foram obtidas utilizando o analisador C-N-H-S da marca Leco[®]. Os dados obtidos foram utilizados para testar e refinar os procedimentos de cálculo de Fe²⁺/Fe³⁺ em hornblenda e para estimar fO_2 a partir das composições de biotita.

1.4.6. Química de rochas

Dados geoquímicos são já disponíveis para um amplo conjunto de rochas da região de Ibiúna-Piedade (Leite, 1997; Leite & Janasi, dados inéditos), e foram complementados, no presente projeto, através de análises de elementos maiores e traços feitas no Laboratório de Química e ICP-AES do GMG-IGUSP.

O procedimento resumido adotado para a realização das análises químicas de elementos maiores, menores e traços foi o seguinte:

1. limpeza das amostras, com a retirada de toda a parte alterada;

2. britagem em britador de mandíbula de ferro e quarteamento da brita;

3. moagem em panela de agata (pó ~ 200 mesh);

4. abertura da amostra (0,25 g) por fusão alcalina a 1000 °C, utilizando mistura de tetra e metaborato de lítio (0,75 g) como fundente;

5. determinação dos elementos maiores, menores e traços no laboratório de Química e ICP-AES, com equipamento ARL 3410.

Detalhes do procedimento podem ser encontrados em Janasi et al. (1995).

2.1. O Cinturão Ribeira

A região estudada situa-se no contexto geotectônico do Cinturão de Dobramentos Ribeira, que com os cinturões Aracuaí e Dom Feliciano formam a Província Mantiqueira (Almeida et al., 1981), de evolução Neoproterozóica. Na porção norte da província encontra-se o cinturão Araçuaí, que mostra direções estruturais predominantes NNE. Nas porções central (cinturão Ribeira) e sul direcões (cinturão Dom Feliciano) da província as estruturais são predominantemente ENE. O cinturão Ribeira é separado do cinturão Dom Feliciano por uma pequena área cratônica (Terreno Luís Alves), enquanto o limite com o cinturão Araçuaí é pobremente definido, sendo muitas vezes associado com uma inflexão das direções estruturais para NNE (Figura 2).

O cinturão é composto por diversos domínios limitados por falhamentos e com relações ainda incertas; em decorrência disto, muitos autores têm adotado o termo "terrenos" para descrever seu arranjo (Figura 3). Heilbron *et al.* (1999) dividem o cinturão em Terrenos Ocidental e Oriental. Dados recentes de Sm-Nd mostram uma possível correlação destes dois terrenos com aqueles definos por Campos Neto & Figueiredo (1995). No Terreno Ocidental, que inclui os Terrenos Juiz de Fora, Embu e Apiaí de Campos Neto & Figueiredo (1995), as idadesmodelo Sm-Nd são tipicamente de 2,0 Ga ou mais velhas (Reis Neto, 1994; Sato, 1998; *apud* Janasi *et al.*, 2001); no Terreno Oriental, que corresponde à Microplaca Serra do Mar de Campos Neto & Figueiredo (1995) são observadas idades-modelo Sm-Nd mais baixas, entre 1,3-1,7 Ga (Fonseca, 1993; Sato, 1998; Picanço *et al.*, 1998 Tupinambá, 1999; *apud* Janasi *et al.*, 2001).

Os domínios geológicos correspondentes ao Terreno Ocidental na porção central do Cinturão Ribeira, onde se situa a área aqui estudada são atribuídos ao Domínio Embu (Janasi & Ulbrich, 1992), que é delimitado ao norte pelo falhamento de Taxaquara e ao sul pelo falhamento de Cubatão (Figura 3).

Em termos litológicos, o Domínio Embu é constituído predominantemente por rochas supracrustais de grau metamórfico variável. Os trabalhos de Hasui e colaboradores realizados na região a oeste da cidade de São Paulo na década de 70 (Hasui, 1973; Hasui & Sadowski, 1976) distinguiram duas associações litológicas distintas que foram denominadas <u>Complexo Ectinítico Pilar do Sul</u>, formado por rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, e <u>Complexo</u> <u>Migmatítico Embu</u>, formado por xistos e gnáisses migmatíticos. Trabalhos posteriores reconheceram a extensão de rochas equivalentes na região do vale do Paraíba, onde foram identificados núcleos de embasamento de idade Paleoproterozóica (*e.g.*, Fernandes, 1990). O regime metamórfico foi estudado por Vieira (1996) que estimou temperaturas da ordem de 600 a 770° C (geotermômetro granada-biotita) e pressões entre 5 e 6 kbar (geobarômetro GASP: granada-Al₂SiO₅-SiO₂-plagioclásio), coerentes com a estabilidade de sillimanita em rochas migmatíticas, para a região do Domínio Embu imediatamente a S-SE do batólito Agudos Grandes.

Importantes volumes de granitos ocorrem na porção central do Cinturão Ribeira. Três extensos batólitos alongados na direção NE-SE (Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes) formam feição destacada na região a oeste da cidade de São Paulo e são constituídos predominantemente por hornblenda-biotita granitos metaluminosos de afinidades cálcio-alcalino potássicas. Determinações U-Pb obtidas recentemente em amostras dos batólitos Três Córregos (Gimenez Filho *et al.*, 2000) e Agudos Grandes (Janasi *et al.*, 2001) indicam idades no intervalo 605-610 Ma para o principal evento de geração de granitos nesses batólitos.

Dentro do Domínio Embu, na região a sul do batólito Agudos Grandes e por todo o vale do paraíba, predominam granitos muito distintos, de caráter dominantemente peraluminoso, correspondendo em geral a associações do tipo biotita granito porfirítico, muscovita-biotita leucogranito e turmalina-granada granito (*e.g.*, Janasi & Ulbrich, 1992). Determinações de idade precisas para essas rochas são ainda praticamente inexistentes; datações U-Pb em monazita ora em andamento (*e.g.*, Filipov & Janasi, submetido) sugerem idades um pouco mais jovens para algumas dessas rochas (*ca.* 590 Ma).



Figura 2 - Mapa tectônico da região Sul-Sudeste do Brasil (simplificado de Campos Neto, 2000; *apud* Janasi *et al.*, 2001). (Legenda na página 13)





Legenda da Figura 2 - Mapa tectônico da região Sul-Sudeste do Brasil (simplificado de Campos Neto, 2000; apud Janasi et al., 2001). 1=Embasamento graníticognáissico; 2=Terreno Juiz de Fora (crosta paleoproterozóica e metassedimentos neoproterozóicos dos Complexos Embu e Paraíba do Sul); 3=Seqüências relacionadas ao rift estateriano (Arqueano/Paleoproterozóico); 4=Seqüência relacionada ao rift-drift varengiano (Placa Rio de la Plata); 5=Seqüência continental de margem passiva com crosta oceânica remanescente (Criogeniano); 6=Nappe Socorro (Criogeniano/Neoproterozóico III); 7=Nappe Guaxupé (Criogeniano/Neoproterozóico III); 8=Seqüência continental de margem passiva com crosta oceânica remanescente (Toniano); 9=Coberturas fanerozóicas.

CF=Coberturas fanerozóicas; CSF=Cráton São Francisco; CLA=Cráton Luis Alves; CA=Cinturão Araçuaí; CB=Cinturão Brasília; CAr=Cinturão Araguaia; CR=Cinturão Ribeira; CDF=Cinturão Dom Feliciano; CT=Terreno Curitiba; AP=Terreno Apiaí; GN=Nappe Guaxupé; SN=Nappe Socorro; E=Terreno Embú; SM=Terreno Serra do Mar; JF=Terreno Juiz de Fora; AAN=Terreno Anápolis

Legenda da Figura 3 - 1=Coberturas fanerozóicas e rochas intrusivas; 2=Província Itú (granitos tardi- e pós-orogênicos); 3=(granada)-(muscovita)-biotita granitos peraluminosos; 4=biotita granitos porfiríticos; 5=hornblenda-biotita granitos porfiríticos; 6=Nappe Socorro-Guaxupé (principalmente migmatitos com granada); 7=Grupo São Roque (metapelitos e metapsamitos); 8=Grupo Serra do Itaberaba (seqüências metavulcanossedimentares); 9=Complexos Embu e Pilar do Sul (metasupracrustais de médio e baixo graus, respectivamente); 10=Embasamento gnáissico do Complexo Embu (paleoproterozóico e mais antigo); 11=Complexo Costeiro (migmatitos orto- e para-derivados).

2.2. Diversidade granítica do batólito Agudos Grandes

Os granitóides estudados são atribuídos à porção oriental do Batólito Agudos Grandes, localizado imediatamente a oeste da cidade de São Paulo, que tem sido alvo de diversos estudos desde a década de 60, com ênfase no mapeamento geológico e na petrologia.

Os primeiros trabalhos de mapeamento sistemáticos devem-se a Hasui e colaboradores (Hasui *et al.*, 1969; Hasui, 1973 e 1975). Hasui *et al.*, 1969, reconheceram a grande diversidade de granitóides presentes no extremo leste do batólito e individualizaram alguns corpos de granitos sin-orogênicos, como o "maciço Taxaquara", posteriormente descrito como maciço Itapevi (ver adiante). Hasui (1973 e 1975) estenderam o mapeamento para a porção central do batólito (região de Pilar do Sul e Piedade) e distinguiu corpos circunscritos interpretados como "póstectônicos" (maciços Pilar do Sul, Serra do Lopes e Turvo) do conjunto de granitos "sin-tectônicos" indiferenciado que constituiria a massa principal do batólito.

Stein (1984) realizou mapeamento geológico em escala 1:50.000 da Folha Pilar do Sul e reconheceu diferentes tipos de granitos, com destaque para a separação de tipos porfiríticos "sin-tectônicos" à fase de deformação principal (maciço Tapiraí) e tardios (maciço Serra da Batéia).

Janasi *et al.* (1990) fizeram o reconhecimento de granitóides da porção oriental do batólito Agudos Grandes localizado a W da cidade de São Paulo, e descrevam diversos "tipos" graníticos, agrupando-os segundo corpos intrusivos que invadem os Complexos Pilar do Sul e Embu. Os autores reconheceram os maciços Pilar do Sul e Serra da Batéia, de caráter tardi a pós-tectônico, intrusivos no Complexo Pilar do Sul, e os tipos Itapevi, Tapiraí, Ibiúna e Turvo, de caráter sinorogênico ao ciclo Brasiliano. Reconheceram ainda um maciço com significativa variedade faciológica e de caráter tardi-orogênico, designado de Piedade.

Ferreira *et al.* (1991) realizaram levantamento do comportamento aerogamaespectométrico e aeromagnetométrico e mostraram o contraste entre os granitóides sin-orogênicos isentos de anomalias de U e Th (maciços Ibiúna, Tapiraí e Jurupará) e os ricos em allanita (maciços Embu e Itapevi) que mostram anomalias positivas de Th. Os granitóides tardi- a pós-orogênicos (maciços Serra da Batéia e Pilar do Sul) mostram elevados teores de U e Th. Os maciços sin-orogênicos Ibiúna e Itapevi apresentaram alta susceptibilidade magnética aparente.

Godoy *et al.* (1992) realizaram uma discriminação faciológica dos maciços presentes na Folha São Roque (1:50.000), onde o "maciço Ibiúna" é apresentado como bastante heterogêneo e de caráter metaluminoso e por vezes peraluminoso.

Janasi *et al.* (1994) apresentam dados químicos e petrográficos para os granitóides presentes na região de Piedade. O caráter peraluminoso, feição incomum do magmatismo tardi-brasiliano no estado de São Paulo, é tido como indicativo de contaminação por rochas crustais.

Godoy *et al.* (1996) através de estudo geoquímico e tectônico na Folha São Roque caracterizaram as rochas dos maciços São Roque e Caucaia como tardiorogênicas, e as do maciço Ibiúna apresentado características pré- a tardi-orogênicas.

Leite (1997) apresenta no seu trabalho um mapa mais detalhado da região do maciço Piedade, descrevendo ao mesmo tempo as suas características petrográficas, mineralógicas e geoquímicas. Identifica nessa ocorrência a presença de duas associações petrográficas características, a peraluminosa (muscovita-biotita granodioritos a monzogranitos com monazita) e a metaluminosa (biotita monzogranitos com titanita e allanita).

2.2.1. Síntese do magmatismo na porção oriental do Batólito Agudos Grandes

Janasi *et al.* (2001), com base em mapeamentos de detalhe sistemáticos complementados por datações U-Pb (Tabela 2), apresentam um resumo das principais feições mineralógicas, texturais e estratigráficas dos granitóides localizados na porção oriental do Batólito Agudos Grandes, que é subdividido em três conjuntos de granitóides:

a) Granitos sin-orogênicos

Entre os granitóides sin-orogênicos predominam largamente os hornblendabiotita quartzo monzonitos a monzogranitos porfiríticos. Essas rochas foram reunidas por Janasi *et al.* (1990) no "tipo Ibiúna", e descritas como granitos relativamente máficos, com índice de cor (IC) entre 12 e 15 e megacristais grandes e largos (3-4 x 2 cm) de feldspato alcalino róseo em matriz média a grossa de composição "tonalítica". Rochas com essas características, freqüentemente isotrópicas ou com uma leve foliação, constituem o volume principal dos <u>maciços Ibiúna</u> e <u>Jurupará</u> (Figura 4). Uma amostra típica do maciço Ibiúna foi datada pelo método U-Pb em 610 ± 2 Ma (Tabela 2; Janasi *et al.*, 2001). Em partes do maciço Ibiúna existe uma facies de borda um pouco mais félsica (IC = 8 - 10), e com megacristais de feldspato alcalino róseo menores (*ca.* 2 cm). Biotita granitos equigranulares finos, volumetricamente menores, ocorrem invadindo os granitóides porfiríticos. Enclaves máficos são comuns, mas raramente abundantes.

A variedade mais félsica dos granitos sin-orogênicos com hornblenda é

representada pelo <u>maciço Tapiraí</u>, e descrita como "tipo Tapiraí" (Figura 4). Eles são petrograficamente similares às facies de borda do maciço Ibiúna, porém são distinguidos por seu baixo IC (*ca.* 8). O "maciço" Serra dos Agudos Grandes, localizado a SW do maciço Tapiraí, mostra na sua parte sul semelhança com o granitóide "tipo Tapiraí" (Figura 4); na parte norte predomina uma facies petrograficamente semelhante ao "tipo Ibiúna", porém mais rica em plagioclásio e mais sódica (Leite, tese de doutorado em andamento).

Rochas similares aos granitóides tipo Ibiúna, mas com intensa foliação de estado sólido formando verdadeiros "*augen*-gnaisses", ocorrem na região da cidade de São Paulo (*e.g.*, no campus da USP); rochas similares ocupam extensa área a leste da cidade de São Paulo, e são denominadas de granitos "Santa Isabel" (Campos Neto *et al.*, 1983; Motidome, 1992). A oeste da cidade de São Paulo, entre as cidades de Cotia e Ibiúna, ocorrem variedades granitóides também similares, porém pobremente caracterizadas. Essas rochas granitóides devem corresponder a variedades deformadas dos granitos tipo Ibiúna.

Um tipo bastante distinto de granito sin-orogênico é o Turvo, que corresponde a muscovita-biotita leucogranitos localmente com granada e turmalina. Nas bordas do maciço Turvo, um importante volume de diques de aplito-pegmatito com turmalina tardios são observados cortando os granitos do tipo Ibiúna e Tapiraí, atestando uma idade mais jovem de colocação para esse maciço. Observações nos contatos mostram que o granito Turvo tem a mesma foliação presente nos demais granitos sinorogênicos. Idade U-Pb em monazita é idêntica à do maciço Ibiúna (Tabela 2)

Os granitos "tipo Itapevi", são biotita monzogranitos equigranulares, finos a médios, foliados, cinzentos. Estes granitos ricos em titanita e allanita que ocorrem como corpos alongados a leste de Ibiúna, são facilmente reconhecidos em mapas aeromagnetométricos como um reflexo de seu alto conteúdo de Th (Ferreira *et al.*, 1991).

b) Granitos tardi-orogênicos

Para o norte e oeste dos maciços Ibiúna e Turvo, ocorrem três maciços zonados, elípticos e subcirculares inferidos como sendo de características tardiorogênicas (Janasi *et al.*, 1990, 1994). Esses granitos não mostram contato com os granitos sin-orogênicos, e sua característica mais jovem é inferida pelo seu estilo estrutural diferente, composições mais félsicas, e aparentemente menor profundidade de colocação. Algumas variações são observadas de leste para oeste nos maciços tardi-orogênicos: eles intrudem rochas metamórficas de grau metamórfico progressivamente mais baixo; as composições médias são mais félsicas; e os efeitos de alteração hidrotermal são mais pronunciados.

A ocorrência mais a leste, intrusiva nos gnaisses e xistos migmatíticos, é o <u>maciço Piedade</u> (detalhado por Leite, 1997; Figura 5). A leste do maciço é encontrada uma sucessão, da borda para o centro, de facies graníticas progressivamente félsicas: na margem, unidade descontínua de muscovita-biotita monzogranito porfirítico (MBgd, IC = 10 - 15), sucedida por uma unidade predominante de muscovita-biotita monzogranito (MBmg, IC *ca.* 8), e então por biotita monzogranito róseo inequigranular (Bmgr, IC = 5 - 6). Na porção central do maciço ocorre uma unidade de muscovita-biotita monzogranito porfirítico com titanita (BmgT, IC *ca.* 8). A borda NW do maciço corresponde a um pequeno corpo zonado, recentemente representado como uma intrusão um pouco mais jovem, com uma unidade central de biotita monzogranitos róseos grossos (maciço Roseira; Figura 5; Leite *et al.*, 2000). Amostras das unidades MBmg, Bmgr e BmgT, datadas pelo método U-Pb (em zircão e monazita), fornecem idades em torno de 600-605 Ma, pouco mais jovens que as dos granitos sin-orogênicos (Tabela 2)

O maciço Serra dos Lopes mostra um complexo zoneamento, com facies porfiríticas nas bordas NW e E, e muscovita-biotita monzogranitos equi- a inequigranulares granulares no centro.

O maciço Pilar do Sul tem geometria controlada por uma zona de falha, a sul, e mostra zoneamento simples, com borda de muscovita-biotita granito inequigranular médio a grosso que é truncado abruptamente por granitos equigranulares finos no centro, onde intensos efeitos de alteração hidrotermal são observados.

c) Granitos pós-orogênicos

O maciço Serra da Batéia é intrusivo na borda SW do maciço Piedade, e é inferido como sendo a ocorrência mais jovem dentro do batólito Agudos Grandes. Um biotita sienogranito porfirítico com abundante (por vezes mais que 50% em volume) feldspato potássico tabular alinhado numa foliação magmática de orientação subvertical é a facies predominante. Enclaves subvulcânicos de "riolito" são comuns; uma facies mais máfica, com hornblenda, aparece localmente na porção oeste do maciço. Amostra do maciço foi datada pelo método U-Pb (em zircão) em 565 \pm 8 Ma (Tabela 2; Janasi *et al.*, 2001). O maciço Serra da Queimada ocorre como um corpo alongado de direção NE relacionado ao maciço Serra da Batéia, e corresponde a biotita monzogranitos porfiríticos (IC = 6-8). O maciço São Miguel Arcanjo aflora ao longo dos vales de rios em regiões onde a cobertura de xistos Permo-carboníferos localizados na borda oriental da bacia do Paraná foram erodidos, e são formados por hornblenda-biotita monzo- a sienogranitos porfiríticos (IC = 8).

Tabela 2. Granitóides do Bat	ólito Agudos Grande	es: características e idades U-Pb
em zircão e monazita (Janasi e	et al., 2001)	

	Maciços/Tipos	Características dos granitóides	ldades, Ma
pós-	Serra da Batéia	metaluminosos de afinidades c/ granitos A	565 ± 8
orogênicos	S.Miguel Arcanjo	metaluminosos de afinidades c/ granitos A	?
	Serra da Queimada		-
Tardi-	Piedade	metaluminosos a moderadamente peraluminosos	600 - 605
orogênicos	Serra dos Lopes	moderadamente peraluminosos	?
	Pilar do Sul		-
	Turvo	leucogranitos peraluminosos	610 ± 1
Sin-	Ibiúna	metaluminosos	610 ± 2
Orogênicos	Tapiraí; Jurupará		-
	S. dos Agudos	metaluminosos	?
	Grandes		
	Itapevi		-





Figura 5 - Mapa geológico e de localização de amostras das principais unidades do maciçoPiedade (modificado de Leite, 1997)

3. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DOS GRANITOS ESTUDADOS

Neste capítulo é apresentado um resumo das principais características petrográficas e químicas dos granitos estudados, baseado no estudo de amostras selecionadas representativas das principais faciologias presentes nos maciços Ibiúna, Tapiraí, Jurupará, Piedade e, com menos detalhe, no maciço Serra dos Agudos Grandes e nas variedades deformadas dos granitos tipo Ibiúna. Descrições destas rochas foram, em parte, também apresentadas por Leite (1997), cuja ênfase maior foi o do mapeamento de detalhe, acompanhado de petrografia. A nomenclatura adotada é a mesma utilizada no Mapa Geológico de Leite (1997) e encontra-se resumida na Tabela 3. A localização dos pontos amostrados pode ser vista nas Figuras 4 e 5 (**Capítulo 2**)

Foram realizadas modas de alguns exemplares dos maciços Piedade e Ibiúna e Jurupará para fins de classificação desses granitóides (Tabela 4; Figura 6a).

Um dos critérios utilizados para a separação das facies litológicas, em campo, foi o índice de cor, critério que se mostrou bastante satisfatório (Figura 6b; Tabela 4).

Os granitos estudados podem ser facilmente subdivididos em função da presença de seus minerais máficos e acessórios: hornblenda, biotita, titanita e muscovita. Esta subdivisão permite definir os tipos metaluminosos (com hornblenda e titanita, ou apenas com biotita e titanita), separando-os dos biotita granitos, marginalmente peraluminosos, e das variedades francamente peraluminosas, com biotita e muscovita (Figura 6c). Os diversos granitóides estudados mostram correlação positiva entre o conteúdo de SiO₂ e mg# (= MgO/(MgO+FeO_{total})) das rochas. Os granitóides peraluminosos apresentam mg# entre 36 e 46 e, os granitóides metaluminosos mg# entre 40 e 49 (Figura 6d). Pode-se notar que dentro dos tipos peraluminosos ocorrem rochas tão máficas quanto os tipos metaluminosos. Dados químicos completos são apresentados no Anexo 1.

Tabela 3 - Tabela com legendas e símbolos utilizados nos diagramas e no texto emgeral.

Maciços	Tipos	Abrev.	Símbolos	Amostras principais
Jurupará	Hornblenda biotita granodiorito a quartzo monzonitos porfiríticos	HBgd		PD 95 e PD 106
Ibiúna	Idem anterior	HBgd		PD 01, PD 505, PD 506, PD 526 e PD 1568
Tapiraí	Hornblenda biotita monzogranito grosso	HBgd		PD 1589, PD 1673 e PD 1823
Agudos Grandes	Idem anterior	HBgd		AG 04 e AG 12
Outros	Hornblenda biotita granodiorito a quartzo monzonitos porfiríticos mais deformados	HBgd	•	USP 01, PD 60 e PD 263
	Muscovita biotita monzogranito porfirítico	MBgd	•	PD 17, PD 419 e PD 462
	Muscovita biotita granodiorito a monzogranito porfirítico	MBmg	•	PD 71, PD 227, PD 410, PD 1152E, PD 1152F, PD 1152H
	Biotita monzogranito inequigranular róseo	Bmgr	0	PD 140c, PD 414 e PD 498
Piedade	Biotita monzogranito porfirítico com titanita	BmgT		PD 438 e PD 474B
	Hornblenda biotita granodiorito equigranular	HBgde	×	PD 415B e PD 1152

 Tabela 4 - Moda de algumas amostras dos granitos sin- e tardi-orogênicos.

Unidade	Amostras	Quartzo	Plagioclásio	Feldspato alcalino	Máficos
HBgd	PD 01	28	24	33	15
HBgd	PD 95	23	41	20	16
MBgd	PD 17	23	37	27	13
MBgd	PD 462	21	31	35	13
MBmg	PD 410	22	36	33	8
Bmgr	PD 414	25	23	48	4
BmgT	PD 438	24	31	37	8,0
BmgT	PD 474b	26	34	31	9



Figura 6 - Diagramas de classificação e variações gerais para granitóides representativos do Batólito Agudos Grandes: (a) diagrama QAP de classificação das rochas (gneas (Streckeisen, 1976); (b) diagrama de variação dos índices ACNK vs. ANK; (c) diagrama de variação do teor de SiO₂ *vs.* índice de cor das rochas; (d) diagrama de variação do teor de SiO₂ *vs.* Mg/(Fet+Mg).

3.1. Granitóides sin-orogênicos: maciços Ibiúna, Tapiraí, Jurupará

Os granitóides sin-orogênicos são representados por exemplares dos maciços Ibiúna, Jurupará (ambos do tipo Ibiúna) e Tapiraí (tipo Tapiraí). Como discutido no **item 1.2**, amostras do maciço Serra dos Agudos Grandes e variedades deformadas dos granitóides tipo Ibiúna, todos portadores de anfibólio, foram incluídas para uma avaliação mais ampla sobre as profundidades de colocação de magmas ao longo do batólito Agudos Grandes.

3.1.1. Hornblenda- biotita monzodioritos a quartzo monzonitos porfiríticos (HBgd)

a) características macroscópicas

Os granitóides sin-orogênicos do tipo Ibiúna são rochas porfiríticas de coloração cinza-rosada, com megacristais tabulares a irregulares de feldspato alcalino róseo, com tamanhos que variam de 0,5 a 4 cm. Algumas amostras apresentam uma leve foliação dada pela orientação dos feldspatos. O plagioclásio esbranquiçado apresenta-se tabular ou com contornos irregulares, podendo alcançar até 1 cm. A matriz de granulação variável, média a grossa, mostra plagioclásio esbranquiçado, quartzo cinzento e minerais máficos, principalmente hornblenda e biotita formando uma rede irregular de agregados alongados (Foto 1). O índice de cor é variável entre 9 e 18, sendo que menores índices são das amostras de borda do maciço Ibiúna. É freqüente a presença de quartzo estirado, em variedades com textura protomilonítica. As amostras das variedades mais deformadas mostra ma alguns casos estrutura francamente gnáissica (*e.g.*, amostra USP01).

As amostras do tipo Tapiraí apresentam os menores índice de cor (*ca.* 8) e megacristais de feldspato alcalino róseo menores (*ca.* 2 cm).

b) características microscópicas

Apresentam textura porfirítica a inequigranular, com cristais de variados tamanhos, tabulares a irregulares, de plagioclásio e feldspato alcalino. Os minerais máficos (hornblenda, biotita, opacos e titanita) aparecem em conjuntos alongados e dispersos. A matriz, seriada para os cristais maiores, aparece constituída por mosaicos de quartzo irregular, feldspatos tabulares a irregulares e os minerais máficos. A presença freqüente de mosaicos de quartzo com extinção ondulante, curvaturas nas clivagens da biotita e hornblenda e ondulações nas lamelas de geminação do plagioclásio são claros sinais de deformação. Em amostras como
PD01 e PD95 (tipo Ibiúna), os minerais máficos mostram poucos sinais de alteração, o mesmo não ocorrendo com os feldspatos, mais fortemente alterados. Na amostra USP01 ocorre um intenso processo de recristalização nos interstícios dos grãos, bem como minerais corroídos, sinais claros de deformação da rocha (Foto 2).

O feldspato alcalino mostra dimensões que variam em média de 2 a 5 mm na matriz, e os megacristais, que podem alcançar até 4 cm, são em sua maioria irregulares a idiomórficos. Apresenta geminação em grade de desenvolvimento irregular e desenvolve pertitas finas ou em veios. Mostra inclusões de plagioclásio com bordas albitícas, apatita, quartzo, biotita e opacos. É freqüente a formação de micromosaicos envolvendo os feldspatos e o quartzo, bem como mirmequitas que são encontradas contornando os grãos maiores ou, mais raramente, inclusas nestes.

O *plagioclásio* aparece com tamanhos que variam de 0,1 a 1,1 cm e são em sua maioria irregulares a tabulares. A geminação fina é da lei da albita e albitapericlínio. Os núcleos que por vezes apresentam alteração para sericita e epidoto, mostram teores de An entre 17 e 26 (oligoclásio) e as bordas podem ser um pouco mais sódicas. Alguns grãos apresentam extinção ondulante. Forma mosaicos poliminerálicos juntamente com o quartzo e o feldspato alcalino. Suas inclusões mais freqüentes são biotita, apatita e opacos.

O *quartzo* apresenta dimensões que variam de 0,1 a 4 mm. Mostra-se xenomórfico e com constante extinção ondulante. Forma subgrãos de mosaicos de grãos maiores.

Os *minerais máficos* mais abundantes são hornblenda e biotita. A proporção destes dois minerais é bastante variável, com a predominância da biotita. A *hornblenda* pode mostrar-se sem sinais de alteração e idiomórfica (*e.g.*, amostras PD01, PD95 e PD1568; Foto 3) ou como relictos em biotita, como por exemplo na amostra PD505. Seu pleocroísmo pode variar de bege (x') a verde (z') ou de verde claro (x') a verde médio-escuro (z'). Alguns grãos podem apresentar curvatura nas clivagens (amostra PD01). É bastante freqüente a presença de geminação simples, alteração para biotita e clorita e inclusões de titanita, apatita e opacos.

A **biotita** mostra-se quase sempre como palhetas subidiomórficas com pleocroísmo variando de bege claro (x') a marrom esverdeado (z'). Possui inclusões freqüentes de titanita, apatita, opacos e zircão, este com seus característicos halos pleocróicos. Em algumas amostras as biotitas estão pouco deformadas (*e.g.*, amostras PD01 e PD95), enquanto em outras a deformação é maior, com aparição de *kink bands* (*e.g.*, amostra PD506).

Entre os *minerais acessórios*, titanita é o principal, com dimensões de até 1,5 mm. É idiomórfica, com geminação polissintética e freqüentes inclusões de

minerais opacos (Foto 4). A apatita é idiomórfica a subidiomórfica com formas alongadas; acompanha quase sempre os outros minerais máficos e é presença constante como inclusão em hornblenda e outros máficos. O zircão é freqüente como inclusões na biotita. O epidoto é xenomórfico a idiomórfico e ocorre associado ao anfibólio e biotita; nas amostras PD263, AG 4 e AG 12 é presença constante. A allanita, subidiomórfica e complexamente zonada, é mais rara; por vezes apresenta-se como núcleo circundado por epidoto (*e.g.*, amostra PD526).

Como *minerais de alteração*, principalmente do plagioclásio, foram detectados principalmente a sericita e o epidoto.

Os *minerais opacos* ocorrem normalmente associados aos máficos. Magnetita é o mineral opaco mais abundante e aparece como grãos idiomórficos, em alguns com contornos irregulares, e cores tipicamente acinzentadas com freqüente "martita" nos planos octaédricos (Foto 5); menos freqüente é a presença de magnetita levemente rosada (*e.g.*, amostra PD506). O mineral da série ilmenita-hematita tem ocorrência restrita a inclusão e/ou relictos em titanita, onde ocorre um predomínio de titanohematita sobre ferri-ilmenita (Foto 6). Sulfetos são em geral pouco abundantes, com destaque para pirita, que pode apresentar alteração para goethita; calcopirita é mais rara.



Foto 1 - Hornblenda-biotita granodiorito a quartzo monzonitos porfiríticos (HBgd), com megacristais de feldspato alcalino de até 4 cm e índice de cor em torno de 8 (amostra PD01).



Foto 2 -Textura típica dos granitóides sin-orogênicos deformados da unidade HBgd, com anfibólio (lado bordejado direito) por de materiais alteração (leucoxênio e biotita). Mostra biotitas de caráter intersticial, com finas palhetas deformadas e alteradas. Ao temos titanita centro xenomórfica com núcleo de hematita. Do lado esquerdo aparece plagioclásio de aspecto "sujo". Amostra USP microscópio 01 (ao petrográfico; luz transmitida).



Foto 3 – Anfibólio típico da unidade HBgd, de caráter idiomórfico e com abundantes inclusões de apatita, zircão e minerais opacos. Amostra PD1568 da unidade HBgd (ao microscópio petrográfico; luz transmitida transmitida).



Foto 4 – Titanita subidiomórfica, com inclusões e/ou relictos de minerais opacos. Amostra PD01 da unidade HBgd (ao microscópio petrográfico; luz transmitida).



Foto 5 Magnetita _ idiomórfica com finas lamelas de"martita" nos planos do octaedro. Mostra em seu lado direito associação com titanita. Amostra PD01 da (ao unidade HBgd microscópio petrográfico, luz refletida).



Foto 6 – Detalhe da titanita da Foto 4, em luz refletida, mostra inclusões e/ou relictos de titanohematita e ferroilmenita (ao microscópio petrográfico).

3.2. Granitóides tardi-orogênicos: maciço Piedade

Os granitóides tardi-orogênicos são representados por exemplares do maciço Piedade, que mostra grande diversidade faciológica.

3.2.1. Muscovita- biotita granodioritos a monzogranitos porfiríticos (MBgd e MBmg)

a) características macroscópicas

São rochas porfiríticas, levemente foliadas, com variação na cor dos fenocristais de feldspato alcalino, que podem ser esbranquiçados (*e.g.*, amostra PD17; Foto 7) ou róseos (*e.g.*, amostra PD410; Foto 8). Os fenocristais de feldspato alcalino são tabulares a irregulares, com dimensões entre 1 e 3 cm. Aparecem ainda grãos de plagioclásio esbranquiçado com até 0,8 cm. A matriz é de granulação média, seriada, ora com os dois feldspatos esbranquiçados e indistintos, ora com feldspato alcalino róseo, plagioclásio esbranquiçado, quartzo cinzento e agregados de minerais máficos, com predomínio de biotita e alguma muscovita. As unidades MBgd e MBmg se diferenciam pelo índice de cor (em torno de 14 e 8, respectivamente) e pela maior proporção de plagioclásio na primeira, que pode ter composição granodiorítica (Leite, 1997).

As amostras PD462, PD71, PD1152F e PD1152H, aqui atribuídas a estas unidades mostram, pouca ou nenhuma muscovita.

b) características microscópicas

As rochas mostram textura porfirítica, com megacristais de feldspato alcalino. A matriz é formada por mosaicos monominerálicos de quartzo, grãos individuais de feldspato alcalino e plagioclásio. Os minerais máficos (principalmente a biotita) formam uma rede irregular, com agregados ou feixes. A formação de mosaicos, subgrãos de minerais félsicos e biotita com clivagens dobradas são efeitos de deformação da rocha.

O *plagioclásio* mostra grãos subidiomórficos a irregulares, com dimensões variadas, até 5,5 mm. Apresenta geminação fina na lei da albita e albita-periclínio; são raras as de Carlsbad. Os teores de An, em núcleos, variam entre 25 e 27. As inclusões são de grãos de microclínio, finas palhetas de biotita e quartzo em gotas ou irregular. A alteração mais freqüente é para sericita, concentrada nas fraturas, clivagens e núcleo; aparecem ainda alterações para epidoto e carbonato. Alguns grãos encontram-se rodeados por mosaicos microgranulares de feldspato alcalino e

quartzo e agregados de pequenas lâminas de biotita e muscovita. Alguns grãos formam mosaicos com subgrãos e mostram extinção levemente ondulante.

O feldspato alcalino aparece com dimensões bastante variadas, podendo formar megacristais alongados a irregulares de até 2,0 cm. Os grãos menores são irregulares a equidimensionais. Apresentam geminação em grade e pertitas filamentosas e irregulares. As inclusões mais freqüentes são de biotita, apatita, quartzo e plagioclásio. Grãos menores formam mosaicos com grãos de quartzo, plagioclásio e mirmequitas. Menos comum é a alteração localizada desse mineral para sericita, com concentração em algumas fraturas ou veios.

O *quartzo* mostra grãos de dimensões muito variadas, com contornos ameboidais a irregulares e extinções ondulantes. Forma mosaicos e subgrãos em parte mostrando formas alongadas e orientação paralela.

A *biotita* forma palhetas xenomórficas a subidiomórficas, com dimensões variadas, até 3,5 mm, e também filamentos muito pequenos e finos. Aparece em parte com intercrescimento de muscovita de menor tamanho, aparentemente secundária (amostra PD462). Apresenta pleocroísmo variando de bege (x') a marrom acastanhado (z'), ou, nas amostras com feldspatos esbranquiçados e indistintos, de (x') marrom a (z') marrom-avermelhada (PD17; Foto 9). As inclusões mais comuns são de apatita, zircão, monazita e opacos. Algumas palhetas mostram *kink bands* e clivagem dobrada.

A *muscovita* aparece como palhetas xenomórficas a subidiomórficas, com dimensões variadas, até 1,2 mm (Foto 10). Finas palhetas são encontradas junto com mosaicos de mirmequitas e em volta dos plagioclásios. Algumas lâminas mostram biotita marginal indicando possível processo de substituição. Algumas palhetas apresentam sinais de deformação (clivagem dobrada).

Os *minerais acessórios* são zircão, apatita, monazita e opacos. O zircão, constantemente idiomórfico, é zonado e com halo pleocróico quando incluído na biotita. A apatita, subidiomórfica a idiomórfica, está presente como inclusões na biotita e no feldspato alcalino. A monazita, subarredondada, é em geral pouco abundante (Foto 11). A turmalina aparece em um grão na amostra PD71.

Como *minerais de alteração* ocorrem epidoto e carbonato, que aparecem como produto de alteração do plagioclásio, e clorita, como raro produto da alteração da biotita.

Os *minerais opacos* aparecem associados aos agregados de biotita e muscovita. Os minerais da série ilmenita-hematita predominam sobre a magnetita. Os primeiros têm forma de ocorrência bastante variada: *a)* grãos de ferri-ilmenita com finas lentes de exsolução de titanohematita (plano (0001)) comuns nas

unidades MBgd e MBmg (Foto 12); *b*) grãos de titanohematita com lentes de exsolução de ferri-ilmenita (plano (0001)), com um manto externo de ilmenita resultado provável de migração durante o processo de exsolução (uma segunda geração de lamelas finas de exsolução de titanohematita aparece no plano (0001) dessa borda; Foto 13); *c*) grãos de ferri-ilmenita sem lamelas de exsolução visíveis (*e.g.*, amostra PD17; Foto 14). Os grãos de magnetita são freqüentemente idiomórficos a subidiomórficos; em algumas amostras esse mineral está ausente (*e.g.*, amostras PD17 e PD1152E). Na amostra PD1152F a magnetita aparece com freqüência inclusa em plagioclásio, em parte associada a fraturas nesse mineral (Foto 15). Ocorrem ainda raros grãos subidiomórficos de pirita e calcopirita.



Foto 7 - Aspecto textural macroscópico típico da unidade MBgd (Muscovitabiotita granodiorito a monzogranito porfirítico), com megacristais de feldspato acalino brancos, e índice de cor em torno de 13 (amostra PD17



Foto 8 - Aspecto textural macroscópico típico da unidade MBmg (Muscovita -biotita monzogranito porfirítico), com megacristais de feldspato acalino róseos, e índice de cor em torno de 8 (amostra PD410).



Foto 9 - Biotita marromavermelhada da unidade A muscovita MBgd. aparece como finas palhetas incolores associadas a biotita (lado esquerdo). Amostra PD17 analisada em luz transmitida (ao microscópio petrográfico).



Foto 10 – Muscovita placóide (incolor) associada a biotita. No canto inferior direito ocorre zircão prismático com halo pleocróico incluso na biotita (ao microscópio petrográfico; luz transmitida). Amostra PD410 da unidade MBmg.



Foto 11 – Monazita subarredondada intersticial, com alta birrefringência em tons azul e verde (ao centro). Amostra PD462 da unidade MBgd (ao microscópio petrográfico; luz transmitida e polarizadores cruzados).



Foto12–Grãosubidiomórficosdeferro-ilmenitacomlamelasdeexsoluçãodedetitanohematita.Noladodireitoda fototemosdoisgrãoscompostosportitanohematitaeferro-ilmenita.AmostraPD410daunidadeMBmg(aomicroscópiopetrográfico,luz refletida).



Foto 13 – grão xenomórfico de titanohematita, com bordas e lentes orientadas (Plano (0001)) de ferroilmenita. No lado direito da foto 0 grão de titanohematita mostra inclusões de apatita e zircão. Amostra PD227 da unidade MBmg (ao petrográfico; microscópio luz refletida).



Foto 14 – grãos xenomórficos de Imenita (praticamente pura) da amostra PD17 da unidade MBgd (ao microscópio petrográfico; luz refletida).



Foto 15 – grãos idiomórficos de magnetita "inclusos" em grão maior de plagioclásio, posicionados bem próximos de fraturas (seta vermelha). Amostra PD1152F da unidade MBmg (ao microscópio petrográfico; luz transmitida e polarizadores cruzados)

3.2.2. Biotita monzogranitos inequigranulares róseos (Bmgr)

a) características macroscópicas

As rochas dessa variedade apresentam coloração cinza-rosada e mostram textura inequigranular seriada. A granulação varia de média a grossa, com destaque para o plagioclásio esbranquiçado irregular a equidimensional, feldspato alcalino róseo, quartzo cinzento e agregados de biotita e opacos (Foto 16). Apresentam uma leve foliação caracterizada pela orientação dos feldspatos. O índice de cor é variável entre 3 e 7. A moda mostra uma leve predominância de feldspato alcalino sobre o plagioclásio (Tabela 4).

Apesar das amostras desta unidade serem texturalmente e quimicamente parecidas, motivo pelo qual foram aqui agrupadas por Leite (1997), a amostra PD498 provavelmente se associa a uma intrusão mais jovem (Maciço Roseira; Leite *et al.*, 2000).

b) características microscópicas

Apresentam um textura inequigranular seriada média, com regiões alongadas-irregulares ocupadas pelos minerais félsicos (ora feldspato alcalino ou plagioclásio, ora mosaicos de vários grãos), bordejados por agregados alongados intersticiais, descontínuos, com biotita e minerais opacos e acessórios. A amostra PD498 mostra textura um pouco mais grossa.

O feldspato alcalino mostra grãos com dimensões variando de alguns milímetros a 1,8 cm, com contornos irregulares a grãos subidiomórficos. Apresenta freqüentes inclusões de plagioclásio equidimensional, em parte com aspecto corroído e bastante alterado, com bordas albíticas e em parte também com bordas de mirmequitas; são freqüentes também as inclusões de lâminas de biotita e gotas de quartzo; mais raras são as inclusões de minerais opacos. Apresenta geminação em grade e Carlsbad. As pertitas são filamentosas e se concentram em algumas áreas. São freqüentes mirmequitas bordejando os grãos maiores, ou inclusas nestes.

O *plagioclásio* aparece com dimensões variadas, até 6 mm, subidiomórfico a irregular, ou em parte também forma mosaicos de grãos menores com outros minerais félsicos. Os teores de An, nos núcleos, variam entre 23 e 25. A geminação albita e albita-periclínio pode aparecer com lâminas curvadas. Muitos grãos maiores mostram zonalidade difusa, em parte com núcleos fortemente sericitizados. Mais rara é a presença de finos veios, em parte alinhados com a clivagem do grão hospedeiro, constituídos por grãos minúsculos de mirmequita e feldspato alcalino. As inclusões são de feldspato alcalino, quartzo e biotita.

O *quartzo* apresenta dimensões variadas, até 5 mm, com formas muito irregulares e extinção quase sempre ondulante. Forma subgrãos de cristais maiores, que aparecem em parte alongados e fortemente orientados e mosaicos de grãos muito pequenos.

A *biotita* aparece em agregados como palhetas subidiomórficas a xenomórficas, lamínulas e filamentos (Foto 17). Apresenta dimensões variáveis, de até 3,5 mm. O pleocroísmo varia de bege amarelado (x') a marrom esverdeado (z'). Mostra inclusões de quartzo, minerais opacos, apatita e zircão com halos pleocróicos. Algumas palhetas mostram clivagem dobrada, bem como finas lâminas de muscovita secundária em suas clivagens.

Os *minerais acessórios*, quase sempre associados aos agregados de biotita, são apatita subidiomórfica a idiomórfica, presente como inclusões na biotita, feldspato alcalino e plagioclásio; zircão, com halo pleocróico, como inclusão na biotita; titanita como fina borda irregular em ferri-ilmenita (somente nas amostras PD414 e PD140c); alguns cristais idiomórficos de monazita de tamanhos até 0,5 mm; ocasionalmente allanita como grãos idiomórficos maiores, e apenas na amostra PD140c, turmalina.

Como *minerais de alteração* estão presentes a clorita (em biotita), a sericita e o carbonato (em plagioclásios).

Os *minerais opacos* aparecem associados aos agregados de biotita, e em parte também como inclusões em feldspato alcalino. Estão presentes grãos subidiomórficos a idiomórficos de magnetita, com lamelas de "martita" nos planos octaédricos. Nas amostras PD140c e PD414 a ferri-ilmenita aparece somente associada a titanita, que ocorre como fina borda. Na amostra PD498 ocorrem grãos de ferri-ilmenita com lamelas (em geral finas) de titanohematita no plano (0001) (Foto 18). Alguns grãos de ilmenita apresentam em seus núcleos alteração de baixa temperatura para agregados irregulares, que correspondem a misturas de hematita e rutilo. Aparecem ainda raros grãos subidiomórficos de pirita e calcopirita. A goethita aparece como borda de alteração em alguns grãos de pirita.



Foto 16 - Aspecto textural macroscópico típico da unidade Bmgr (Biotita Monzogranito Inequigranular róseo), com predomínio de feldspato alcalino sobre o plagioclásio, e índice de cor em torno de 5 (amostra PD498).



Foto 17 – Agregado de biotitas placóides (caráter parcialmente intersticial) junto com mineral opaco subidiomórfico (ao centro) e apatita (lado esquerdo). Amostra da unidade Bmgr PD498 (ao microscópio petrográfico; luz transmitida).



Foto 18 – Detalhe do mineral opaco da foto 17. Ferro-ilmenita com finas lamelas de titanohematina no plano (0001). Amostra PD498 da unidade Bmgr (ao microscópio petrográfico; luz refletida).

3.2.3. Biotita monzogranito com titanita (BmgT)

a) características macroscópicas

São rochas de coloração cinza-rosada que apresentam uma textura porfirítica a seriada, com uma foliação pouco marcada. Os megacristais são de feldspato alcalino róseo, com tamanhos entre 0,5 e 2,5 cm, alongado a irregular, e alguns menores de plagioclásio esbranquiçado tabular a irregular. A matriz seriada de granulação média a grossa mostra plagioclásio esbranquiçado, irregular a subidiomórfico, feldspato alcalino róseo, quartzo acinzentado em manchas com minerais máficos (biotita). O índice de cor varia entre 8 e 9. Os dados modais mostram uma leve predominância do plagioclásio sobre o feldspato alcalino (Tabela 4).

b) características microscópicas

Apresentam textura porfirítica a seriada com agregados de minerais félsicos separados por finas faixas de agregados máficos. Os minerais máficos, especialmente biotita, titanita, apatita e opacos aparecem distribuídos regularmente por toda a lâmina. É comum a formação de mosaicos de quartzo, grãos menores de feldspato alcalino, plagioclásio e finas lâminas de biotita. A formação de subgrãos de quartzo com extinção ondulante e lâminas de biotita dobradas são indicativos de deformação.

O *plagioclásio* apresenta grãos de até 6 mm, com formas irregulares a idiomórficas. Desenvolve geminação fina tipo albita, albita-periclínio e mais raramente Carlsbad. Alguns grãos mostram borda albítica e zonalidade difusa. Apresenta subgrãos, com orientações levemente diferentes e alteração para sericita. Os grãos maiores aparecem freqüentemente circundados por mosaicos poliminerálicos. Seus teores de An, nos núcleos, variam de 22 a 25. Possuem inclusões de biotita, microclínio e titanita.

O feldspato alcalino mostra grãos irregulares e dimensões variadas, até 1,5 cm. Apresenta geminação em grade e mais raramente Carlsbad; pertitas são geralmente finas. Mostra inclusões de plagioclásio, subidiomórfico a idiomórfico, com borda albítica, além de biotita, titanita, mineral opaco e zircão. Apresenta alteração para sericita. É freqüente a formação de mirmequitas marginais e mais raramente interiores, com tamanhos variados. Ocorre ainda a formação de micromosaicos poliminerálicos com feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, biotita e mirmequitas que circundam os grãos maiores de feldspato alcalino e plagioclásio.

O quartzo mostra grãos xenomórficos, com dimensões variadas. Apresenta

extinção ondulante, formação de mosaicos e formação de subgrãos por recristalização.

A **biotita**, o mineral máfico de maior abundância, ocorre como palhetas xenomórficas a subidiomórficas, com tamanhos de até 2,5 mm. O pleocroísmo varia de bege claro (x') a bege esverdeado (z'). Ocorre como agregados ou como palhetas muito finas, com inclusões de titanita, apatita, zircão e opacos (Foto 19). Algumas palhetas apresentam clivagem dobrada e extinção ondulante.

O *mineral acessório* mais freqüente é titanita, irregular a idiomórfica, com dimensões variadas, até 2,3 mm (Foto 20). Apresenta pleocroísmo suave, geminação múltipla e inclusões de opacos e zircão. As formas irregulares a alongadas aparecem como produto de recristalização de biotita (amostra PD438). Encontra-se ainda zircão, em geral idiomórfico, zonado e com halos pleocróicos, apatita subidiomórfica, e rara allanita, metamítica e zonada.

Os *minerais de alteração* mais freqüentes são a sericita, como alteração em plagioclásio e, mais rara, a clorita, que aparece como produto da alteração da biotita.

Os *minerais opacos* aparecem quase sempre associados aos minerais máficos ou como inclusões nestes. O mineral opaco predominante é a magnetita, que ocorre como grãos subidiomórficos a idiomórficos, isolados ou inclusos em biotita e titanita. O mineral da série ilmenita-hematita tem ocorrência restrita como inclusão e/ou relicto em titanita, com predomínio de titanohematita (Foto 21). Menos freqüente é a presença de grãos subidiomórficos a idiomórficos de pirita com inclusões de calcopirita.



Foto 19 - Agregado de biotitas placóides junto com minerais opacos de hábito idiomórfico (magnetita) e titanita (luz transmitida). Mostram inclusões de apatita e zircão (alguns com halo pleocróico). Amostra PD438 da unidade BmgT (ao microscópio petrográfico; luz transmitida).



Foto 20 – Agregado de titanita idiomórfica com inclusões ou intercrescimento de minerais opacos (titanohematita e magnetita). Amostra PD438 da unidade BmgT (ao microscópio petrográfico; luz transmitida).



Foto 21 – Detalhe dos minerais opacos da foto 20. Magnetita e titanohmatita inclusa e/ou relicto em titanita. Amostra PD438 da unidade BmgT (ao microscópio petrográfico; luz refletida).

3.2.4. Hornblenda-biotita granodiorito equigranular com epidoto (HBgde)

a) características macroscópicas

São rochas equigranulares finas que ocorrem como enclaves restritos a porções da borda externa da unidade MBmg. Mostram coloração acinzenta, dada pelo quartzo e minerais máficos (biotita e anfibólio), com índice de cor variando entre 8 e 10.

b) características microscópicas

Apresentam textura equigranular fina a média, com grande quantidade de minerais acessórios como titanita e epidoto.

O *plagioclásio* aparece com tamanhos que variam de 1 a 2 mm e formas irregulares a tabulares. A geminação fina é da lei da albita. Apresenta borda mais sódica e teores de An que variam de 27 a 30 no núcleo. Mostra zoneamento bastante marcado (Foto 22). Aparece constantemente com alteração para sericita e epidoto. Suas inclusões mais freqüentes são biotita, apatita e minerais opacos.

O *feldspato alcalino* mostra dimensões que variam de 1 a 3 mm e tem hábito xenomórfico. Apresenta geminação em grade de desenvolvimento irregular. As pertitas filiformes ou em veios são pouco freqüentes.

O *quartzo* apresenta dimensões que variam de 0,1 a 1,5 mm. Mostra-se xenomórfico e com constante extinção ondulante.

A **biotita** mostra-se quase sempre como palhetas subidiomórficas, com dimensões variando de 0,5 a 1,5 mm. O pleocroísmo varia de bege esverdeado (x') a marrom esverdeado (z'). Possui inclusões de titanita, apatita, epidoto e zircão.

A *hornblenda* mostra-se como grãos subidiomórficos a xenomórficos com dimensões inferiores a 1 mm (Foto 23). Seu pleocroísmo varia de verde claro (x') a verde médio-escuro (z').

Entre os *minerais acessórios*, titanita é o mais abundante, e mostra hábito idiomórfico a subidiomórfico. A apatita é idiomórfica a subidiomórfica e acompanha quase sempre os outros minerais máficos; é presença constante como inclusão em outros grãos. O epidoto com freqüência tem hábito idiomórfico, pleocroísmo variando de incolor a amarelo claro, muitas vezes com núcleo de allanita e cercado por biotita (Fotos 23 e 24). Essas características são comuns em epidoto de caráter primário (Sial *et al.*, 1999). O zircão é freqüente como inclusões na biotita.

Como *minerais de alteração*, principalmente do plagioclásio, foram detectados principalmente a sericita e o epidoto.

Os *minerais opacos* são raros; a magnetita em geral está ausente.



Foto 22 – Plagioclásio típico da unidade HBgde (hornblenda-biotita granodiorito equigranular com epidoto), com zoneamento marcado e cercado por finas placas de biotita . Amostra PD1152 (ao microscópio petrográfico; luz transmitida e polarizadores cruzados).



Foto 23 – Anfibólio da unidade HBgde associado a biotita e epidoto (mineral incolor de relevo alto; seta vermelha do lado esquerdo). Amostra PD415b (ao microscópio petrográfico; luz transmitida).



Foto 24 - Epidoto típico da unidade HBgde, idiomórfico, incolor com núcleo de allanita (lado esquerdo e ao centro da foto),e também titanita idiomórfica (rosada; à direita e no centro da foto), ambos cercados por biotita. (Foto de Renato Jordan Leite, 1997). Amostra PD1152 (ao microscópio petrográfico; luz transmitida).

4. SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

O estudo das rochas graníticas inclui, como uma das tarefas de interesse tanto de sua metalogenia como da petrologia e geoquímica, também a medição das propriedades magnéticas e a sua interpretação em função da geoquímica e da história de colocação e deformação. Entre as medições mais simples de serem realizadas, até com equipamentos portáteis, está a susceptibilidade magnética (K) da rocha, um fator que começou a ser salientado desde os estudos pioneiros no Japão, por Ishihara (1977 e 1981), dedicados à exploração mineral e à identificação dos corpos granitóides como potenciais alvos de pesquisas para a procura de jazidas de W, Sn, Ta, etc. Mas ficou rapidamente comprovado, até pela contemporaneidade entre estes estudos e os dos geólogos australianos que definiram as categorias de granitóides I e S no cinturão de Lachlan, que a susceptibilidade magnética dos granitóides era mais um elemento que podia ajudar na definição das linhagens granitóides: os granitóides de baixa susceptibilidade de Ishihara, da série a ilmenita, eram em parte equivalentes às linhagens reduzidas, do tipo S, definidas pelos australianos, enquanto os magnetita granitos de Ishihara eram parecidos com os do tipo I (e.g., Ishihara, 1977, 1981; Chappel & White, 1974; White, 1992). Trabalhos semelhantes também estão sendo desenvolvidos no Brasil, com a finalidade precípua de utilizar medições de susceptibilidades de rochas granitóides para identificação de linhagens petrogenéticas e metalogenéticas e de sua história de colocação (e.g., Correia, 1994; Magalhães & Dall'Agnol, 1992).

Conforme esperado, a variação de *K* mostra uma correlação positiva com teor de magnetita dos diversos tipos litológicos estudados (Figura 7). Os valores de % do volume de magnetita podem ser vistos na Tabela 5.

Foram obtidos valores de *K* medidos em diversos afloramentos das unidades estudadas. Na Tabela 5 são apresentados valores médios obtidos para as 30 amostras alvo deste trabalho. Também são apresentados valores de afloramentos relacionados às mesmas unidades, no intuito de mostrar uma variação mais ampla de *K*. Foi realizado o tratamento estatístico dos dados, com obtenção da média, desvio padrão e histogramas de variação, a partir da freqüência relativa, dos dados gerais obtidos para cada unidade estudada (Figura 8). No Anexo 2 é apresentado o mapa geológico da área estudada, onde é possível observar a distribuição de *K* ao longo do Batólito Agudos Grandes.

4.1. Granitóides sin-orogênicos

Os valores mais elevados de *K* são observados nos granitos sin-orogênicos portadores de hornblenda. Os valores médios observados para diferentes maciços acham-se sempre na faixa de 16 a 18 (x 10^{-3} SI) (Figura 7). A dispersão observada, por exemplo, no maciço Ibiúna, não está claramente vinculada a variação no índice de cor ou na intensidade de deformação das rochas, embora ambos os fatores possam localmente ser importantes. As amostras de variedades mais deformadas do tipo Ibiúna, localizadas na porção leste do batólito, mostram valores médios de *K* semelhantes aos encontrados no maciço Ibiúna.

O maciço Tapiraí se destaca por apresentar valores homogêneos de K, que se encontram entre os mais elevados do conjunto, a despeito de seu índice de cor mais baixo. Tal fato deve refletir o caráter fortemente oxidado desses granitos (ver detalhes no **Capítulo 7**).

A distribuição bimodal observada no maciço Serra dos Agudos Grandes reflete o contraste entre os setores norte e sul do perfil estudado por Leite (Tese de Doutorado em andamento): as rochas da parte sul, semelhantes ao tipo Tapiraí, tem valores de *K* também elevados, enquanto as rochas da parte norte tem valores de *K* menores.

4.2. Granitóides tardi-orogênicos

Nos granitóides do maciço Piedade os valores de *K* tendem a ser mais baixos que nos granitos sin-orogênicos ($K_{médio}$ entre 7 e 8 x 10⁻³ SI; Figura 7), exceto na unidade BmgT, portadora de titanita, onde são mais altos ($K_{médio} = 13 \times 10^{-3} \text{ SI}$).

Ocorre importante espalhamento dos valores de *K*, em geral nas unidades portadoras de muscovita (MBgd e MBmg), refletido no elevado desvio padrão. Essa dispersão tem, em parte, correspondência geográfica, uma vez que as rochas do extremo NW do maciço tendem a exibir valores mais baixos, em torno de 3 (x 10^{-3} SI). Trabalhos de mapeamento mais recentes têm reconhecido nessa região uma fase intrusiva mais jovem (maciço Roseira; Leite, Tese de Doutorado em andamento) (Anexo 2).

Por outro lado, observa-se que entre os granitos mais máficos portadores de muscovita (unidade MBgd), os valores de *K* variam entre os menores e maiores de todo o conjunto. A amostra com valor mais baixo (PD17; $K_{médio} = 0,21 \times 10^{-3} \text{ SI}$) é representativa de um tipo petrográfico que ocorre próximo à cidade de Piedade (SP), portador de feldspato alcalino branco e biotita avermelhada e praticamente isento de

magnetita. Entretanto, a amostra PD462 que ocorre dentro da mesma unidade e geograficamente na mesma região, tem feldspato alcalino róseo, biotita marromesverdeada e magnetita como mineral opaco comum, e apresenta valores de *K* tão altos quanto os dos granitos sin-orogênicos ($K_{médio} \sim 15 \times 10^{-3}$ SI).

O afloramento 1152 corresponde a uma área coberta por matacões de rochas graníticas inequigranulares a porfiríticas atribuídas à unidade MBmg. A susceptibilidade magnética desses granitos varia entre valores da ordem de 0,2 (x 10^{-3} SI) e 10 (x 10^{-3} SI); o aumento geralmente abrupto de *K* coincide com a mudança de cor do feldspato alcalino, de branca para rosada. A distribuição dos dois tipos de rocha no afloramento é irregular, com predomínio de uma e de outra se alternando em porções métricas a decamétricas. Sob outros aspectos, incluindo químicos, as rochas são idênticas, sugerindo tratar-se de processos de alteração pós-magmáticos (*cf.* Discussão no **Capítulo 7**).

As amostras dos enclaves portadores de hornblenda da unidade MBmg (PD415b e PD1152) apresentam susceptibilidades magnéticas extremamente baixas ($K_{médio} = 1 \times 10^{-3}$ SI), quando comparadas aos tipos com mineralogia semelhante (e.g., Ibiúna e Tapiraí). Tal fato reflete a ausência ou pouca abundância de magnetita, e é comum em granitóides portadores de epidoto magmático (*cf.* Sial *et al.*, 1999).



Figura 7 - Diagrama de variação da susceptibilidade magnética *vs.* volume de magnetita (estimativa modal a partir da contagem de grãos) para granitóides do batólito Agudos Grandes.



Figura 8 - Histogramas de variação da susceptibilidade magnética com relação a freqüência relativa desses valores. Os valores são representativos de afloramentos diversos dos diferentes maciços estudados (n = número de médias obtidas a cada 10 medidas).

Tabela 5 - Valores médios de Susceptibilidade magnética (x 10-3 SI), desvio padrão e número de dados (n) e volume de magnetita (%) para amostras dos maciços sin- e tardi-orogênicos.

Maciços	Tipos	Amostras	Média	desvio	n	Volm.mag
Jurupará		PD 95	16.94	2.46	30	0.87
		PD 106	14.10	3.15	30	n.d
		PD 01	12.48	3.75	20	0.67
		PD 505	21.69	3.16	20	0.48
lbiúna		PD 506	17.23	3.51	30	0.78
		PD 526	20.79	3.97	20	0.95
		PD 1568	15.74	4.23	10	n.d
Granitóides	HBgd	PD 60	17.35	3.79	20	n.d.
mais		PD 263	12.68	3.54	20	n.d.
deformados		USP 01	17.57	5.78	19	n.d.
		PD 1589	19.43	2.58	10	n.d.
Tapiraí	aí		19.26	2.75	10	n.d.
S.A.Grandes		AG4	11.68	1.67	10	n.d.
		AG12	23.35	5.07	10	n.d.
		PD 17	0.21	0.04	40	0.06
	MBgd	PD 419	8.12	1.63	30	n.d.
		PD 462	15.48	5.12	30	0.33
		PD 71	13.74	2.40	40	0.3
		PD 227	3.43	0.67	20	n.d.
		PD 410	8.32	1.71	20	0.26
	MBmg	PD 1152E	0.14	0.03	20	n.d.
Piedade		PD 1152F	10.19	2.23	10	n.d.
		PD 1152H	6.24	0.96	10	n.d.
		PD 140	10.65	1.85	10	0.58
	Bmgr	PD 414	7.59	2.88	29	0.62
		PD 498	7.70	1.99	30	0.14
	BmgT	PD 438	10.05	1.67	30	0.54
		PD 474	16.43	3.27	30	0.74
	HBgde	PD 415b	1.41	0.53	30	n.d.
		PD 1152	0.24	0.10	10	n.d.

5. QUÍMICA MINERAL

Análises químicas dos minerais máficos, opacos e plagioclásios de granitos do batólito Agudos Grandes foram realizadas com microssonda eletrônica, buscando-se compor um quadro da variabilidade química desses minerais para os diferentes tipos de rocha. Foram também obtidas análises completas por ICP-AES de concentrados de anfibólio (2 amostras) e de biotita (5 amostras), incluindo determinações de H2O⁺ por analisador C-H-N-S e FeO por titulometria, para testar o recálculo de anfibólio e para estimativas da fO_2 (Tabela 6).

Os dados obtidos para concentrados de anfibólio e biotita mostraram pequenas diferenças em comparação com os dados obtidos por microssonda eletrônica (análise pontual) (Tabela 6). As análises de anfibólio apresentam diferenças menores que as observadas na biotita, representando concentrados quase puros, isentos de inclusões de minerais acessórios (principalmente magnetita, o que inviabilizaria sua utilização para os fins aqui pretendidos). As composições químicas obtidas para biotita por plasma mostram teores de K₂O próximos de 9%, ou seja muito próximos dos valores ideais obtidos por microssonda eletrônica, o que atestam o elevado grau de pureza das análises. O SiO₂ é o principal contaminante nas análises dos concentrados, fato que já havia sido previamente constatado durante a obtenção do concentrado, e depois confirmado pelos teores mais elevados obtidos por ICP-AES em comparação com os teores obtidos por microssonda eletrônica. Este fato pode ser atribuído a dificuldade de separação de pequenos cristais de quartzo que "aderem" à biotita, nesta granulação muito fina. Na análise do concentrado de anfibólio da amostra PD95 o teor de P2O5 é um pouco elevado (0,46%; Anexo 1), sugerindo que ele contém algumas inclusões de apatita, porém isso não afeta os teores de FeO obtidos, que são os de maior interesse. Outros possíveis contaminates incluem minerais acessórios que aparecem inclusos na biotita e anfibólio e cuja presença é denunciada pelas análises químicas (e.g., titanita, conforme teores de TiO₂ apresentados na Tabela 6). A possível contaminação por minerais opacos que poderia alterar a razão Fe²⁺/Fe³⁺ deve ter sido mínima; os teores de FeO(T) para biotita e anfibólio obtidos por ICP-AES são apenas ligeiramente superiores aos valores de FeO(T) obtidos por microssonda eletrônica, dentro da incerteza associada aos dois métodos, sendo que análises de anfibólio mostram diferenças menores que 2% e biotita diferenças entre 2 e 7% (Tabela 6).

Na apresentação dos dados em tabelas e diagramas optou-se por trabalhar com as médias no caso da biotita, muscovita e opacos, minerais que não

apresentam zonalidade química. No caso do anfibólio e plagioclásio, que mostram alguma zonalidade química, a apresentação é feita com a totalidade dos dados. O epidoto também tem sua apresentação feita com a totalidade dos dados. As tabelas resumidas e diagramas de variação composicional são apresentados ao final de cada item.

Tabela 6 - Análises quimicas para anfibólio e biotita obtidas por ICP-AES(concentrados minerais) e microssonda eletrônica (análise pontual).

Unidade	H	IBgd	İ	HBgd	Ì	MBgd	i	MBmg	E	BmgT
Análise	ICP-AES	Sonda	ICP-AES	Sonda	ICP-AES	Sonda	ICP-AES	Sonda	ICP-AES	Sonda
Amostra	PD 95	PD 95	PD 01	PD 01	PD 17	PD 17	PD 410	PD 410	PD 438	PD 438
SiO ₂	37,24	36,95	37,59	37,59	37,24	34,7	35,8	35,54	37,77	37,04
TiO₂	1,91	1,89	1,91	1,84	2,83	2,61	2,85	2,38	2,05	1,75
Al ₂ O ₃	14,46	15,46	14,21	15,66	17,56	18,67	16,335	17,3	15,14	16,03
FeO _(T)	20,12	19,33	18,29	17,04	20,99	22,42	21,23	20,23	17,97	17,37
FeO	17,23	n.d.	14,9	n.d.	19,76	n.d.	18,32	n.d.	15,87	n.d.
Fe ₂ O ₃	2,89	n.d.	3,39	n.d.	1,23	n.d.	2,91	n.d.	2,1	n.d.
MnO	0,4	0,35	0,32	0,29	0,16	0,14	0,23	0,2	0,33	0,31
MgO	11,41	12,18	13,44	13,9	7,46	7,97	9,58	9,7	11,83	12,59
CaO	0,38	0,03	0,31	0	0,33	0	0,16	0	0,37	0
BaO	0,09	0,09	0,08	0,11	0,09	0,19	0,1	0,12	0,09	0,07
P ₂ O ₅	0,05	n.d.	0,04	n.d.	0,08	n.d.	0,06	n.d.	0,09	n.d.
Na₂O	0,14	0,07	0,1	0,1	0,45	0,08	0,12	0,06	0,16	0,07
K ₂ O	8,74	9,57	8,71	9,7	8,36	9,55	8,84	9,71	8,84	9,71
F	n.d.	0,73	n.d.	0,63	n.d.	0,58	n.d.	0,85	n.d.	1,65
CI	n.d.	0,02	n.d.	0,06	n.d.	0,24	n.d.	0,05	n.d.	0,04
H2O⁺	3,2	n.d.	2,94	n.d.	3,11	n.d.	2,88	n.d.	2,59	n.d.
Total	98,22	96,67	98,03	96,92	98,79	97,15	98,22	96,14	97,34	96,63
Fe ₂ O _{3(T)}	22,03	21,45	19,94	18,91	23,18	24,88	23,25	22,45	19,73	19,28

Biotita

(n.d.= não determinado)

Unidado	HBad	HBad	HBad	HBad
oniuaue	HBgu	пьуч	прац	пра
Analise	ICP-AES	Sonda	ICP-AES	Sonda
Amostra	PD 95	PD95	PD 01	PD 01
SiO ₂	42,17	43,20	43,30	43,65
TiO ₂	1,00	0,96	0,77	0,73
Al ₂ O ₃	9,23	9,37	9,24	9,74
Fe ₂ O ₃	6,84	n.d.	6,51	n.d.
FeO	13,44	n.d.	12,09	n.d.
FeO _(T)	20,28	19,65	18,60	17,57
MnO	0,56	0,54	0,44	0,41
MgO	9,40	9,57	10,86	11,08
CaO	11,46	11,59	11,43	11,67
P_2O_5	0,46	n.d.	0,075	n.d.
Na ₂ O	1,23	1,43	1,32	1,52
K₂O	1,43	1,14	1,37	1,14
F	n.d.	0,26	n.d.	0,30
CI	n.d.	0,03	n.d.	0,04
H2O⁺	2,68	n.d.	2,01	n.d.
Total	100,07	97,75	99,68	97,71
Fe ₂ O _{3(T)}	21.76	21.84	19.93	19.52

Anfibólio

5.1. Anfibólio

O principal conjunto de granitos portadores de anfibólio estudados corresponde aos tipos sin-orogênicos. Foi estudado ainda o anfibólio de dois enclaves presentes no maciço tardi-orogênico estudado (Piedade, unidade HBgde). Os resultados obtidos podem ser encontrados na Tabela 7.

Para fins de nomenclatura, foi utilizada a nova classificação dos anfibólios proposta pela IMA (international Mineralogical Association). O IMA sugere a utilização do método de Schumaker (*cf.* Leake *et al.*, 1997) para a estimativa dos valores de Fe²⁺ e Fe³⁺, que tem como base o cálculo de nove fatores de correção, que resultam em quatro estimativas mínimas e cinco estimativas máximas para Fe³⁺, sendo elas:

<u>Mínimas</u>:

1) 8 cátions Si;

2) 16 cátions totais;

- 3) 15 cátions totais exceto Na e K;
- 4) todo o ferro calculado como Fe²⁺.

<u>Máximas</u>:

5) 8 cátions de Si + A;

6) 15 cátions totais exceto K;

7) 13 cátions totais exceto Ca, Na e K;

8) todo ferro calculado como Fe³⁺;

9) todos os sítios tetraédricos e M2-octaédrico são preenchidos com cátions de valência 3+e 4+; sendo o fator de normalização (N) = 36/(46 - Si - Ti - AI - Cr).

Para a obtenção do valor final de Fe³⁺ é considerada a menor entre as estimativas mínimas e a maior entre as estimativas máximas, a partir das quais se obtém uma média simples. Esse fator de correção final é aplicado para todos os íons presentes, onde Fe³⁺ é igual a 2x (23 O).

Foram obtidos valores de Fe²⁺ e Fe³⁺ para os anfibólios estudados de três modos diferentes: (1) segundo método de Schumaker; (2) normalização para 13 cátions exceto Ca, Na e K (13-CNK); (3) valores reais por via úmida para duas amostras (PD01 e PD95; Tabela 6). Quando comparamos os métodos de Schumaker e 13-CNK verificamos que a razão Fe²⁺/Fe³⁺ obtida por balanço de carga é em média 50% maior neste último (Figura 9a). A razão Fe²⁺/Fe³⁺ obtida por via úmida por via úmida é muito semelhante à obtida pelo método 13-CNK, indicando ser este o

melhor método para estimativa dessa razão nos anfibólios estudados (Figuras 9b e 9c). Cosca *et al.* (1991) apresentaram evidências de que,em anfibólios cálcicos a normalização 13-CNK conduz a estimativas melhores, com Fe³⁺ mais altos, em comparação com métodos que envolvem médias obtidas através de parâmetros que definem limites mínimos para Fe³⁺.

A partir dessas evidências fez-se neste trabalho a opção pela utilização do método 13-CNK para estimar a razão Fe²⁺/Fe³⁺ nos anfibólios. Não foi adotada a sugestão de utilização do método de Schumaker por Leake *et al.* (1997) para classificação dos anfibólios, visto que os valores que melhor se aproximam dos "reais" devem ter preferência.

Os anfibólios de todas as amostras se situam nos campos composicionais da magnésio-hastingsita e magnésio-hornblenda, variando para edenita e tschermakita (Figuras 10a e 10b). O anfibólio do enclave do maciço Piedade apresenta composições que se situam nos campos da hastingsita, ferro-hornblenda e ferro-tschermakita (Figuras 10a e 10b).

A variação composicional observada no conjunto de dados obtidos é controlada principalmente pelas trocas edenítica (\Box^A Si = Al^{IV} + (Na, K)^A; Figura 11a) e tschermakítica (Si + R²⁺ = Al^{IV} + Al^{VI}; Figura 11b), que são respectivamente sensíveis a temperatura e pressão. As amostras com os maiores valores de Al^{IV} + Na^[A] + K^[A] e Al^{IV} + Al^{VI} entre os granitos sin-orogênicos são pertencentes às variedades mais deformadas do tipo Ibiúna, presentes na borda E do batólito. Os altos teores de Al nesses granitóides se devem, em grande parte, à troca edenítica, porém há uma contribuição bastante significativa da troca tschermakítica. As amostras do maciço Tapiraí, amostra AG 12 (maciço Serra dos Agudos Grandes) e a amostra PD1568 (maciço Ibiúna) mostram os menores valores dos componentes edeníticos e tschermakíticos.

Variações núcleo-borda em cristais individuais são apresentadas na Figura 12. Observa-se, em alguns casos, um zoneamento no sentido do aumento do AI e fe# (Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg)) para as bordas.

A substituições envolvendo o Ti, como Ti $+AI^{|V|} = AI^{|V|} + Si$ (Figura 13a), sensíveis à temperatura (Anderson, 1995), mostram correlação negativa para as amostras de todo o conjunto estudado, onde as variedades mais deformadas do tipo Ibiúna apresentam os maiores valores de Ti e $AI^{|V|}$.

Na Figura 13b é possível notar uma correlação positiva entre fe# e Al_(total), que reproduz a tendência de variação núcleo-borda em cristais de algumas amostras (Figura 12). As amostras de enclaves pertencentes ao maciço Piedade apresentaram fe# mais alto de todo o conjunto. As amostras do maciço Ibiúna, com exceção de PD1568, juntamente com as amostras do maciço Jurupará e amostra AG 4 (Serra dos Agudos Grandes) mostram geralmente comportamento intermediário entre as variedades deformadas do tipo Ibiúna e as amostras do maciço Tapiraí. A amostra PD1568 (maciço Ibiúna), que se localiza junto à borda do maciço Tapiraí, apresenta os menores valores de Al_{total}, Ti e fe#, e junto com as amostras do maciço Tapiraí e a amostra AG 12 (Serra dos Agudos Grandes) representam, provavelmente, os tipos que cristalizaram sob condições mais oxidantes (*cf.* **Capítulo 7**).



Figura 9 - Diagramas de comparações das razões Fe³⁺/Fe²⁺ obtidos com diferentes formas de recálculo para anfibólio, e valores reais obtidos por ICP-AES para anfibólio de granitos do batólito Agudos Grandes: **(a)** comparação entre valores obtidos pelos métodos de recálculo 13-CNK e Schumaker (Leake *et al.*, 1997); **(b)** e **(c)** comparação entre os métodos de recálculo 13-CNK e de Schumaker (Leake *et al.*, 1997); com valor real obtido (amostras PD01 e PD95).



Figura 10 - Composição de anfibólios cálcicos presentes em granitóides do batólito Agudos Grandes representada no diagrama de classificação de Leake et al. (1997): (a) $(Na+K)_A > 0.5$; (b) $(Na+K)_A < 0.5$.

Legenda resumida

Maciço Jurupará

- Maciço Ibiúna
- Maciço Tapiraí
- Granitos deformados Maciço S.A. Grandes HBgd (todos)

Maciço Piedade

- BmgT HBgde (enclave)



Figura 11 - Diagramas de variações catiônicas para anfibólios cálcicos de granitóides do batólito Agudos Grandes: (a) troca edenítica; (b) troca tschermakítica.



Figura 12 - Diagramas de variações catiônicas, mostrando zoneamento do núcleo (N), intermediário (I) para a borda (B) do grão: (a) amostra PD505 (HBgd, maciço Ibiúna); (b) amostra PD106 (HBgd, maciço Jurupará); (c) amostra PD1823 (HBgd, maçico Tapiraí); (d) amostra PD415b (Hbgde, maciço Piedade).



Figura 13 - Diagramas de variações catiônicas para anfibólios cálcicos de granitóides do batólito Agudos Grandes: (a) Ti+AIIV *vs.* Si+AI^{VI}; (b) $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ *vs.* AI^{IV} +AI^{VI}.

5.2. Biotita

Presente em todas as amostras estudadas, a biotita é o mineral máfico mais adequado para comparações envolvendo todo o conjunto dos granitóides estudado. Os dados são apresentados na Tabela 8.

A biotita das amostras analisadas não mostra variações composicionais muito marcadas entre núcleo e borda. Os teores de K em geral são constantes (da ordem de 1,84 até 1,90 átomos p.f.u.)

As variações nos teores de Fe e Mg registram as mudanças petrográficas de forma mais marcada, passando-se de fe# = 0,38 (maciço Ibiúna, com hornblenda) para fe# = 0,62 (maciço Piedade, com muscovita).

As amostras de todo o conjunto estudado mostram correlação positiva bastante marcada entre fe# e Al^{IV}, com aumento do componente siderofilita para as facies com muscovita do maciço Piedade (Figura 14a). A relação entre fe# e Ti (Figura 14b) também mostra correlação positiva; os menores valores são observados nas amostras do maciço Tapiraí (e amostra semelhante do maciço Serra dos Agudos Grandes, AG 12), e os maiores nas amostras portadoras de muscovita do maciço Piedade.

Os granitos sin-orogênicos (maciços Jurupará, Ibiúna e Tapiraí) mostram teores de Al_{total} pouco variáveis, entre 2,7 e 2,9 átomos p.f.u., e importante variação nos fe# (Figura 14a). Os valores de fe# mais baixos são observados em amostras do maciço Tapiraí (fe# ~ 0,41). Os valores mais altos são observados nas amostras do maciço Jurupará (fe# = 0,47) e em amostras deformadas do tipo Ibiúna (USP01, PD60; com fe# = 0,49 e 0,46, respectivamente). Os teores de Ti mais baixos são encontrados nas amostras do maciço Tapiraí, e os mais altos na amostra USP01 (Figura 14b).

Os granitos do maciço Piedade definem uma tendência de correlação positiva entre fe# e o Al^{IV}, onde as facies portadoras de muscovita têm os mais altos teores de Fe e Al, enquanto as facies portadoras de biotita e titanita (*e.g.*, amostra PD438), têm composições que se aproximam das apresentadas pelo tipo Ibiúna. A biotita da amostra PD140c do tipo Bmgr mostra certa afinidade com as do tipo BmgT, sugerindo que se trate de um granito mais fracionado associado a esse tipo (Figuras 14a e b). A biotita dos enclaves granodioríticos com hornblenda presentes no maciço Piedade (PD415b e PD1152) se diferencia das tendências de variação observadas nas outras rochas do maciço, apresentando valores bem mais baixos de Ti, similares aos da biotita dos granitos sin-orogênicos (Figura 14b);

Os dados de FeO obtidos por via úmida para biotitas de Piedade, Ibiúna e

Jurupará, mostram que eles tem razões $FeO/(FeO+Fe_2O_3)$ entre 0.81 e 0.94, sendo que os menores valores são observados nos tipos HBgd (amostra PD01) e os maiores nos MBgd (amostra PD17) (Tabela 6).



Figura 14 - Diagramas de variações catiônicas para biotita de granitóides do batólito Agudos Grandes.

5.3. Muscovita

Os granitóides portadores de muscovita correspondem às unidades MBgd e MBmg do maciço Piedade. A muscovita das amostras estudadas é incolor e aparece em texturas provavelmente primárias (palhetas idiomórficas, bem desenvolvidas, e em paragênese com a biotita), porém as observações petrográficas não afastam a possibilidade de algumas serem de ocorrência tardia ou pós-magmática. A muscovita da amostra PD462 é a única que apresenta caráter textural tipicamente secundário (substituição da biotita).

A literatura mostra que os grãos de muscovita primária e secundária podem ser de difícil distinção quando observados ao microscópio, porém a muscovita primária é mais rica em Ti, Na e Al e pobre em Mg e Si. A muscovita plutônica se afasta da composição ideal (muscovita: K₂Al₄(Si₆Al₂O₁₀[OH]₄), formando soluções sólidas mais complexas, que dificultam a avaliação de sua composição em termos de dados experimentais (Miller et al., 1981). As principais soluções sólidas envolvem os membros finais paragonita $(Na_2AI_4(Si_6AI_2O_{20})(OH)_4)$ celadonita е (K₂Al₂(Fe,Mg)₂(Si₈O₂₀)(OH)₄. Os termos intermediários da série muscovita-celadonita são denominados fengitas. A troca celadonítica é sensível à temperatura, pressão e associação mineral (Guidotti, 1978 apud Clarke, 1981).

Os dados químicos para muscovita analisada neste trabalho são apresentados na Tabela 9.

A muscovita das amostras estudadas mostra alto TiO_2 (entre 1,08% e 1,95%), quando comparada com muscovitas de outros granitóides regionais com mesma mineralogia, por exemplo os do complexo granítico Cunhaporanga (Guimarães, 2000) e os granitóides de Morungaba, SP (Vlach, 1993), e também com dados de literatura internacional (*e.g.*, Speer, 1984).

Quando comparadas com as muscovitas magmáticas, pós-magmáticas e hidrotermais estudadas por Monier *et al*, 1984 (*apud* Speer, 1984), se assemelham às muscovitas de composição magmática (Figura 15a). Predominam largamente as moléculas muscovita e celadonita, com frações subordinadas de componentes paragoníticos e margaríticos (Figura 15b).

A muscovita texturalmente primária (*e.g.*, amostra PD17) é rica em Al, Ti e Na e mais pobre em Mg e Si e Fe que a muscovita secundária (*e.g.*, amostra PD462) (Figuras 15b, c e d), em concordância com as observações de Miller *et al.* (1981); as demais amostras têm comportamento intermediário, destacando, assim, uma clara correlação negativa entre as moléculas celadonita e paragonita (Figura 15b).



Figura 15 - Diagramas de variações catiônicas para muscovita de granitóides do batólito Agudos Grandes: (a) diagrama catiônico Mg-Ti-Na (Miller et al., 1981); (b) diagrama que exprime a relação dos componentes celadonita e paragonita (Clarke, 1981); (c) diagrama de variação catiônica envolvendo o vetor de troca Fe+Mg+Mn+Si = Al_{total}; (d) diagrama de variação catiônica envolvendo o vetor de troca Fe+Mg+Mn+2Si = Ti + 2Al^{IV} (Brigatti *et al.*, 2000).
5.4. Plagioclásio

Apresenta composição com variação pouco acentuada, porém com claro aumento dos teores de An para o núcleo (Tabela 10). As composições do plagioclásio de todas as amostras encontram-se no campo do oligoclásio (Figura 16).

Os teores de An mais elevados são apresentados pelas amostras dos granitos deformados do tipo Ibiúna situados na borda E do batólito (An_{21 - 25} em média), e pelas amostras de enclave presentes no maciço Piedade (An₂₂ em média).

As amostras dos maciço Ibiúna apresentam teores médios de An bastante homogêneas (An_{19 - 21}). As amostras do maciços Tapiraí e Jurupará mostram os menores teores médios de An, respectivamente An_{16 - 19} e An_{15 - 18}. As amostras do maciço Serra dos Agudos Grandes apresentam teores médios de An em torno de 18.

A amostra portadora de muscovita (PD17) do maciço Piedade mostra plagioclásio um pouco mais cálcico (An₂₆).



Figura 16- Diagrama de classificação de plagioclásio de granitóides do batólito Agudos Grandes.

5.5. Epidoto

O epidoto é mineral acessório relativamente comum em rochas granitóides e sua presença como fase magmática é alvo de interesse para estimativas geobarométricas, já que estudos experimentais mostram que ele ocorre exclusivamente sob pressões elevadas (*e.g.*, Tulloch, 1979; Naney, 1983; Zen & Hammarstrom, 1984; Schmidt & Thompson, 1996; Sial *et al.*, 1999).

Nos granitóides estudados o epidoto potencialmente primário ocorre nos tipos portadores de hornblenda (HBgd e Hbgde), e analises químicas desses epidotos são apresentadas na Tabela 11.

Todos os cristais analisados apresentam conteúdo da molécula pistacita (Ps = $Fe^{3+}/Fe^{3+}+AI$) entre 27 e 32% (Figura 17), teores em geral um pouco superiores aos obtidos por Sial *et al.* (1999), para epidoto presente em granitóides neoproterozóicos localizados no NE do Brasil (Ps_{18 - 28}).

Comparando as composições dos epidotos analisados neste trabalho com as obtidas por Tulloch (1979) para epidotos produzidos por alteração do plagiocásio (Ps_{20 - 40}), por alteração da biotita (Ps_{36 - 47}) e por cristalização magmática (Ps_{25 - 29}), observamos teores de Ps intermediários entre os de epidoto magmático e epidoto produzido por alteração da biotita.

Texturalmente, o epidoto que exibe características texturais de mineral primário é aquele presente no tipo HBgde (enclave granodiorítico do maciço Piedade). Essas características são: caráter claramente idiomórfico, inclusão em biotita e presença de núcleos de allanita (*cf.* Fotos 23 e 24; **Capítulo 3**).



Figura 17- Diagrama de variação do teor de Al *versus* % da molécula de pistacita (Fe³⁺/Fe³⁺+Al) para epidotos de granitóides do batólito Agudos Grandes.

5.6. Minerais da série Ilmenita-Hematita

Os grãos de ilmenita (FeTiO₃) e hematita (Fe₂O₃) das rochas estudadas aparecem isolados ou, mais comumente, como lamelas de exsolução mútuas. Nos granitos metaluminosos (HBgd e BmgT) os minerais da série ilmenita-hematita ocorrem exclusivamente como relictos dentro da titanita. Nos granitos dos tipos Bmgr, MBgd e MBmg do maciço Piedade, por outro lado, eles ocorrem como fase importante. Buscando recompor a química global dos grãos foram feitas varreduras de amplas áreas de grãos selecionados utilizando diâmetros de feixes maiores que o usual. As análises são apresentadas na Tabela 12.

Os minerais da série ilmenita-hematita presentes nas amostras dos granitos sin-orogênicos portadores de hornblenda apresentam as menores porcentagens da molécula ilmenita (entre 30 e 80%). A escassez de grãos e o pequeno tamanho dos relictos encontrados em titanita responde por elevada incerteza nos valores obtidos.

A ilmenita da unidade MBgd do maciço Piedade mostra poucas lamelas de exsolução de hematita; em alguns casos, as lamelas não são visíveis ao microscópio petrográfico. Os valores encontrados para a molécula ilmenita são de 90 e 96% para os granitóides da unidade MBgd. A amostra PD17 mostra pouco componente hematítico, os mais baixos teores de todo o conjunto. As amostras das unidades MBmg e Bmgr também apresentam poucas lamelas de exsolução, porém maior aumento do componente hematítico, entre 6 e 14% (Figura 18a).

O componente pirofanítico (MnTiO₃) mostra uma tendência de aumento para as amostras mais fracionadas (unidade Bmgr) do maciço Piedade. Os menores valores encontrados para o componente pirofanítico são para as amostras do tipo HBgd dos maciços Tapiraí e Ibiúna (Figura 18b).

5.7. Magnetita

A magnetita dos granitóides de Piedade e Ibiúna é praticamente pura, com teores de Fe₃O₄ maiores que 96% e conteúdos de TiO₂ menores que 1% (Tabela 13; Figura 18c). Este fator é comumente interpretado na literatura (*e.g.*, Czamanske & Mihálik, 1972; Ague & Brimhall, 1988a e 1988b; Vlach, 1995), como indicação da oxidação magmática(deutérica ou de alta temperatura, hidrotermal, etc.); portanto, o Ti excedente deveria ter sido afastado do grão original de magnetita. Em alguns casos os grãos de magnetita aparecem acompanhados por bordas ou grãos satélites de um mineral de Ti (ilmenita ou titanita), como provável produto de remoção seletiva do Ti; mais comumente, contudo, esses minerais estão ausentes.



Figura 18 - (a) e (b) diagramas de variação das porcentagens moleculares de ilmenita, hematita e pirofanita; (c) diagrama ternário de variação das magnetitas analisadas para amostras de granitóides do batólito Agudos Grandes.

Maciço							Jurupará									
Amostra	PD 95	PD 95	PD 95	PD 95	PD 106											
Posição	G1-b	G1-i	G1-n	G2-i	G2-n	G3-b	G3-i	G3-n	Média	Desvio	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n
SiO ₂	42.73	43.82	43.72	42.74	43.00	43.03	43.35	43.25	43.20	(0.41)	42.35	42.47	43.38	42.29	42.91	43.29
TiO ₂	0.84	1.24	0.95	0.77	1.09	0.86	0.87	1.08	0.96	(0.16)	0.76	1.04	1.09	1.03	0.98	1.12
Al ₂ O ₃	9.90	8.81	8.81	9.25	9.25	10.19	9.30	9.44	9.37	(0.48)	9.90	9.45	8.89	9.98	9.10	8.88
FeO _T	20.01	18.86	19.29	20.28	19.57	19.89	19.78	19.53	19.65	(0.44)	20.67	19.92	19.30	19.95	19.51	19.30
MnO	0.51	0.53	0.57	0.53	0.59	0.54	0.49	0.52	0.54	(0.03)	0.56	0.56	0.57	0.56	0.53	0.55
MgO	9.51	9.85	9.88	9.60	9.68	9.19	9.49	9.39	9.57	(0.23)	8.93	9.14	9.54	9.03	9.72	9.65
CaO	11.76	11.61	11.51	11.66	11.50	11.33	11.80	11.54	11.59	(0.15)	11.26	11.28	11.33	11.12	11.41	11.53
Na₂O	1.46	1.43	1.39	1.36	1.48	1.62	1.34	1.37	1.43	(0.09)	1.51	1.43	1.43	1.55	1.29	1.33
K₂O	1.24	1.04	1.07	1.13	1.16	1.24	1.15	1.13	1.14	(0.07)	1.21	1.23	1.11	1.30	1.12	1.09
F	0.34	0.35	0.33	0.28	0.16	0.27	0.16	0.20	0.26	(0.08)	0.23	0.39	0.30	0.24	0.42	0.13
CI	0.04	0.01	0.02	0.04	0.04	0.01	0.03	0.02	0.03	(0.01)	0.07	0.03	0.04	0.11	0.06	0.04
O-F-CI	0.15	0.15	0.14	0.13	0.07	0.11	0.07	0.09	0.11	(0.03)	0.11	0.17	0.14	0.13	0.19	0.07
Total	98.19	97.41	97.38	97.50	97.44	98.07	97.70	97.38	97.63	(0.32)	97.32	96.78	96.83	97.02	96.86	96.83
Si	6.43	6.62	6.60	6.47	6.50	6.47	6.55	6.54	6.52	(0.07)	6.43	6.49	6.60	6.44	6.52	6.58
AI	1.57	1.38	1.40	1.53	1.50	1.53	1.45	1.46	1.48	(0.07)	1.57	1.52	1.41	1.57	1.49	1.42
AI ^{VI}	0.19	0.19	0.16	0.11	0.15	0.27	0.20	0.22	0.19	(0.05)	0.20	0.19	0.19	0.22	0.14	0.17
Fe ³⁺	0.73	0.53	0.69	0.85	0.73	0.70	0.62	0.63	0.69	(0.09)	0.86	0.74	0.64	0.77	0.81	0.65
Ti	0.10	0.14	0.11	0.09	0.12	0.10	0.10	0.12	0.11	(0.02)	0.09	0.12	0.12	0.12	0.11	0.13
Mg	2.13	2.22	2.22	2.16	2.18	2.06	2.14	2.12	2.15	(0.05)	2.02	2.08	2.16	2.05	2.20	2.19
Fe ²⁺	1.79	1.85	1.75	1.72	1.75	1.80	1.88	1.84	1.80	(0.06)	1.76	1.81	1.81	1.77	1.67	1.80
Mn	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.06	0.07	0.07	(0.00)	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
Ca	1.90	1.88	1.86	1.89	1.86	1.83	1.91	1.87	1.87	(0.03)	1.83	1.85	1.85	1.81	1.86	1.88
Na	0.43	0.42	0.41	0.40	0.43	0.47	0.39	0.40	0.42	(0.03)	0.45	0.42	0.42	0.46	0.38	0.39
К	0.24	0.20	0.21	0.22	0.22	0.24	0.22	0.22	0.22	(0.01)	0.23	0.24	0.22	0.25	0.22	0.21
CI	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	(0.00)	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
F	0.16	0.17	0.16	0.14	0.07	0.13	0.08	0.10	0.12	(0.04)	0.11	0.19	0.15	0.12	0.20	0.06
Cátions	15.56	15.50	15.47	15.51	15.52	15.54	15.52	15.49	15.51	(0.03)	15.51	15.51	15.48	15.52	15.45	15.48
fe#	0.46	0.46	0.44	0.44	0.44	0.47	0.47	0.46	0.45	(0.01)	0.47	0.47	0.46	0.46	0.43	0.45
mg#	0.54	0.54	0.56	0.56	0.56	0.53	0.53	0.54	0.55	(0.01)	0.53	0.53	0.54	0.54	0.57	0.55
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0.29	0.22	0.28	0.33	0.29	0.28	0.25	0.26	0.28	(0.03)	0.33	0.29	0.26	0.30	0.33	0.26

Tabela 7 - Composições químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 23) para anfibólio de amostras representativas de granitóides do batólito Agudos Grandes.

(Localização G = grão, b = borda, i = porção intermediária e n = núcleo); fe# = Fe2+/(Fe2++Mg); mg# = Mg/(Mg+Fe2+); Fe3+/Fe2+=(Fe3+/Fe3++Fe2+))

Maciço		Jurupará									lbiúna					
Amostra	PD 106	PD 106	PD 106	PD 106	PD 106	PD 01	PD 01	PD 01	PD 01	PD 01	PD 01					
Posição	G3-b	G3-n	G3-i	Média	Desvio	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	G3-b	G3-i	G3-n	Média	Desvio
SiO ₂	42.79	43.10	43.20	42.86	(0.41)	43.47	44.33	43.94	43.61	44.60	43.59	42.49	43.47	43.34	43.65	(0.61)
TiO ₂	1.08	1.10	1.24	1.05	(0.13)	0.69	0.64	0.86	0.53	0.82	0.87	0.64	0.93	0.58	0.73	(0.14)
AI_2O_3	9.74	9.29	9.49	9.41	(0.41)	10.30	9.40	9.82	9.61	9.06	9.79	10.20	9.80	9.67	9.74	(0.38)
FeO ⊤	19.83	19.45	19.44	19.71	(0.44)	17.31	16.73	16.80	18.16	17.05	18.10	18.25	17.73	17.96	17.57	(0.60)
MnO	0.53	0.49	0.53	0.54	(0.02)	0.43	0.36	0.49	0.39	0.43	0.42	0.41	0.42	0.35	0.41	(0.04)
MgO	9.16	9.47	9.29	9.33	(0.28)	10.82	11.50	11.27	10.91	11.52	10.99	10.53	11.04	11.16	11.08	(0.32)
CaO	11.72	11.50	11.47	11.40	(0.18)	11.59	11.58	11.54	11.74	11.89	11.62	11.59	11.72	11.79	11.67	(0.12)
Na₂O	1.32	1.23	1.27	1.37	(0.11)	1.58	1.64	1.54	1.33	1.48	1.52	1.61	1.54	1.43	1.52	(0.10)
K₂O	1.16	1.14	1.21	1.17	(0.07)	1.26	1.11	1.13	1.11	1.04	1.18	1.21	1.16	1.04	1.14	(0.07)
F	0.17	0.18	0.31	0.26	(0.10)	0.20	0.06	0.19	0.26	0.48	0.36	0.40	0.35	0.37	0.30	(0.13)
CI	0.03	0.02	0.02	0.05	(0.03)	0.08	0.05	0.05	0.03	0.02	0.06	0.04	0.03	0.01	0.04	(0.02)
O-F-CI	0.08	0.08	0.14	0.12	(0.04)	0.10	0.04	0.09	0.12	0.21	0.16	0.18	0.15	0.16	0.13	(0.05)
Total	97.45	96.88	97.32	97.03	(0.26)	97.63	97.36	97.54	97.56	98.19	98.34	97.19	98.03	97.53	97.71	(0.39)
Si	6.49	6.54	6.54	6.51	(0.06)	6.49	6.60	6.54	6.51	6.61	6.47	6.40	6.47	6.47	6.51	(0.07)
	1.51	1.46	1.46	1.49	(0.06)	1.51	1.40	1.47	1.49	1.39	1.54	1.60	1.53	1.53	1.49	(0.07)
AI	0.23	0.20	0.23	0.20	(0.03)	0.30	0.25	0.25	0.20	0.19	0.18	0.21	0.19	0.17	0.21	(0.04)
Fe³⁺	0.63	0.69	0.62	0.71	(0.09)	0.65	0.63	0.68	0.83	0.61	0.81	0.80	0.73	0.85	0.73	(0.09)
Ti	0.12	0.13	0.14	0.12	(0.01)	0.08	0.07	0.10	0.06	0.09	0.10	0.07	0.10	0.07	0.08	(0.02)
Mg	2.07	2.14	2.10	2.11	(0.06)	2.41	2.55	2.50	2.43	2.55	2.43	2.37	2.45	2.48	2.46	(0.06)
Fe ²⁺	1.89	1.78	1.84	1.79	(0.06)	1.51	1.45	1.41	1.44	1.50	1.43	1.50	1.47	1.39	1.46	(0.04)
Mn	0.07	0.06	0.07	0.07	(0.00)	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	(0.01)
Са	1.90	1.87	1.86	1.86	(0.03)	1.85	1.85	1.84	1.88	1.89	1.85	1.87	1.87	1.89	1.86	(0.02)
Na	0.39	0.36	0.37	0.40	(0.03)	0.46	0.47	0.44	0.39	0.43	0.44	0.47	0.45	0.41	0.44	(0.03)
ĸ	0.22	0.22	0.23	0.23	(0.01)	0.24	0.21	0.21	0.21	0.20	0.22	0.23	0.22	0.20	0.22	(0.01)
CI	0.01	0.00	0.01	0.01	(0.01)	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	(0.01)
F	0.08	0.09	0.15	0.13	(0.05)	0.09	0.03	0.09	0.12	0.23	0.17	0.19	0.16	0.17	0.14	(0.06)
Cátions	15.52	15.45	15.47	15.49	(0.03)	15.55	15.53	15.50	15.47	15.51	15.51	15.57	15.53	15.50	15.52	(0.03)
fo#	0.49	0.45	0.47	0.46	(0.01)	0.20	0.26	0.26	0.27	0.27	0.27	0.20	0.20	0.26	0.27	(0.01)
Te#	0.48	0.45	0.47	0.40	(0.01)	0.39	0.30	0.30	0.37	0.37	0.37	0.39	0.38	0.30	0.37	(0.01)
Fo ³⁺ /Fo ²	0.52	0.55	0.55	0.54	(0.01)	0.01	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.04	0.03	(0.01)
+	0.25	0.28	0.25	0.28	(0.03)	0.30	0.30	0.33	0.36	0.29	0.36	0.35	0.33	0.38	0.33	(0.03)

cont. Tabela 7 - Composições químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 23) para anfibólio de amostras representativas de granitóides do batólito Agudos Grandes.

Maciço									lbiúna							
Amostra	PD 505	PD 506														
Posição	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	G2-n	Média	Desvio	G1-b	G1-i	G1-n	G1-b	G2-b	G2-i	G2-n
SiO ₂	41.96	41.68	41.91	42.98	41.66	41.95	41.55	41.95	(0.48)	42.39	42.32	42.21	42.20	42.42	42.24	42.27
TiO ₂	1.06	0.97	0.91	0.30	1.07	1.04	1.03	0.91	(0.28)	0.75	0.87	0.92	0.97	0.67	1.00	0.91
Al ₂ O ₃	10.93	10.69	10.55	10.07	10.79	10.68	10.88	10.66	(0.29)	10.62	10.34	10.52	10.38	10.27	10.45	10.39
FeO _T	19.71	19.81	19.74	19.62	19.62	19.91	19.83	19.75	(0.11)	19.65	19.08	19.29	19.18	19.58	19.34	19.45
MnO	0.76	0.73	0.77	0.67	0.71	0.66	0.79	0.73	(0.05)	0.61	0.61	0.54	0.57	0.66	0.60	0.60
MgO	9.18	9.22	9.18	9.49	9.22	9.13	8.92	9.19	(0.17)	9.53	9.85	9.71	9.61	9.55	9.67	9.58
CaO	11.38	11.44	11.60	11.78	11.52	11.43	11.50	11.52	(0.14)	11.60	11.67	11.67	11.74	11.68	11.69	11.52
Na₂O	1.62	1.53	1.37	1.28	1.55	1.55	1.46	1.48	(0.12)	1.44	1.52	1.49	1.37	1.54	1.44	1.43
K ₂ O	1.41	1.34	1.29	0.92	1.40	1.37	1.42	1.31	(0.18)	1.26	1.33	1.30	1.31	1.22	1.25	1.29
F	0.53	0.36	0.36	0.40	0.37	0.41	0.44	0.41	(0.06)	0.20	0.31	0.45	0.44	0.36	0.29	0.25
CI	0.09	0.06	0.06	0.05	0.04	0.08	0.08	0.07	(0.02)	0.07	0.06	0.09	0.05	0.03	0.04	0.03
O-F-CI	0.24	0.16	0.17	0.18	0.17	0.19	0.20	0.19	(0.03)	0.10	0.14	0.21	0.20	0.16	0.13	0.11
Total	98.39	97.65	97.58	97.38	97.78	98.01	97.67	97.78	(0.33)	98.00	97.81	97.97	97.63	97.82	97.87	97.60
Si	6.31	6.31	6.35	6.48	6.30	6.33	6.30	6.34	(0.06)	6.36	6.38	6.35	6.38	6.40	6.36	6.37
AI	1.69	1.69	1.66	1.52	1.70	1.67	1.70	1.66	(0.06)	1.64	1.63	1.65	1.62	1.60	1.64	1.63
AI ^{VI}	0.25	0.21	0.23	0.27	0.23	0.23	0.25	0.24	(0.02)	0.24	0.21	0.22	0.23	0.22	0.21	0.22
Fe ³⁺	0.79	0.85	0.81	0.82	0.77	0.79	0.77	0.80	(0.03)	0.84	0.76	0.77	0.72	0.77	0.78	0.82
Ti	0.12	0.11	0.10	0.03	0.12	0.12	0.12	0.10	(0.03)	0.09	0.10	0.10	0.11	0.08	0.11	0.10
Mg	2.06	2.08	2.07	2.13	2.08	2.06	2.02	2.07	(0.04)	2.13	2.21	2.18	2.17	2.15	2.17	2.15
Fe ²⁺	1.69	1.66	1.69	1.66	1.71	1.72	1.74	1.70	(0.03)	1.63	1.65	1.66	1.71	1.70	1.65	1.63
Mn	0.10	0.09	0.10	0.09	0.09	0.08	0.10	0.09	(0.01)	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08
Са	1.83	1.86	1.88	1.90	1.87	1.85	1.87	1.87	(0.02)	1.87	1.88	1.88	1.90	1.89	1.88	1.86
Na	0.47	0.45	0.40	0.38	0.45	0.46	0.43	0.43	(0.03)	0.42	0.44	0.44	0.40	0.45	0.42	0.42
к	0.27	0.26	0.25	0.18	0.27	0.26	0.27	0.25	(0.03)	0.24	0.26	0.25	0.25	0.24	0.24	0.25
CI	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	(0.00)	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
F	0.25	0.17	0.17	0.19	0.18	0.19	0.21	0.20	(0.03)	0.10	0.15	0.21	0.21	0.17	0.14	0.12
Cátions	15.58	15.56	15.53	15.46	15.59	15.57	15.57	15.55	(0.05)	15.52	15.58	15.57	15.56	15.57	15.54	15.53
fe#	0.45	0.44	0.45	0.44	0.45	0.46	0.46	0.45	(0.01)	0.43	0.43	0.43	0.44	0.44	0.43	0.43
mg#	0.55	0.56	0.55	0.56	0.55	0.54	0.54	0.55	(0.01)	0.57	0.57	0.57	0.56	0.56	0.57	0.57
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0.32	0.34	0.32	0.33	0.31	0.31	0.31	0.32	(0.01)	0.34	0.31	0.32	0.30	0.31	0.32	0.33

cont. Tabela 7 - Composições químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 23) para anfibólio de amostras representativas de granitóides do batólito Agudos Grandes.

Maciço										lbiúna						
Amostra	PD 506	PD 506	PD 526	PD 1568												
Posição	Média	Desvio	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	Média	Desvio	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	G3-b
SiO ₂	42.29	(0.09)	43.44	43.75	43.56	42.75	43.46	43.85	43.47	(0.39)	45.09	46.08	43.49	45.06	44.96	43.13
TiO ₂	0.87	(0.12)	0.65	0.66	0.70	0.76	0.89	0.91	0.76	(0.12)	0.60	0.35	0.78	0.73	0.85	0.72
Al ₂ O ₃	10.42	(0.12)	9.68	9.72	9.62	9.97	9.72	9.84	9.76	(0.13)	8.30	7.58	9.44	8.28	8.45	9.88
FeO⊤	19.37	(0.21)	18.05	17.34	17.31	18.21	17.99	18.07	17.83	(0.40)	17.76	17.42	18.42	17.12	17.69	18.56
MnO	0.60	(0.04)	0.44	0.41	0.39	0.43	0.46	0.43	0.43	(0.02)	0.38	0.41	0.32	0.41	0.40	0.33
MgO	9.64	(0.11)	10.82	11.12	11.08	10.80	10.87	10.74	10.90	(0.16)	11.31	11.74	10.58	11.41	11.28	10.43
CaO	11.65	(0.07)	11.55	11.80	11.97	11.47	11.60	11.61	11.67	(0.19)	11.91	11.81	11.64	11.77	11.72	11.75
Na ₂ O	1.46	(0.06)	1.53	1.58	1.53	1.72	1.63	1.65	1.60	(0.08)	1.25	1.08	1.41	1.31	1.41	1.40
K ₂ O	1.28	(0.04)	1.28	1.20	1.12	1.27	1.23	1.23	1.22	(0.06)	0.85	0.77	1.19	0.91	0.84	1.09
F	0.33	(0.09)	0.53	0.33	0.63	0.39	0.45	0.38	0.45	(0.11)	0.29	0.25	0.60	0.31	0.53	0.42
CI	0.05	(0.02)	0.06	0.02	0.04	0.04	0.06	0.05	0.05	(0.01)	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03
O-F-CI	0.15	(0.04)	0.23	0.14	0.27	0.17	0.20	0.17	0.20	(0.05)	0.13	0.11	0.26	0.14	0.23	0.18
Total	97.81	(0.15)	97.78	97.79	97.68	97.63	98.16	98.58	97.94	(0.37)	97.62	97.41	97.64	97.20	97.91	97.57
Si	6.37	(0.01)	6.50	6.53	6.53	6.41	6.48	6.51	6.49	(0.05)	6.71	6.83	6.53	6.73	6.68	6.47
AI	1.63	(0.01)	1.50	1.47	1.47	1.59	1.52	1.49	1.51	(0.05)	1.29	1.17	1.48	1.27	1.32	1.53
	0.22	(0.01)	0.20	0.24	0.23	0.17	0.18	0.23	0.21	(0.03)	0.17	0.16	0.19	0.19	0.16	0.22
Fe ³⁺	0.78	(0.04)	0.77	0.63	0.59	0.83	0.73	0.66	0.70	(0.0 9)	0.67	0.73	0.72	0.60	0.68	0.76
Ti	0.10	(0.01)	0.07	0.07	0.08	0.09	0.10	0.10	0.09	(0.01)	0.07	0.04	0.09	0.08	0.10	0.08
Mg	2.17	(0.03)	2.41	2.47	2.48	2.41	2.42	2.38	2.43	(0.04)	2.51	2.59	2.37	2.54	2.50	2.33
Fe ²⁺	1.66	(0.03)	1.49	1.54	1.58	1.45	1.51	1.58	1.53	(0.05)	1.54	1.43	1.59	1.54	1.52	1.57
Mn	0.08	(0.00)	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	(0.00)	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04
Ca	1.88	(0.01)	1.85	1.89	1.92	1.84	1.85	1.85	1.87	(0.03)	1.90	1.88	1.87	1.88	1.87	1.89
Na	0.43	(0.02)	0.44	0.46	0.44	0.50	0.47	0.48	0.46	(0.02)	0.36	0.31	0.41	0.38	0.40	0.41
к	0.25	(0.01)	0.24	0.23	0.21	0.24	0.23	0.23	0.23	(0.01)	0.16	0.15	0.23	0.17	0.16	0.21
CI	0.01	(0.01)	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	(0.00)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
F	0.16	(0.04)	0.25	0.16	0.30	0.18	0.21	0.18	0.21	(0.05)	0.14	0.12	0.29	0.15	0.25	0.20
Cátions	15.55	(0.02)	15.54	15.57	15.58	15.58	15.56	15.55	15.56	(0.02)	15.42	15.33	15.51	15.44	15.43	15.50
fe#	0.43	(0.01)	0.38	0.38	0.39	0.38	0.39	0.40	0.39	(0.01)	0.38	0.36	0.40	0.38	0.38	0.40
mg#	0.57	(0.01)	0.62	0.62	0.61	0.62	0.61	0.60	0.61	(0.01)	0.62	0.64	0.60	0.62	0.62	0.60
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0.32	(0.01)	0.34	0.29	0.27	0.36	0.33	0.30	0.31	(0.04)	0.30	0.34	0.31	0.28	0.31	0.33

cont. Tabela 7 - Composições químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 23) para anfibólio de amostras representativas de granitóides do batólito Agudos Grandes.

Maciço				lbiúna					Granitóic	les deforma	ados localia	zados na b	orda E do b	atólito		
Amostra	PD 1568	PD 60	PD 60	PD 60	PD 60	PD 60	PD 60	PD 60	PD 60							
Posição	G3-i	G3-n	G4-b	G4-i	G4-n	G4-n	Média	Desvio	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	Média	Desvio
SiO ₂	43.25	43.68	43.48	45.62	45.65	45.35	44.57	(1.08)	42.37	41.35	41.66	41.22	41.43	41.33	41.56	(0.42)
TiO ₂	0.82	0.72	0.80	0.48	0.68	0.73	0.69	(0.15)	0.59	1.16	1.07	0.90	1.30	1.14	1.03	(0.25)
Al ₂ O ₃	9.88	9.42	9.39	8.26	7.69	8.07	8.72	(0.83)	10.62	11.20	11.08	11.36	11.30	11.36	11.16	(0.28)
FeO⊤	18.42	17.96	18.21	17.29	16.87	17.04	17.73	(0.59)	18.92	19.27	18.80	19.33	19.27	19.37	19.16	(0.24)
MnO	0.36	0.36	0.36	0.40	0.41	0.39	0.38	(0.03)	0.46	0.46	0.51	0.47	0.41	0.43	0.46	(0.03)
MgO	10.72	10.82	10.79	11.67	11.94	11.59	11.19	(0.51)	9.79	9.17	9.28	9.09	9.00	9.14	9.25	(0.28)
CaO	11.78	11.94	11.60	12.01	11.65	11.72	11.78	(0.13)	11.71	11.73	11.67	11.74	11.67	11.75	11.71	(0.04)
Na ₂ O	1.47	1.24	1.41	1.10	1.25	1.24	1.30	(0.13)	1.40	1.38	1.40	1.41	1.27	1.40	1.37	(0.05)
K₂O	1.12	0.99	1.06	0.75	0.85	0.84	0.94	(0.15)	1.19	1.39	1.37	1.39	1.45	1.37	1.36	(0.09)
F	0.20	0.19	0.21	0.17	0.30	0.48	0.33	(0.15)	0.32	0.21	0.30	0.26	0.23	0.23	0.26	(0.04)
CI	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	(0.01)	0.14	0.18	0.16	0.16	0.15	0.16	0.16	(0.01)
O-F-CI	0.09	0.08	0.10	0.08	0.13	0.21	0.15	(0.06)	0.17	0.13	0.16	0.14	0.13	0.13	0.14	(0.02)
Total	97.96	97.28	97.23	97.68	97.19	97.29	97.50	(0.27)	97.34	97.36	97.14	97.20	97.35	97.54	97.32	(0.14)
Si	6.45	6.55	6.52	6.75	6.78	6.76	6.65	(0.13)	6.40	6.28	6.33	6.28	6.29	6.27	6.31	(0.05)
AI	1.55	1.46	1.49	1.25	1.22	1.24	1.35	(0.13)	1.61	1.72	1.67	1.73	1.71	1.74	1.69	(0.05)
AI ^{VI}	0.18	0.21	0.17	0.19	0.13	0.17	0.18	(0.02)	0.28	0.28	0.32	0.31	0.31	0.29	0.30	(0.02)
Fe ³⁺	0.78	0.70	0.79	0.70	0.70	0.65	0.71	(0.06)	0.76	0.68	0.62	0.69	0.64	0.69	0.68	(0.05)
Ti	0.09	0.08	0.09	0.05	0.08	0.08	0.08	(0.02)	0.07	0.13	0.12	0.10	0.15	0.13	0.12	(0.03)
Mg	2.38	2.42	2.41	2.57	2.65	2.58	2.49	(0.10)	2.20	2.08	2.10	2.06	2.04	2.07	2.09	(0.06)
Fe ²⁺	1.52	1.55	1.49	1.44	1.40	1.47	1.50	(0.06)	1.63	1.77	1.77	1.77	1.80	1.77	1.75	(0.06)
Mn	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	(0.00)	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06	0.06	(0.00)
Ca	1.88	1.92	1.86	1.90	1.86	1.87	1.88	(0.02)	1.89	1.91	1.90	1.92	1.90	1.91	1.90	(0.01)
Na	0.43	0.36	0.41	0.31	0.36	0.36	0.37	(0.04)	0.41	0.41	0.41	0.42	0.37	0.41	0.40	(0.02)
к	0.21	0.19	0.20	0.14	0.16	0.16	0.18	(0.03)	0.23	0.27	0.27	0.27	0.28	0.27	0.26	(0.02)
CI	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	(0.00)	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	(0.00)
F	0.10	0.09	0.10	0.08	0.14	0.23	0.16	(0.07)	0.15	0.10	0.15	0.12	0.11	0.11	0.12	(0.02)
Cátions	15.52	15.47	15.47	15.36	15.38	15.39	15.43	(0.06)	15.53	15.58	15.58	15.60	15.55	15.58	15.57	(0.03)
fe#	0.39	0.39	0.38	0.36	0.35	0.36	0.38	(0.02)	0.42	0.46	0.46	0.46	0.47	0.46	0.46	(0.02)
mg#	0.61	0.61	0.62	0.64	0.65	0.64	0.62	(0.02)	0.58	0.54	0.54	0.54	0.53	0.54	0.54	(0.02)
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0.34	0.31	0.35	0.33	0.33	0.31	0.32	(0.02)	0.32	0.28	0.26	0.28	0.26	0.28	0.28	(0.02)

cont. Tabela 7 - Composições químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 23) para anfibólio de amostras representativas de granitóides do batólito Agudos Grandes.

Maciço					Granitói	des deform	ados locali	zados na b	orda E do b	atólito						
Amostra	PD 263	PD 263	PD 263	PD 263	USP 01	USP 01	USP 01	USP 01	USP 01	USP 01	USP 01	USP 01				
Posição	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	Média	Desvio	G1-b	G1-i	G1-n	G2-i	G2-n	G3-b	G3-i	G3-n
SiO ₂	42.25	41.72	41.49	40.99	41.44	41.69	41.60	(0.41)	42.37	42.69	42.21	42.51	42.39	42.40	41.99	42.09
TiO ₂	0.83	1.06	1.57	1.74	1.62	1.61	1.41	(0.37)	1.26	1.12	1.02	1.29	1.12	0.93	1.13	1.30
Al ₂ O ₃	10.75	11.15	11.25	11.57	11.26	10.89	11.14	(0.29)	10.71	10.77	10.75	10.77	10.77	10.77	10.61	10.76
FeO⊤	19.07	19.90	19.47	19.16	19.38	19.00	19.33	(0.33)	18.66	18.67	18.87	19.12	19.14	19.16	18.99	19.03
MnO	0.33	0.42	0.36	0.40	0.41	0.35	0.38	(0.04)	0.42	0.43	0.41	0.31	0.43	0.49	0.41	0.43
MgO	9.76	9.23	9.09	9.04	9.29	9.54	9.32	(0.28)	9.68	9.71	9.77	9.60	9.75	9.53	9.59	9.54
CaO	11.95	11.77	11.72	11.59	11.68	11.75	11.74	(0.12)	11.47	11.66	11.61	11.58	11.59	11.56	11.52	11.51
Na₂O	1.30	1.38	1.30	1.53	1.60	1.51	1.44	(0.13)	1.49	1.43	1.53	1.62	1.47	1.48	1.36	1.38
K₂O	1.29	1.41	1.49	1.59	1.51	1.45	1.46	(0.10)	1.27	1.33	1.32	1.36	1.31	1.43	1.35	1.42
F	0.41	0.14	0.21	0.25	0.23	0.18	0.24	(0.10)	0.25	0.34	0.20	0.09	0.19	0.51	0.23	0.15
CI	0.16	0.16	0.16	0.15	0.13	0.13	0.15	(0.01)	0.15	0.13	0.15	0.13	0.12	0.17	0.14	0.13
O-F-CI	0.21	0.09	0.13	0.14	0.13	0.10	0.13	(0.04)	0.14	0.17	0.12	0.07	0.10	0.25	0.13	0.09
Total	97.89	98.24	97.97	97.86	98.41	97.99	98.06	(0.22)	97.59	98.12	97.71	98.31	98.17	98.18	97.17	97.65
Si	6.36	6.28	6.27	6.21	6.24	6.29	6.28	(0.05)	6.38	6.40	6.36	6.37	6.35	6.38	6.36	6.35
AI	1.64	1.72	1.73	1.79	1.76	1.71	1.72	(0.05)	1.62	1.60	1.64	1.63	1.65	1.62	1.64	1.66
AI ^{VI}	0.27	0.25	0.27	0.28	0.24	0.23	0.26	(0.02)	0.28	0.31	0.26	0.27	0.25	0.29	0.25	0.25
Fe ³⁺	0.69	0.76	0.64	0.59	0.63	0.59	0.65	(0.07)	0.68	0.62	0.70	0.62	0.76	0.69	0.74	0.71
Ti	0.09	0.12	0.18	0.20	0.18	0.18	0.16	(0.04)	0.14	0.13	0.12	0.15	0.13	0.11	0.13	0.15
Mg	2.19	2.07	2.05	2.04	2.09	2.15	2.10	(0.06)	2.17	2.17	2.19	2.15	2.18	2.14	2.16	2.14
Fe ²⁺	1.71	1.74	1.82	1.84	1.82	1.81	1.79	(0.05)	1.68	1.72	1.67	1.78	1.64	1.72	1.67	1.69
Mn	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	(0.00)	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.06
Ca	1.93	1.90	1.90	1.88	1.89	1.90	1.90	(0.02)	1.85	1.87	1.87	1.86	1.86	1.86	1.87	1.86
Na	0.38	0.40	0.38	0.45	0.47	0.44	0.42	(0.04)	0.43	0.42	0.45	0.47	0.43	0.43	0.40	0.40
к	0.25	0.27	0.29	0.31	0.29	0.28	0.28	(0.02)	0.25	0.26	0.25	0.26	0.25	0.27	0.26	0.27
CI	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	(0.00)	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03
F	0.20	0.06	0.10	0.12	0.11	0.08	0.11	(0.05)	0.12	0.16	0.09	0.04	0.09	0.24	0.11	0.07
Cátions	15.56	15.57	15.57	15.64	15.64	15.62	15.60	(0.04)	15.53	15.55	15.57	15.59	15.54	15.57	15.53	15.54
fe#	0.44	0.46	0.47	0.47	0.47	0.46	0.46	(0.01)	0.44	0.44	0.43	0.45	0.43	0.45	0.44	0.44
mg#	0.56	0.54	0.53	0.53	0.53	0.54	0.54	(0.01)	0.56	0.56	0.57	0.55	0.57	0.55	0.56	0.56
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0.29	0.30	0.26	0.24	0.26	0.25	0.27	(0.02)	0.29	0.26	0.30	0.26	0.32	0.29	0.31	0.30

cont. Tabela 7 - Composições químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 23) para anfibólio de amostras representativas de granitóides do batólito Agudos Grandes.

Maciço										Tapiraí						
Amostra	USP 01	USP 01	PD 1589	PD 1673												
Posição	Média	Desvio	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	Média	Desvio	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n
SiO ₂	42.33	(0.23)	43.81	43.43	43.80	43.35	44.32	44.40	43.85	(0.44)	43.69	43.73	44.04	43.91	44.15	43.84
TiO ₂	1.15	(0.13)	0.76	0.94	0.80	0.87	1.14	1.22	0.96	(0.19)	0.82	1.06	0.73	0.76	1.06	1.04
AI_2O_3	10.74	(0.05)	8.96	9.03	9.12	9.48	8.41	8.46	8.91	(0.41)	9.12	8.51	8.90	9.10	8.89	8.63
FeO _T	18.95	(0.20)	18.02	18.50	18.06	18.63	18.27	18.01	18.25	(0.27)	18.48	18.06	18.60	18.70	18.89	18.92
MnO	0.42	(0.05)	0.56	0.55	0.58	0.61	0.55	0.63	0.58	(0.03)	0.56	0.54	0.51	0.63	0.58	0.59
MgO	9.65	(0.09)	10.62	10.42	10.45	10.17	10.69	10.70	10.51	(0.20)	10.45	10.58	10.40	10.11	10.18	10.05
CaO	11.56	(0.06)	11.68	11.34	11.83	11.33	11.42	11.47	11.51	(0.20)	11.46	11.36	11.40	11.47	11.57	11.31
Na₂O	1.47	(0.08)	1.44	1.56	1.30	1.58	1.49	1.38	1.46	(0.11)	1.37	1.48	1.46	1.50	1.33	1.37
K₂O	1.35	(0.05)	1.13	1.16	1.06	1.20	1.11	1.03	1.12	(0.06)	1.13	1.12	1.12	1.16	1.16	1.17
F	0.24	(0.13)	0.69	0.58	0.39	0.46	0.47	0.52	0.52	(0.11)	0.48	0.53	0.39	0.61	0.35	0.37
CI	0.14	(0.02)	0.04	0.03	0.05	0.08	0.06	0.05	0.05	(0.02)	0.05	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04
O-F-CI	0.13	(0.06)	0.30	0.25	0.18	0.21	0.21	0.23	0.23	(0.04)	0.21	0.23	0.17	0.26	0.15	0.16
Total	97.86	(0.39)	97.41	97.29	97.26	97.55	97.71	97.64	97.48	(0.19)	97.40	96.77	97.41	97.72	98.02	97.16
Si	6.37	(0.02)	6.60	6.55	6.60	6.52	6.64	6.65	6.59	(0.05)	6.56	6.62	6.61	6.60	6.61	6.62
AI	1.63	(0.02)	1.40	1.45	1.40	1.48	1.36	1.35	1.41	(0.05)	1.44	1.38	1.39	1.40	1.39	1.38
	0.27	(0.02)	0.19	0.15	0.22	0.20	0.13	0.14	0.17	(0.04)	0.18	0.14	0.19	0.22	0.17	0.16
Fe ³⁺	0.69	(0.05)	0.63	0.75	0.61	0.74	0.67	0.66	0.68	(0.06)	0.77	0.67	0.72	0.65	0.67	0.70
Ti	0.13	(0.02)	0.09	0.11	0.09	0.10	0.13	0.14	0.11	(0.02)	0.09	0.12	0.08	0.09	0.12	0.12
Mg	2.16	(0.02)	2.38	2.34	2.35	2.28	2.39	2.39	2.35	(0.04)	2.34	2.39	2.33	2.27	2.27	2.26
Fe ²⁺	1.70	(0.04)	1.64	1.58	1.67	1.60	1.62	1.59	1.62	(0.03)	1.55	1.62	1.61	1.70	1.70	1.69
Mn	0.05	(0.01)	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.07	(0.00)	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08
Ca	1.86	(0.01)	1.88	1.83	1.91	1.83	1.83	1.84	1.85	(0.03)	1.85	1.84	1.83	1.85	1.86	1.83
Na	0.43	(0.02)	0.42	0.46	0.38	0.46	0.43	0.40	0.43	(0.03)	0.40	0.44	0.43	0.44	0.39	0.40
к	0.26	(0.01)	0.22	0.22	0.20	0.23	0.21	0.20	0.21	(0.01)	0.22	0.22	0.21	0.22	0.22	0.22
CI	0.04	(0.00)	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	(0.00)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
F	0.12	(0.06)	0.33	0.28	0.19	0.22	0.22	0.25	0.25	(0.05)	0.23	0.26	0.19	0.29	0.17	0.18
Cátions	15.55	(0.02)	15.52	15.51	15.49	15.52	15.48	15.44	15.49	(0.03)	15.46	15.49	15.48	15.51	15.46	15.46
fe#	0.44	(0.01)	0.41	0.40	0.42	0.41	0.40	0.40	0.41	(0.01)	0.40	0.40	0.41	0.43	0.43	0.43
mg#	0.56	(0.01)	0.59	0.60	0.58	0.59	0.60	0.60	0.59	(0.01)	0.60	0.60	0.59	0.57	0.57	0.57
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0.29	(0.02)	0.28	0.32	0.27	0.32	0.29	0.29	0.29	(0.02)	0.33	0.29	0.31	0.28	0.28	0.29

cont. Tabela 7 - Composições químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 23) para anfibólio de amostras representativas de granitóides do batólito Agudos Grandes.

Maciço					Tapiraí						Serra dos	Agudos Gr	andes			
Amostra	PD 1673	PD 1673	PD 1823	AG 04	AG 04	AG 04	AG 04	AG 04	AG 04							
Posição	Média	Desvio	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	Média	Desvio	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n
SiO ₂	43.89	(0.18)	43.28	43.15	43.44	43.53	43.84	44.03	43.54	(0.33)	42.67	42.87	43.86	43.47	41.86	41.42
TiO₂	0.91	(0.16)	0.81	0.73	0.58	0.79	0.88	0.54	0.72	(0.13)	0.61	0.81	0.32	0.71	1.07	1.10
Al ₂ O ₃	8.86	(0.24)	9.15	9.31	9.07	9.13	8.91	8.67	9.04	(0.22)	10.11	9.92	9.01	9.38	10.43	10.87
FeO _T	18.61	(0.32)	18.94	18.75	18.99	18.45	18.15	19.07	18.72	(0.36)	19.94	19.87	19.00	19.02	19.61	20.00
MnO	0.57	(0.04)	0.52	0.59	0.56	0.59	0.57	0.53	0.56	(0.03)	0.71	0.68	0.71	0.54	0.60	0.63
MgO	10.30	(0.21)	10.03	9.75	10.15	10.17	10.40	10.20	10.12	(0.22)	9.29	9.04	9.96	9.93	9.07	8.96
CaO	11.43	(0.09)	11.53	11.50	11.40	11.51	11.61	11.58	11.52	(0.07)	11.48	11.58	11.75	11.50	11.50	11.44
Na₂O	1.42	(0.07)	1.33	1.43	1.48	1.58	1.39	1.34	1.42	(0.10)	1.38	1.17	1.03	1.49	1.32	1.45
K₂O	1.14	(0.02)	1.16	1.24	1.12	1.19	1.14	1.10	1.16	(0.05)	1.13	1.16	0.93	1.08	1.25	1.28
F	0.46	(0.10)	0.34	0.57	0.31	0.67	0.50	0.32	0.45	(0.15)	0.31	0.28	0.40	0.24	0.24	0.30
CI	0.03	(0.01)	0.05	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0.03	(0.01)	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
O-F-CI	0.20	(0.04)	0.15	0.25	0.14	0.29	0.21	0.14	0.20	(0.06)	0.13	0.12	0.17	0.10	0.10	0.13
Total	97.41	(0.43)	96.98	96.78	96.99	97.37	97.18	97.26	97.09	(0.22)	97.52	97.26	96.81	97.25	96.85	97.34
Si	6.60	(0.02)	6.55	6.57	6.56	6.58	6.62	6.64	6.59	(0.03)	6.44	6.49	6.63	6.56	6.37	6.29
	1.40	(0.02)	1.45	1.43	1.44	1.42	1.39	1.36	1.41	(0.03)	1.56	1.51	1.38	1.45	1.63	1.71
AI"	0.17	(0.03)	0.18	0.24	0.18	0.21	0.20	0.18	0.20	(0.02)	0.24	0.26	0.23	0.22	0.25	0.23
Fe³⁺	0.70	(0.05)	0.73	0.61	0.79	0.61	0.61	0.72	0.68	(0.08)	0.85	0.73	0.79	0.71	0.75	0.84
Ti	0.10	(0.02)	0.09	0.08	0.07	0.09	0.10	0.06	0.08	(0.02)	0.07	0.09	0.04	0.08	0.12	0.13
Mg	2.31	(0.05)	2.26	2.21	2.29	2.29	2.34	2.29	2.28	(0.04)	2.09	2.04	2.24	2.23	2.06	2.03
Fe ²⁺	1.64	(0.06)	1.67	1.78	1.61	1.73	1.68	1.68	1.69	(0.06)	1.66	1.79	1.61	1.69	1.74	1.70
Mn	0.07	(0.01)	0.07	0.08	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	(0.00)	0.09	0.09	0.09	0.07	0.08	0.08
Ca	1.84	(0.01)	1.87	1.88	1.85	1.87	1.88	1.87	1.87	(0.01)	1.86	1.88	1.90	1.86	1.88	1.86
Na	0.41	(0.02)	0.39	0.42	0.43	0.46	0.41	0.39	0.42	(0.03)	0.40	0.35	0.30	0.43	0.39	0.43
K	0.22	(0.00)	0.23	0.24	0.22	0.23	0.22	0.21	0.22	(0.01)	0.22	0.22	0.18	0.21	0.24	0.25
CI	0.01	(0.00)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.22	(0.05)	0.16	0.28	0.15	0.32	0.24	0.15	0.22	(0.07)	0.15	0.14	0.19	0.11	0.12	0.14
Cátions	15.48	(0.02)	15.49	15.54	15.50	15.56	15.50	15.47	15.51	(0.03)	15.48	15.45	15.38	15.50	15.51	15.54
6-11	0.40	(0.04)	0.40	0.45	0.44	0.40	0.40	0.40	0.40	(0.04)	0.44	0.47	0.40	0.40	0.40	0.40
te#	0.42	(0.01)	0.42	0.45	0.41	0.43	0.42	0.42	0.43	(0.01)	0.44	0.47	0.42	0.43	0.46	0.46
mg#	0.58	(0.01)	0.58	0.55	0.59	0.57	0.58	0.58	0.57	(0.01)	0.56	0.53	0.58	0.57	0.54	0.54
Fe°*/Fe ^{2*}	0.30	(0.02)	0.30	0.25	0.33	0.26	0.27	0.30	0.29	(0.03)	0.34	0.29	0.33	0.29	0.30	0.33

cont. Tabela 7 - Composições químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 23) para anfibólio de amostras representativas de granitóides do batólito Agudos Grandes.

Maciço			Maciço S	Serra dos A	gudos Grai	ndes						Enclave d	lo maciço F	Piedade		
Amostra	AG 04	AG 04	AG 12	AG 12	AG 12	AG 12	AG 12	AG 12	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b
Posição	Média	Desvio	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	Média	Desvio	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	Média	Desvio
SiO ₂	42.69	(0.93)	44.65	43.84	43.66	43.94	44.02	(0.43)	42.00	42.90	43.07	40.36	42.16	42.35	42.14	(0.97)
TiO ₂	0.77	(0.29)	1.07	1.27	1.21	0.65	1.05	(0.28)	0.95	0.93	0.90	0.52	0.94	0.95	0.86	(0.17)
Al ₂ O ₃	9.95	(0.68)	8.55	8.92	9.24	8.84	8.89	(0.28)	10.83	9.78	9.55	11.67	10.35	9.86	10.34	(0.80)
FeO⊤	19.57	(0.46)	18.36	18.31	18.24	18.11	18.26	(0.11)	22.10	21.96	21.24	23.02	22.00	21.85	22.03	(0.57)
MnO	0.65	(0.07)	0.59	0.64	0.49	0.56	0.57	(0.06)	0.61	0.64	0.62	0.57	0.61	0.56	0.60	(0.03)
MgO	9.38	(0.46)	10.97	10.58	10.63	10.82	10.75	(0.18)	7.16	7.83	8.13	6.91	7.58	7.97	7.60	(0.48)
CaO	11.54	(0.11)	11.50	11.55	11.57	11.69	11.58	(0.08)	11.37	11.56	11.52	11.57	11.41	11.53	11.49	(0.08)
Na₂O	1.31	(0.18)	1.45	1.43	1.36	1.26	1.37	(0.09)	1.28	1.22	1.23	1.35	1.29	1.26	1.27	(0.05)
K₂O	1.14	(0.13)	1.06	1.16	1.15	1.08	1.11	(0.05)	1.26	1.09	1.05	1.21	1.28	1.14	1.17	(0.09)
F	0.29	(0.06)	0.65	0.58	0.61	0.54	0.59	(0.05)	0.15	0.05	0.13	0.27	0.24	0.07	0.15	(0.09)
CI	0.01	(0.01)	0.07	0.07	0.04	0.05	0.06	(0.01)	0.07	0.04	0.04	0.07	0.07	0.04	0.06	(0.02)
O-F-CI	0.13	(0.03)	0.29	0.26	0.26	0.24	0.26	(0.02)	0.08	0.03	0.06	0.13	0.12	0.04	0.08	(0.04)
Total	97.17	(0.28)	98.63	98.09	97.94	97.31	97.99	(0.54)	97.70	97.98	97.40	97.38	97.81	97.54	97.64	(0.24)
Si	6.46	(0.12)	6.62	6.56	6.53	6.60	6.57	(0.04)	6.41	6.51	6.56	6.21	6.43	6.45	6.43	(0.12)
AI	1.54	(0.12)	1.38	1.44	1.47	1.40	1.43	(0.04)	1.59	1.49	1.44	1.79	1.57	1.55	1.57	(0.12)
	0.24	(0.02)	0.11	0.13	0.15	0.16	0.14	(0.02)	0.36	0.25	0.27	0.32	0.29	0.22	0.29	(0.05)
Fe ³⁺	0.78	(0.06)	0.77	0.70	0.73	0.76	0.74	(0.03)	0.66	0.70	0.65	0.90	0.71	0.75	0.73	(0.09)
Ti	0.09	(0.03)	0.12	0.14	0.14	0.07	0.12	(0.03)	0.11	0.11	0.10	0.06	0.11	0.11	0.10	(0.02)
Mg	2.12	(0.10)	2.42	2.36	2.37	2.42	2.39	(0.03)	1.63	1.77	1.85	1.59	1.72	1.81	1.73	(0.10)
Fe ²⁺	1.70	(0.06)	1.51	1.59	1.55	1.51	1.54	(0.04)	2.16	2.09	2.06	2.06	2.09	2.04	2.08	(0.04)
Mn	0.08	(0.01)	0.07	0.08	0.06	0.07	0.07	(0.01)	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	(0.00)
Ca	1.87	(0.02)	1.83	1.85	1.85	1.88	1.85	(0.02)	1.86	1.88	1.88	1.91	1.86	1.88	1.88	(0.02)
Na	0.38	(0.05)	0.42	0.41	0.39	0.37	0.40	(0.02)	0.38	0.36	0.36	0.40	0.38	0.37	0.38	(0.01)
к	0.22	(0.03)	0.20	0.22	0.22	0.21	0.21	(0.01)	0.25	0.21	0.20	0.24	0.25	0.22	0.23	(0.02)
CI	0.00	(0.00)	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	(0.00)	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	(0.00)
F	0.14	(0.03)	0.31	0.28	0.29	0.26	0.28	(0.02)	0.07	0.03	0.06	0.13	0.11	0.03	0.07	(0.04)
Cátions	15.48	(0.05)	15.44	15.49	15.47	15.45	15.46	(0.02)	15.49	15.45	15.45	15.54	15.50	15.48	15.48	(0.04)
fe#	0.45	(0.02)	0.38	0.40	0.40	0.38	0.39	(0.01)	0.57	0.54	0.53	0.56	0.55	0.53	0.55	(0.02)
mg#	0.55	(0.02)	0.62	0.60	0.60	0.62	0.61	(0.01)	0.43	0.46	0.47	0.44	0.45	0.47	0.45	(0.02)
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0.31	(0.02)	0.34	0.30	0.32	0.34	0.32	(0.02)	0.23	0.25	0.24	0.31	0.25	0.27	0.26	(0.03)

cont. Tabela 7 - Composições químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 23) para anfibólio de amostras representativas de granitóides do batólito Agudos Grandes.

Maciço				Enclave d	o maciço P	liedade		
Amostra	PD 1152	PD 1152	PD 1152	PD 1152	PD 1152	PD 1152	PD 1152	PD 1152
Posição	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-I	G2-n	Média	Desvio
SiO ₂	41.38	41.36	40.85	41.32	41.40	41.39	41.28	(0.21)
TiO ₂	0.77	1.00	0.91	0.84	1.00	0.94	0.91	(0.09)
Al ₂ O ₃	11.04	10.85	11.06	11.09	10.76	10.90	10.95	(0.13)
FeO _T	22.02	21.82	21.68	21.35	21.34	21.66	21.64	(0.26)
MnO	0.74	0.73	0.76	0.72	0.70	0.77	0.73	(0.03)
MgO	7.39	7.32	7.44	7.45	7.54	7.55	7.45	(0.09)
CaO	11.32	11.42	11.48	11.53	11.54	11.40	11.45	(0.08)
Na₂O	1.32	1.30	1.32	1.29	1.26	1.31	1.30	(0.02)
K₂O	1.36	1.34	1.37	1.34	1.28	1.29	1.33	(0.04)
F	0.07	0.14	0.36	0.38	0.21	0.06	0.20	(0.14)
CI	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	(0.01)
O-F-CI	0.03	0.06	0.15	0.17	0.09	0.03	0.09	(0.06)
Total	97.38	97.23	97.09	97.16	96.95	97.24	97.18	(0.15)
Si	6.33	6.35	6.29	6.35	6.37	6.33	6.34	(0.03)
AI	1.67	1.65	1.71	1.65	1.63	1.67	1.66	(0.03)
AI ^{VI}	0.32	0.31	0.30	0.36	0.32	0.30	0.32	(0.02)
Fe ³⁺	0.81	0.70	0.75	0.65	0.64	0.77	0.72	(0.07)
Ti	0.09	0.12	0.11	0.10	0.12	0.11	0.11	(0.01)
Mg	1.68	1.68	1.71	1.71	1.73	1.72	1.70	(0.02)
Fe ²⁺	2.00	2.10	2.04	2.09	2.10	2.00	2.06	(0.05)
Mn	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.10	0.10	(0.00)
Ca	1.86	1.88	1.90	1.90	1.90	1.87	1.88	(0.02)
Na	0.39	0.39	0.39	0.39	0.38	0.39	0.39	(0.01)
к	0.27	0.26	0.27	0.26	0.25	0.25	0.26	(0.01)
CI	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	(0.00)
F	0.03	0.07	0.17	0.19	0.10	0.03	0.10	(0.07)
Cátions	15.51	15.53	15.56	15.55	15.53	15.51	15.53	(0.02)
								. ,
fe#	0.54	0.56	0.54	0.55	0.55	0.54	0.55	(0.01)
mg#	0.46	0.44	0.46	0.45	0.45	0.46	0.45	(0.01)
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0.29	0.25	0.27	0.24	0.23	0.28	0.26	(0.02)

cont. Tabela 7 - Composições químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 23) para anfibólio de amostras representativas de granitóides do batólito Agudos Grandes.

Maciço		Jurupará								lbiúna					Tipos de	formados
Тіро		HBgd								HBgd						
Amostra	PD 95		PD 106		PD 01		PD 505		PD 506		PD 526		PD 1568		USP 01	
SiO ₂	36.95	(0.36)	36.35	(0.15)	37.59	(0.34)	36.98	(0.12)	37.19	(0.22)	37.75	(0.25)	36.91	(0.12)	36.28	(0.60)
TiO ₂	1.89	(0.15)	1.52	(0.07)	1.84	(0.11)	1.78	(0.22)	1.64	(0.09)	1.56	(0.15)	1.89	(0.14)	3.13	(0.40)
Al ₂ O ₃	15.46	(0.17)	15.96	(0.16)	15.66	(0.35)	16.40	(0.10)	16.11	(0.19)	15.69	(0.24)	16.08	(0.17)	15.63	(0.43)
FeO	19.33	(0.83)	18.66	(0.06)	17.04	(1.20)	18.67	(0.60)	17.85	(0.29)	16.59	(0.32)	18.00	(0.25)	19.43	(1.08)
MnO	0.35	(0.03)	0.42	(0.02)	0.29	(0.03)	0.55	(0.03)	0.46	(0.02)	0.30	(0.04)	0.25	(0.03)	0.24	(0.04)
MgO	12.18	(0.49)	12.00	(0.09)	13.90	(0.18)	12.20	(0.36)	13.16	(0.22)	14.48	(0.21)	12.96	(0.06)	11.36	(0.63)
CaO	0.03	(0.05)	0.00	(0.00)	0.00	(0.00)	0.01	(0.01)	0.01	(0.02)	0.01	(0.01)	0.01	(0.01)	0.00	(0.00)
BaO	0.09	(0.06)	0.10	(0.05)	0.11	(0.05)	0.08	(0.06)	0.00	(0.00)	0.07	(0.05)	0.00	(0.00)	0.17	(0.09)
Na₂O	0.07	(0.01)	0.04	(0.01)	0.10	(0.03)	0.05	(0.01)	0.05	(0.01)	0.08	(0.01)	0.04	(0.02)	0.06	(0.02)
K₂O	9.57	(0.23)	9.49	(0.06)	9.70	(0.16)	9.65	(0.06)	9.68	(0.13)	9.87	(0.13)	9.63	(0.13)	9.67	(0.11)
F	0.73	(0.10)	0.68	(0.10)	0.63	(0.15)	0.73	(0.10)	0.72	(0.13)	0.95	(0.13)	0.64	(0.11)	0.50	(0.15)
CI	0.02	(0.01)	0.03	(0.00)	0.06	(0.01)	0.04	(0.01)	0.02	(0.01)	0.03	(0.02)	0.02	(0.01)	0.13	(0.02)
Total	96.67	(0.55)	95.25	(0.14)	96.92	(0.72)	97.14	(0.23)	96.89	(0.57)	97.38	(0.58)	96.43	(0.31)	96.60	(0.92)
Si	5.61		5.59		5.62		5.57		5.59		5.62		5.57		5.52	
AI''	2.39		2.42		2.38		2.43		2.42		2.38		2.43		2.48	
AI*'	0.37		0.47		0.38		0.47		0.43		0.37		0.42		0.32	
Ti	0.22		0.18		0.21		0.20		0.19		0.18		0.21		0.36	
Fe ²⁺	2.45		2.40		2.13		2.35		2.24		2.07		2.27		2.47	
Mn	0.05		0.06		0.04		0.07		0.06		0.04		0.03		0.03	
Ва	0.01		0.01		0.01		0.01		0.00		0.00		0.00		0.01	
Mg	2.76		2.75		3.10		2.74		2.95		3.22		2.91		2.58	
Ca	0.01		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
Na	0.02		0.01		0.03		0.02		0.02		0.02		0.01		0.02	
к	1.85		1.86		1.85		1.85		1.85		1.88		1.85		1.88	
Cátions	15.73		15.73		15.73		15.71		15.74		15.77		15.72		15.66	
fe#	0.47		0.47		0.41		0.46		0.43		0.39		0.44		0.49	
mg#	0.53		0.53		0.59		0.54		0.57		0.61		0.56		0.51	

Tabela 8 - Média e desvio padrão (em itálico) das composições químicas e proporções catiônicas (O=22) para biotita de amostras do maciço Piedade (número médio de análises por amostra entre 6 e 9).

Maciço							Tapiraí				S.A.Gra	ndes	S.A.Grar	ndes		
Тіро	HBgd						HBgd				HBgd		HBgd			
Amostra	PD 60		PD 263		PD 1589		PD 1673		PD 1823		AG 4		AG 12		PD 17	
SiO ₂	36.74	(0.23)	37.02	(0.18)	37.70	(0.25)	37.24	(0.19)	37.22	(0.21)	36.87	(0.12)	37.51	(0.24)	34.70	(0.16)
TiO ₂	2.03	(0.34)	2.11	(0.19)	1.57	(0.13)	1.32	(0.13)	1.40	(0.14)	1.63	(0.16)	1.39	(0.25)	2.61	(0.38)
Al ₂ O ₃	16.17	(0.12)	16.02	(0.12)	15.28	(0.25)	15.81	(0.22)	15.87	(0.21)	16.14	(0.25)	15.84	(0.23)	18.67	(0.21)
FeO	18.29	(0.51)	17.38	(0.28)	16.87	(0.68)	17.04	(0.24)	17.35	(0.50)	18.54	(0.60)	17.46	(0.38)	22.42	(0.47)
MnO	0.33	(0.03)	0.25	(0.03)	0.42	(0.04)	0.41	(0.03)	0.41	(0.02)	0.52	(0.02)	0.41	(0.06)	0.14	(0.02)
MgO	12.14	(0.23)	13.45	(0.25)	13.83	(0.37)	13.59	(0.13)	13.22	(0.15)	12.32	(0.37)	13.42	(0.20)	7.97	(0.30)
CaO	0.01	(0.01)	0.01	(0.01)	0.01	(0.02)	0.00	(0.00)	0.01	(0.01)	0.00	(0.01)	0.00	(0.00)	0.00	(0.00)
BaO	0.08	(0.05)	0.15	(0.05)	0.07	(0.05)	0.08	(0.08)	0.08	(0.05)	0.11	(0.06)	0.00	(0.00)	0.19	(0.08)
Na₂O	0.04	(0.02)	0.06	(0.02)	0.05	(0.01)	0.07	(0.01)	0.06	(0.02)	0.08	(0.02)	0.07	(0.01)	0.08	(0.01)
K₂O	9.71	(0.11)	9.69	(0.18)	9.73	(0.20)	9.72	(0.05)	9.62	(0.12)	9.63	(0.12)	9.63	(0.10)	9.55	(0.14)
F	0.52	(0.07)	0.80	(0.16)	1.26	(0.18)	1.12	(0.07)	1.08	(0.15)	0.63	(0.11)	1.13	(0.11)	0.58	(0.10)
CI	0.08	(0.01)	0.11	(0.01)	0.05	(0.01)	0.03	(0.00)	0.02	(0.01)	0.00	(0.00)	0.04	(0.01)	0.24	(0.01)
Total	96.14	(0.53)	97.05	(0.37)	96.84	(0.49)	96.43	(0.25)	96.34	(0.51)	96.47	(0.34)	96.90	(0.36)	97.15	(0.38)
Si	5.57		5.55		5.68		5.63		5.63		5.58		5.64		5.33	
AI	2.43		2.45		2.33		2.37		2.37		2.42		2.36		2.67	
AI	0.46		0.38		0.38		0.44		0.46		0.46		0.45		0.70	
Ti	0.23		0.24		0.18		0.15		0.16		0.19		0.16		0.30	
Fe ²⁺	2.32		2.18		2.12		2.15		2.20		2.35		2.20		2.88	
Mn	0.04		0.03		0.05		0.05		0.05		0.07		0.05		0.02	
Ва	0.01		0.01		0.00		0.01		0.01		0.01		0.00		0.01	
Mg	2.74		3.01		3.10		3.06		2.98		2.78		3.01		1.82	
Ca	0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
Na	0.01		0.02		0.02		0.02		0.02		0.02		0.02		0.02	
K	1.88		1.86		1.87		1.87		1.86		1.86		1.85		1.87	
Cátions	15.70		15.73		15.73		15.76		15.73		15.73		15.73		15.63	
fe#	0.46		0.42		0.41		0.41		0.42		0.46		0.42		0.61	
mg#	0.54		0.58		0.59		0.59		0.58		0.54		0.58		0.39	

Cont. Tabela 8 - Média e desvio padrão (em itálico) das composições químicas e proporções catiônicas (O=22) para biotita de amostras do maciço Piedade (número médio de análises por amostra entre 6 e 9).

Maciço	Piedade						Piedade				Piedade		Piedade		Piedade
Тіро	MBgd						MBmg				MBmg		MBmg		MBmg
Amostra	PD 462		PD 419		PD 71		PD 227		PD 410		PD 1152E		PD1152F		PD1152H
SiO ₂	35.17	(0.24)	34.92	(0.16)	36.45	(0.27)	35.06	(0.21)	35.54	(0.40)	33.92	(0.16)	35.69	(0.22)	35.51
TiO ₂	2.71	(0.26)	2.56	(0.05)	2.45	(0.10)	2.55	(0.07)	2.38	(0.11)	2.63	(0.21)	2.27	(0.13)	2.51
AI_2O_3	16.88	(0.15)	17.29	(0.23)	17.22	(0.27)	17.53	(0.13)	17.30	(0.19)	18.58	(0.29)	17.73	(0.19)	17.21
FeO	20.25	(0.40)	19.98	(0.38)	18.44	(0.48)	20.28	(0.30)	20.23	(0.49)	22.54	(0.24)	20.02	(0.28)	20.84
MnO	0.15	(0.02)	0.17	(0.03)	0.17	(0.04)	0.29	(0.02)	0.20	(0.01)	0.18	(0.04)	0.26	(0.05)	0.20
MgO	10.23	(0.17)	10.12	(0.36)	10.50	(0.21)	9.64	(0.19)	9.70	(0.22)	7.93	(0.03)	10.00	(0.09)	9.26
CaO	0.00	(0.01)	0.01	(0.01)	0.02	(0.06)	0.00	(0.00)	0.00	(0.00)	0.01	(0.01)	0.00	(0.00)	0.00
BaO	0.11	(0.04)	0.24	(0.09)	0.06	(0.09)	0.08	(0.04)	0.12	(0.06)	0.10	(0.09)	0.14	(0.12)	0.10
Na₂O	0.04	(0.01)	0.07	(0.03)	0.05	(0.02)	0.06	(0.02)	0.06	(0.02)	0.06	(0.02)	0.06	(0.02)	0.05
K ₂ O	9.61	(0.18)	9.53	(0.15)	9.77	(0.10)	9.65	(0.07)	9.71	(0.16)	9.48	(0.09)	9.58	(0.10)	9.54
F	0.89	(0.19)	1.26	(0.14)	1.20	(0.38)	1.27	(0.14)	0.85	(0.34)	0.66	(0.18)	1.31	(0.10)	1.20
CI	0.10	(0.02)	0.08	(0.01)	0.04	(0.04)	0.10	(0.01)	0.05	(0.01)	0.10	(0.01)	0.10	(0.01)	0.13
Total	96.14	(0.40)	96.23	(0.28)	96.37	(0.24)	96.51	(0.41)	96.14	(0.26)	96.19	(0.29)	97.16	(0.35)	96.55
Si	5.42		5.39		5.55		5.40		5.46		5.27		5.44		5.47
AI	2.58		2.61		2.45		2.60		2.54		2.73		2.56		2.53
	0.48		0.54		0.63		0.58		0.60		0.67		0.63		0.59
Ti	0.31		0.30		0.28		0.30		0.28		0.31		0.26		0.29
Fe ²⁺	2.61		2.58		2.35		2.61		2.60		2.93		2.55		2.69
Mn	0.02		0.02		0.02		0.04		0.03		0.02		0.03		0.03
Ba	0.01		0.02		0.00		0.01		0.01		0.01		0.01		0.01
Mg	2.35		2.33		2.38		2.21		2.22		1.84		2.27		2.13
Ca	0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00
Na	0.01		0.02		0.02		0.02		0.02		0.02		0.02		0.02
К	1.89		1.88		1.90		1.90		1.90		1.88		1.86		1.88
Cátions	15.68		15.68		15.58		15.66		15.65		15.68		15.63		15.62
fe#	0.53		0.53		0.50		0.54		0.54		0.61		0.53		0.56
mg#	0.47		0.47	I	0.50		0.46		0.46		0.39		0.47		0.44

Cont. Tabela 8 - Média e desvio padrão (em itálico) das composições químicas e proporções catiônicas (O=22) para biotita de amostras do maciço Piedade (número médio de análises por amostra entre 6 e 9).

Maciço			Piedade					Piedade				Piedade		
Тіро			Bmgr					BmgT				Hbgde		
Amostra	PD 140		PD 414		PD 498		PD 438		PD 474b		PD 415b		PD 1152	
SiO ₂	36.66	(0.44)	35.86	(0.23)	35.37	(0.16)	37.04	(0.37)	37.27	(0.25)	35.49	(0.26)	35.44	(0.14)
TiO ₂	2.13	(0.38)	2.47	(0.24)	2.55	(0.07)	1.75	(0.25)	1.51	(0.14)	1.77	(0.16)	1.80	(0.34)
Al ₂ O ₃	16.70	(0.18)	17.11	(0.12)	17.16	(0.25)	16.03	(0.26)	15.85	(0.30)	15.92	(0.25)	16.88	(0.26)
FeO	17.80	(0.46)	19.86	(0.36)	19.67	(0.33)	17.37	(0.31)	17.03	(0.23)	22.95	(0.55)	21.64	(0.34)
MnO	0.28	(0.03)	0.24	(0.05)	0.28	(0.01)	0.31	(0.03)	0.47	(0.04)	0.41	(0.02)	0.50	(0.03)
MgO	11.63	(0.23)	10.15	(0.10)	10.49	(0.13)	12.59	(0.27)	12.82	(0.21)	9.31	(0.19)	9.46	(0.27)
CaO	0.00	(0.00)	0.00	(0.00)	0.00	(0.00)	0.00	(0.00)	0.00	(0.00)	0.05	(0.06)	0.02	(0.00)
BaO	0.12	(0.04)	0.06	(0.06)	0.19	(0.05)	0.07	(0.07)	0.10	(0.05)	0.12	(0.07)	0.11	(0.06)
Na₂O	0.06	(0.02)	0.05	(0.01)	0.08	(0.03)	0.07	(0.02)	0.06	(0.02)	0.04	(0.01)	0.07	(0.01)
K₂O	9.71	(0.12)	9.60	(0.11)	9.61	(0.10)	9.71	(0.10)	9.72	(0.08)	9.38	(0.26)	9.32	(0.15)
F	1.50	(0.63)	0.99	(0.05)	1.26	(0.09)	1.65	(0.26)	1.96	(0.21)	0.37	(0.07)	0.33	(0.13)
CI	0.06	(0.01)	0.06	(0.01)	0.06	(0.01)	0.04	(0.01)	0.03	(0.00)	0.05	(0.01)	0.01	(0.01)
Total	96.65	(0.50)	96.45	(0.16)	96.72	(0.17)	96.63	(0.45)	96.82	(0.44)	95.86	(0.22)	95.58	(0.53)
Si	5.57		5.49		5.42		5.62		5.66		5.52		5.49	
	2.43		2.52		2.58		2.38		2.34		2.48		2.52	
AI	0.56		0.57		0.52		0.49		0.49		0.44		0.56	
Ti	0.24		0.28		0.29		0.20		0.17		0.21		0.21	
Fe ²⁺	2.26		2.54		2.52		2.21		2.16		2.99		2.80	
Mn	0.04		0.03		0.04		0.04		0.06		0.05		0.07	
Ва	0.01		0.00		0.01		0.00		0.01		0.01		0.01	
Mg	2.63		2.31		2.40		2.85		2.90		2.16		2.18	
Ca	0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.01		0.00	
Na	0.02		0.02		0.02		0.02		0.02		0.01		0.02	
K	1.88		1.87		1.88		1.88		1.88		1.86		1.84	
Cátions	15.64		15.63		15.68		15.69		15.70		15.74		15.69	
fe#	0.46		0.52		0.51		0.44		0.43		0.58		0.56	
ma#	0.54		0.48		0.49		0.56		0.57		0.42		0.44	

Cont. Tabela 8 - Média e desvio padrão (em itálico) das composições químicas e proporções catiônicas (O=22) para biotita de amostras do maciço Piedade (número médio de análises por amostra entre 6 e 9).

Тіро			MBgd						MBmg			
Amostra	PD 17		PD 419		PD 462		PD 227		PD 410		PD1152E	
SiO ₂	44.96	(0.38)	44.45	(0.11)	45.18	(0.41)	44.81	(0.19)	44.80	(0.68)	44.41	(0.49)
TiO ₂	1.95	(0.61)	1.15	(0.26)	1.08	(0.28)	1.28	(0.16)	1.36	(0.26)	1.32	(0.33)
Al ₂ O ₃	35.26	(0.61)	32.56	(0.42)	31.94	(0.32)	33.45	(1.68)	32.62	(0.56)	34.45	(0.66)
FeO	1.93	(0.14)	4.41	(0.11)	4.80	(0.08)	3.94	(1.18)	4.30	(0.09)	3.53	(0.22)
MnO	0.02	(0.02)	0.02	(0.01)	0.03	(0.03)	0.02	(0.02)	0.01	(0.02)	0.00	(0.00)
MgO	0.98	(0.14)	1.25	(0.06)	1.48	(0.06)	1.14	(0.27)	1.06	(0.08)	0.93	(0.08)
CaO	0.00	(0.01)	0.00	(0.00)	0.00	(0.00)	0.00	(0.00)	0.00	(0.00)	0.00	(0.00)
BaO	0.17	(0.12)	0.32	(0.07)	0.31	(0.10)	0.14	(0.11)	0.14	(0.12)	0.20	(0.06)
Na2O	0.33	(0.01)	0.28	(0.04)	0.21	(0.02)	0.32	(0.03)	0.28	(0.06)	0.31	(0.03)
K2O	9.92	(0.19)	10.43	(0.29)	10.29	(0.08)	10.05	(0.19)	10.58	(0.29)	10.34	(0.18)
F	0.21	(0.05)	0.26	(0.17)	0.21	(0.08)	0.26	(0.14)	0.21	(0.15)	0.20	(0.17)
CI	0.01	(0.01)	0.00	(0.00)	0.01	(0.01)	0.00	(0.01)	0.00	(0.00)	0.00	(0.00)
Total	95.74	(0.43)	95.14	(0.35)	95.56	(0.52)	95.41	(0.39)	95.38	(0.45)	95.69	(0.54)
Si	3.00		3.03		3.05		3.04		3.08		3.00	
AI ^{IV}	1.00		0.97		0.95		0.96		0.93		1.00	
AI ^{VI}	1.77		1.70		1.67		1.66		1.64		1.73	
Ti	0.10		0.07		0.07		0.06		0.06		0.07	
Fe ²⁺	0.11		0.22		0.25		0.25		0.27		0.20	
Mg	0.10		0.12		0.11		0.13		0.15		0.09	
Ca	0.00		0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
Na	0.04		0.04		0.04		0.04		0.03		0.04	
к	0.84		0.87		0.92		0.91		0.89		0.89	
fe#	0.53		0.66		0.69		0.66		0.65		0.68	
mg#	0.47		0.34		0.31		0.34		0.35		0.32	

Tabela 9 - Média e desvio padrão (em itálico) das composições químicas e proporções catiônicas (O=11) para muscovita de amostras do maciço Piedade. O número médio de análises por amostra é variável entre 6 e 9.

* valor recalculado

Maciço						Jurupará										
Тіро						Hbgd										
Amostra	PD 95	PD 95	PD 95	PD 95	PD 95	PD 95	PD 95	PD 95	PD 95	PD 95	PD 95	PD 95	PD 95	PD 95	PD 106	PD 106
Posição	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	G3-b	G3-i	G3-n	G3-b	G3-i	G3-n	MÉDIA	DESVIO	G1-b	G1-i
SiO ₂	63.86	63.07	62.49	64.22	64.26	63.37	64.03	63.65	62.36	64.14	63.37	62.57	63.45	0.69	64.10	63.91
Al ₂ O ₃	22.08	22.88	23.02	22.37	22.37	22.96	21.99	22.61	23.20	22.00	22.90	23.17	22.63	0.45	22.34	22.20
Fe ₂ O ₃	0.10	0.06	0.10	0.12	0.05	0.04	0.07	0.00	0.02	0.16	0.04	0.03	0.07	0.05	0.09	0.03
CaO	3.52	4.31	4.46	3.75	3.60	4.17	2.76	3.55	4.15	2.81	3.69	4.09	3.74	0.54	3.18	3.24
SrO	0.14	0.14	0.21	0.16	0.11	0.14	0.11	0.12	0.16	0.11	0.23	0.18	0.15	0.04	0.09	0.16
BaO	0.00	0.09	0.04	0.00	0.02	0.09	0.00	0.10	0.00	0.03	0.00	0.17	0.04	0.06	0.10	0.00
Na ₂ O	9.51	9.03	8.93	9.42	9.52	9.17	9.98	9.55	9.30	9.97	9.44	9.12	9.41	0.33	9.92	9.59
K ₂ O	0.18	0.17	0.19	0.15	0.17	0.13	0.22	0.19	0.16	0.22	0.14	0.21	0.18	0.03	0.14	0.20
Total	99.40	99.73	99.44	100.20	100.10	100.06	99.14	99.77	99.36	99.42	99.81	99.54	99.66	0.33	99.97	99.33
Si	11.35	11.20	11.14	11.32	11.34	11.21	11.39	11.28	11.12	11.39	11.23	11.14	11.26	0.10	11.33	11.36
AI	4.62	4.78	4.83	4.65	4.65	4.78	4.61	4.72	4.87	4.60	4.78	4.86	4.73	0.10	4.65	4.65
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Z	15.98	15.99	15.98	15.99	16.00	15.99	16.01	16.00	15.99	16.01	16.02	16.00	16.00	0.01	15.99	16.01
Ca	0.67	0.82	0.85	0.71	0.68	0.79	0.53	0.67	0.79	0.53	0.70	0.78	0.71	0.10	0.60	0.62
Sr	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Ва	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	3.28	3.11	3.09	3.22	3.26	3.15	3.44	3.28	3.21	3.43	3.24	3.15	3.24	0.11	3.40	3.31
K	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04	0.01	0.03	0.04
Х	4.00	3.99	4.00	3.98	3.99	3.99	4.03	4.01	4.06	4.02	3.99	4.01	4.01	0.02	4.05	3.99
Cátions	19.98	19.98	19.98	19.97	19.99	19.98	20.04	20.01	20.05	20.03	20.01	20.01	20.00	0.03	20.04	20.00
Ab	82.20	78.30	77.60	81.30	81.90	79.30	85.60	82.20	79.50	85.50	81.60	79.10	81.18	2.57	84.40	83.40
An	16.80	20.70	21.40	17.90	17.10	19.90	13.20	16.80	19.60	13.20	17.60	19.60	17.82	2.65	14.90	15.60
Or	1.00	1.00	1.00	0.80	1.00	0.80	1.20	1.00	1.00	1.20	0.80	1.30	1.01	0.16	0.70	1.00

Tabela 10 - Dados de análises químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 32) para plagioclásio de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes.

Maciço			Jurupará							lbiúna					
Тіро			HBgd							HBgd					
Amostra	PD 106	PD 106	PD 106	PD 106	PD 106	PD 106	PD 01								
Posição	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	MÉDIA	DESVIO	G1-b	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	MÉDIA	DESVIO
SiO ₂	62.77	64.64	63.75	63.82	63.83	(0.61)	64.36	63.14	63.34	63.74	63.70	63.21	63.14	63.52	(0.45)
Al ₂ O ₃	22.94	21.87	22.14	22.30	22.30	(0.35)	23.05	23.18	23.28	23.42	23.64	23.57	23.44	23.37	(0.21)
Fe ₂ O ₃	0.05	0.04	0.03	0.10	0.06	(0.03)	0.06	0.06	0.11	0.05	0.08	0.02	0.12	0.07	(0.03)
CaO	3.88	2.69	3.21	3.22	3.24	(0.38)	3.67	3.68	3.85	4.08	4.36	4.21	4.18	4.00	(0.27)
SrO	0.17	0.16	0.14	0.14	0.14	(0.03)	0.10	0.16	0.15	0.06	0.20	0.15	0.17	0.14	(0.05)
BaO	0.02	0.00	0.12	0.04	0.05	(0.05)	0.00	0.08	0.00	0.00	0.05	0.01	0.04	0.02	(0.03)
Na₂O	9.23	10.31	9.69	9.78	9.75	(0.36)	9.74	9.59	9.77	9.47	9.18	9.09	9.25	9.44	(0.27)
K₂O	0.21	0.06	0.16	0.17	0.16	(0.05)	0.26	0.27	0.25	0.16	0.20	0.27	0.22	0.23	(0.04)
Total	99.26	99.76	99.23	99.57	99.52	(0.30)	101.23	100.16	100.76	100.97	101.41	100.54	100.55	100.80	(0.43)
Si	11.19	11.43	11.35	11.33	11.33	(0.08)	11.25	11.17	11.15	11.17	11.13	11.13	11.13	11.16	(0.04)
AI	4.82	4.55	4.64	4.66	4.66	(0.09)	4.74	4.83	4.83	4.83	4.86	4.89	4.86	4.83	(0.05)
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	(0.01)	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	(0.01)
Z	16.02	15.99	15.99	16.00	16.00	(0.01)	16.00	16.01	15.99	16.01	16.00	16.02	16.01	16.01	(0.01)
Ca	0.74	0.51	0.61	0.61	0.62	(0.07)	0.69	0.70	0.73	0.77	0.82	0.79	0.79	0.76	(0.05)
Sr	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	(0.01)	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	(0.00)
Ва	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	(0.01)	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)
Na	3.19	3.53	3.34	3.37	3.36	(0.11)	3.30	3.29	3.33	3.22	3.11	3.10	3.16	3.22	(0.09)
К	0.05	0.01	0.04	0.04	0.04	(0.01)	0.06	0.06	0.06	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05	(0.01)
Х	4.00	4.07	4.01	4.03	4.03	(0.03)	4.06	4.08	4.14	4.04	4.00	3.97	4.02	4.04	(0.06)
Cátions	20.02	20.06	20.00	20.03	20.03	(0.02)	20.06	20.09	20.13	20.05	20.00	19.99	20.03	20.05	(0.05)
Ab	80.20	87.20	83.70	83.80	83.78	(2.24)	81.50	81.20	80.80	79.90	78.10	78.50	79.00	79.86	(1.36)
An	18.60	12.60	15.30	15.20	15.37	(1.92)	17.00	17.30	17.70	19.10	20.60	20.00	19.80	18.79	(1.44)
Or	1.30	0.20	1.00	1.00	0.87	(0.38)	1.50	1.50	1.50	1.00	1.30	1.50	1.30	1.37	(0.19)

Cont. Tabela 10 - Dados de análises químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 32) para plagioclásio de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes.

Maciço									lbiúna							
Тіро									HBgd							
Amostra	PD 505	PD 506														
Posição	G1-b	G1-i	G1-n	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	G2-n	MÉDIA	DESVIO	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n
SiO ₂	63.14	62.83	61.00	62.32	63.30	61.53	62.43	62.08	62.33	(0.79)	63.61	63.39	62.48	64.12	62.95	62.07
Al ₂ O ₃	23.24	23.55	24.21	23.72	23.14	24.08	23.67	24.31	23.74	(0.43)	22.97	23.03	23.62	22.74	23.01	23.39
Fe ₂ O ₃	0.21	0.15	0.17	0.08	0.12	0.05	0.10	0.11	0.12	(0.05)	0.15	0.16	0.21	0.08	0.12	0.14
CaO	4.03	4.47	4.97	4.53	3.76	4.94	4.38	5.07	4.52	(0.47)	3.62	3.65	4.44	3.41	3.95	4.38
SrO	0.14	0.13	0.11	0.10	0.08	0.11	0.14	0.12	0.12	(0.02)	0.18	0.12	0.11	0.14	0.05	0.22
BaO	0.07	0.00	0.02	0.00	0.00	0.15	0.01	0.04	0.04	(0.05)	0.11	0.04	0.00	0.00	0.15	0.00
Na₂O	9.44	9.12	8.48	9.16	9.32	8.82	9.14	8.63	9.01	(0.34)	9.44	9.65	9.12	9.61	9.42	9.15
K₂O	0.24	0.28	0.22	0.13	0.15	0.19	0.11	0.19	0.19	(0.06)	0.20	0.21	0.13	0.07	0.14	0.14
Total	100.52	100.52	99.17	100.04	99.86	99.87	99.96	100.55	100.06	(0.47)	100.28	100.24	100.11	100.15	99.80	99.49
Si	11.14	11.09	10.92	11.05	11.20	10.95	11.07	10.96	11.05	(0.10)	11.23	11.20	11.06	11.30	11.17	11.07
AI	4.83	4.89	5.10	4.95	4.82	5.05	4.94	5.05	4.95	(0.11)	4.77	4.79	4.93	4.72	4.81	4.91
Fe ³⁺	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	(0.01)	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02
Z	16.00	16.00	16.04	16.01	16.04	16.01	16.02	16.02	16.02	(0.02)	16.02	16.01	16.02	16.03	16.00	16.00
Ca	0.76	0.84	0.95	0.86	0.71	0.94	0.83	0.96	0.86	(0.09)	0.69	0.69	0.84	0.64	0.75	0.84
Sr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	(0.00)	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Ва	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	(0.00)	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	3.23	3.12	2.94	3.15	3.20	3.04	3.14	2.95	3.10	(0.11)	3.23	3.30	3.13	3.28	3.24	3.16
К	0.05	0.06	0.05	0.03	0.03	0.04	0.02	0.04	0.04	(0.01)	0.05	0.05	0.03	0.01	0.03	0.03
Х	4.05	4.03	3.95	4.05	3.95	4.04	4.00	3.96	4.00	(0.04)	4.00	4.05	4.01	3.94	4.04	4.05
Cátions	20.05	20.03	19.99	20.06	19.99	20.05	20.02	19.98	20.02	(0.03)	20.02	20.06	20.03	19.97	20.04	20.05
Ab	80.00	77.60	74.60	78.00	81.20	75.60	78.70	74.70	77.55	(2.43)	81.40	81.70	78.30	83.50	80.60	78.40
An	18.80	20.90	24.10	21.30	18.00	23.40	20.80	24.30	21.45	(2.35)	17.40	17.10	21.00	16.30	18.70	20.80
Or	1.20	1.50	1.30	0.70	0.80	1.00	0.50	1.00	1.00	(0.33)	1.30	1.20	0.80	0.30	0.70	0.70

Cont. Tabela 10 - Dados de análises químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 32) para plagioclásio de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes.

Maciço								lbiúna							
Тіро								HBgd							
Amostra	PD 506	PD 506	PD 526	PD 1568											
Posição	MÉDIA	DESVIO	G1-b	G1-i	G1-n	G2-	G2-i	G2-n	MÉDIA	DESVIO	G1-b	G1-i	G1-n	MÉDIA	DESVIO
SiO ₂	63.10	(0.75)	64.07	63.14	63.76	64.04	63.97	64.03	63.83	(0.36)	63.35	62.12	62.08	62.52	(0.72)
Al ₂ O ₃	23.12	(0.32)	22.46	23.16	23.01	23.16	23.04	23.02	22.98	(0.26)	22.98	23.48	23.78	23.41	(0.40)
Fe ₂ O ₃	0.14	(0.04)	0.09	0.05	0.12	0.04	0.08	0.14	0.09	(0.04)	0.05	0.09	0.02	0.05	(0.04)
CaO	3.91	(0.42)	3.61	4.50	4.17	4.03	4.23	4.04	4.10	(0.29)	3.75	4.35	4.24	4.11	(0.32)
SrO	0.14	(0.06)	0.15	0.14	0.13	0.16	0.17	0.11	0.14	(0.02)	0.18	0.21	0.22	0.20	(0.02)
BaO	0.05	(0.07)	0.03	0.00	0.04	0.03	0.00	0.07	0.03	(0.03)	0.00	0.00	0.06	0.02	(0.03)
Na₂O	9.40	(0.22)	9.64	9.13	9.50	9.31	9.28	9.39	9.37	(0.18)	9.55	9.04	9.10	9.23	(0.28)
K₂O	0.15	(0.05)	0.07	0.09	0.15	0.08	0.12	0.08	0.10	(0.03)	0.11	0.23	0.08	0.14	(0.08)
Total	100.01	(0.31)	100.12	100.21	100.86	100.84	100.89	100.88	100.63	(0.36)	99.96	99.52	99.57	99.69	(0.24)
		<i>(</i>)								()					<i>(</i>)
Si	11.17	(0.09)	11.31	11.16	11.20	11.22	11.22	11.23	11.22	(0.05)	11.21	11.07	11.05	11.11	(0.09)
Al	4.82	(0.08)	4.67	4.82	4.76	4.78	4.76	4.75	4.76	(0.05)	4.79	4.93	4.98	4.90	(0.10)
Fe³⁺	0.02	(0.01)	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	(0.01)	0.01	0.01	0.00	0.01	(0.01)
Z	16.01	(0.01)	15.99	15.99	15.98	16.01	15.99	16.00	15.99	(0.01)	16.01	16.01	16.03	16.02	(0.01)
Са	0.74	(0.08)	0.68	0.85	0.78	0.76	0.79	0.76	0.77	(0.06)	0.71	0.83	0.81	0.78	(0.06)
Sr	0.01	(0.01)	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	(0.01)	0.02	0.02	0.02	0.02	(0.00)
Ва	0.00	(0.01)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)
Na	3.22	(0.07)	3.30	3.13	3.23	3.16	3.16	3.19	3.20	(0.06)	3.28	3.12	3.14	3.18	(0.09)
K	0.03	(0.02)	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	(0.01)	0.02	0.05	0.02	0.03	(0.02)
Х	4.02	(0.04)	4.01	4.01	4.05	3.96	4.00	3.98	4.00	(0.03)	4.03	4.02	3.99	4.01	(0.02)
Cátions	20.03	(0.03)	20.00	20.00	20.03	19.97	19.99	19.98	20.00	(0.02)	20.04	20.03	20.02	20.03	(0.01)
	~~~~		~~ ~~	70.00			70.40	00.40				70.00	70.40		(1.00)
Ab	80.65	(2.02)	82.70	78.30	80.00	80.20	79.40	80.40	80.17	(1.45)	81.80	78.00	79.10	79.63	(1.96)
An	18.55	(1.98)	17.00	21.30	19.30	19.30	19.80	19.10	19.30	(1.38)	17.70	20.80	20.40	19.63	(1.69)
Or	0.83	(0.37)	0.30	0.50	0.70	0.50	0.80	0.50	0.55	(0.18)	0.50	1.30	0.50	0.77	(0.46)

**Cont. Tabela 10** - Dados de análises químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 32) para plagioclásio de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes.

Maciço				Grani	tos deform	ados do tip	o ibiúna (lo	calizados a	a E da área	)						
Тіро									HBgd							
Amostra	PD 60	PD 60	PD 60	PD 60	PD 60	PD 60	PD 60	PD 60	PD 60	PD 60	PD 263					
Posição	G1-b	G1-i	G1-i	G1-n	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	MÉDIA	DESVIO	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n
SiO ₂	62.40	62.35	61.74	60.99	60.98	61.84	61.61	61.72	61.70	(0.53)	62.39	62.86	63.00	62.41	61.95	62.64
Al ₂ O ₃	23.69	23.33	23.94	23.81	23.74	23.54	23.51	23.30	23.61	(0.23)	24.02	23.82	23.64	23.77	24.04	24.03
Fe ₂ O ₃	0.08	0.09	0.16	0.16	0.12	0.10	0.04	0.10	0.11	(0.04)	0.04	0.02	0.04	0.06	0.01	0.10
CaO	5.17	4.95	5.70	5.52	5.73	5.26	5.28	5.05	5.33	(0.29)	4.51	4.40	4.33	4.37	4.59	4.52
SrO	0.12	0.08	0.21	0.10	0.11	0.14	0.09	0.10	0.12	(0.04)	0.29	0.31	0.33	0.36	0.39	0.36
BaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.05	0.07	0.00	0.02	(0.03)	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01
Na₂O	8.70	8.79	8.43	8.15	8.27	8.39	8.59	8.61	8.49	(0.22)	9.11	9.03	9.19	9.27	8.95	8.94
K₂O	0.14	0.22	0.33	0.37	0.40	0.18	0.21	0.15	0.25	(0.10)	0.15	0.10	0.09	0.10	0.11	0.11
Total	100.31	99.81	100.50	99.11	99.40	99.49	99.39	99.03	99.63	(0.54)	100.52	100.54	100.67	100.33	100.04	100.70
Si	11.04	11.08	10.94	10.94	10.93	11.03	11.01	11.05	11.00	(0.06)	11.02	11.08	11.10	11.04	10.99	11.03
AI	4.93	4.88	5.00	5.03	5.01	4.94	4.95	4.91	4.96	(0.05)	5.00	4.94	4.90	4.95	5.02	4.99
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	(0.01)	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Z	15.98	15.97	15.96	15.99	15.96	15.98	15.97	15.97	15.97	(0.01)	16.03	16.02	16.01	16.00	16.01	16.03
Ca	0.98	0.94	1.08	1.06	1.10	1.01	1.01	0.97	1.02	(0.06)	0.85	0.83	0.82	0.83	0.87	0.85
Sr	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	(0.00)	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04
Ва	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	2.99	3.03	2.90	2.83	2.87	2.90	2.98	2.99	2.94	(0.07)	3.12	3.08	3.14	3.18	3.08	3.05
К	0.03	0.05	0.07	0.08	0.09	0.04	0.05	0.03	0.06	(0.02)	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Х	4.01	4.03	4.07	3.98	4.07	3.96	4.06	4.00	4.02	(0.04)	4.03	3.96	4.01	4.07	4.01	3.96
Cátions	19.99	20.00	20.03	19.97	20.03	19.94	20.03	19.97	20.00	(0.03)	20.06	19.98	20.02	20.07	20.02	19.99
Ab	74.80	75.40	71.60	71.30	70.70	73.40	73.80	74.90	73.24	(1.82)	78.00	78.40	78.90	78.90	77.60	77.80
An	24.50	23.40	26.70	26.70	27.10	25.60	25.00	24.30	25.41	(1.34)	21.30	21.10	20.60	20.60	21.90	21.70
Or	0.80	1.20	1.70	2.00	2.20	1.00	1.20	0.80	1.36	(0.54)	0.80	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50

**Cont. Tabela 10** - Dados de análises químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 32) para plagioclásio de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes.

Maciço	Granito	os deforma	dos do tipo	ibiúna (loc	alizados a	E da área)							Tapiraí			
Тіро				HBgd									HBgd			
Amostra	PD 263	PD 263	USP 01	USP 01	USP 01	USP 01	USP 01	USP 01	USP 01	USP 01	PD 1589					
Posição	MÉDIA	DESVIO	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	MÉDIA	DESVIO	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n
SiO ₂	62.54	(0.38)	61.51	61.25	61.48	61.78	61.07	61.74	61.47	(0.28)	63.74	62.58	62.15	64.15	64.23	63.13
Al ₂ O ₃	23.89	(0.17)	23.51	23.39	23.58	23.39	23.92	23.77	23.59	(0.21)	22.30	23.13	23.19	21.90	21.95	22.47
Fe ₂ O ₃	0.05	(0.03)	0.00	0.12	0.06	0.07	0.10	0.11	0.08	(0.05)	0.12	0.09	0.00	0.09	0.10	0.00
CaO	4.45	(0.10)	5.07	5.12	5.11	5.05	5.59	5.20	5.19	(0.20)	3.65	4.51	4.72	3.37	3.36	3.99
SrO	0.34	(0.03)	0.15	0.13	0.10	0.08	0.15	0.20	0.14	(0.04)	0.18	0.15	0.11	0.13	0.13	0.14
BaO	0.01	(0.01)	0.05	0.07	0.00	0.03	0.04	0.00	0.03	(0.03)	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.08
Na₂O	9.08	(0.13)	8.30	8.46	8.53	8.61	8.25	8.28	8.40	(0.15)	9.34	8.96	8.66	9.57	9.61	9.26
K₂O	0.11	(0.02)	0.75	0.34	0.16	0.31	0.39	0.47	0.40	(0.20)	0.08	0.11	0.13	0.16	0.16	0.13
Total	100.47	(0.25)	99.33	98.87	99.03	99.32	99.50	99.78	99.30	(0.32)	99.43	99.54	98.95	99.40	99.54	99.19
Si	11.04	(0.04)	11.02	11.01	11.01	11.04	10.92	11.00	11.00	(0.04)	11.32	11.14	11.12	11.39	11.39	11.26
AI	4.97	(0.04)	4.96	4.95	4.97	4.92	5.04	4.99	4.97	(0.04)	4.67	4.85	4.88	4.58	4.58	4.72
Fe ³⁺	0.01	(0.01)	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	(0.01)	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Z	16.02	(0.01)	15.98	15.98	15.99	15.97	15.97	16.01	15.98	(0.02)	16.01	16.00	16.00	15.98	15.98	15.98
Ca	0.84	(0.02)	0.97	0.99	0.98	0.97	1.07	0.99	1.00	(0.04)	0.69	0.86	0.90	0.64	0.64	0.76
Sr	0.04	(0.01)	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	(0.01)	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Ва	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	3.11	(0.05)	2.88	2.95	2.96	2.98	2.86	2.86	2.92	(0.05)	3.22	3.09	3.00	3.29	3.30	3.20
K	0.02	(0.00)	0.17	0.08	0.04	0.07	0.09	0.11	0.09	(0.04)	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03
Х	4.01	(0.04)	4.04	4.03	3.99	4.03	4.04	3.98	4.02	(0.03)	3.95	4.00	3.94	3.98	3.99	4.01
Cátions	20.02	(0.04)	20.02	20.01	19.98	20.00	20.01	19.99	20.00	(0.01)	19.96	20.00	19.94	19.96	19.97	19.99
Ab	78.27	(0.56)	71.60	73.40	74.40	74.10	71.10	72.20	72.80	(1.36)	81.90	77.60	76.30	82.90	82.90	80.20
An	21.20	(0.54)	24.10	24.60	24.60	24.10	26.60	25.00	24.83	(0.93)	17.60	21.60	22.90	16.10	16.10	19.00
Or	0.55	(0.12)	4.20	2.00	1.00	1.70	2.20	2.80	2.32	(1.10)	0.50	0.80	0.80	1.00	1.00	0.80

**Cont. Tabela 10** - Dados de análises químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 32) para plagioclásio de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes.

Maciço									Tapiraí							
Tipo									HBgd							
Amostra	PD 1589	PD 1589	PD 1673	PD 1823												
Posição	MÉDIA	DESVIO	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	MÉDIA	DESVIO	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n
SiO ₂	63.33	(0.85)	63.25	62.75	62.86	64.22	62.80	62.41	63.05	(0.63)	64.00	63.44	63.42	63.53	63.04	63.13
Al ₂ O ₃	22.49	(0.56)	23.04	22.99	23.08	22.46	23.12	23.40	23.01	(0.31)	22.17	22.46	22.78	22.45	22.68	22.55
Fe ₂ O ₃	0.07	(0.05)	0.08	0.07	0.03	0.05	0.07	0.13	0.07	(0.04)	0.04	0.00	0.02	0.11	0.00	0.09
CaO	3.93	(0.58)	3.80	3.85	3.85	3.20	3.97	4.23	3.82	(0.34)	3.27	3.32	3.56	3.34	3.58	3.51
SrO	0.14	(0.02)	0.19	0.20	0.14	0.10	0.15	0.30	0.18	(0.07)	0.08	0.14	0.13	0.20	0.19	0.12
BaO	0.03	(0.03)	0.00	0.02	0.05	0.05	0.00	0.00	0.02	(0.03)	0.07	0.05	0.06	0.00	0.00	0.05
Na₂O	9.23	(0.36)	9.55	9.61	9.39	9.94	9.35	9.10	9.49	(0.28)	9.94	9.74	9.61	9.61	9.61	9.61
K ₂ O	0.13	(0.03)	0.08	0.20	0.15	0.12	0.18	0.13	0.14	(0.04)	0.12	0.12	0.09	0.17	0.09	0.13
Total	99.34	(0.23)	100.00	99.68	99.54	100.13	99.64	99.70	99.78	(0.23)	99.68	99.29	99.66	99.41	99.19	99.18
Si	11.27	(0.12)	11.19	11.16	11.18	11.33	11.16	11.10	11.19	(0.08)	11.34	11.29	11.25	11.29	11.24	11.26
AI	4.71	(0.13)	4.80	4.82	4.83	4.67	4.84	4.90	4.81	(0.08)	4.63	4.71	4.76	4.70	4.76	4.73
Fe ³⁺	0.01	(0.01)	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	(0.01)	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Z	15.99	(0.01)	16.00	15.99	16.01	16.01	16.01	16.02	16.01	(0.01)	15.98	16.00	16.01	16.00	16.00	16.00
Ca	0.75	(0.11)	0.72	0.73	0.73	0.60	0.76	0.81	0.73	(0.07)	0.62	0.63	0.68	0.64	0.68	0.67
Sr	0.01	(0.01)	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	(0.01)	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Ва	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	3.18	(0.12)	3.28	3.32	3.24	3.40	3.22	3.14	3.27	(0.09)	3.41	3.36	3.30	3.31	3.32	3.32
К	0.03	(0.01)	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	(0.01)	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03
Х	3.98	(0.03)	4.04	4.11	4.01	4.04	4.03	4.01	4.04	(0.04)	4.07	4.03	4.01	4.01	4.04	4.03
Cátions	19.97	(0.02)	20.04	20.10	20.02	20.05	20.04	20.03	20.05	(0.03)	20.05	20.03	20.02	20.01	20.04	20.03
Ab	80.30	(2.81)	81.60	81.20	81.00	84.40	80.10	78.90	81.20	(1.84)	84.00	83.60	82.50	83.00	82.60	82.60
An	18.88	(2.85)	17.90	17.80	18.30	14.90	18.90	20.40	18.03	(1.81)	15.30	15.70	17.00	16.00	16.90	16.70
Or	0.82	(0.18)	0.50	1.00	0.80	0.70	1.00	0.80	0.80	(0.19)	0.70	0.70	0.50	1.00	0.50	0.70

**Cont. Tabela 10** - Dados de análises químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 32) para plagioclásio de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes.

Maciço		Tapiraí					Serra d	os Agudos	Grandes							
Tipo		HBgd							HBgd							
Amostra	PD 1823	PD 1823	AG 4	AG 4	AG 4	AG 4	AG 12	AG 12	AG 12	AG 12	AG 12	AG 12				
Posição	MÉDIA	DESVIO	G1-b	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-nn	MÉDIA	DESVIO	G1-i	G1-n	G2-b	G2-i	G2-n	G2-b
SiO ₂	63.43	(0.34)	63.64	62.32	62.74	63.92	62.50	61.91	62.84	(0.78)	63.46	63.69	64.05	62.07	62.27	63.07
$AI_2O_3$	22.51	(0.21)	22.47	23.35	22.77	22.31	23.88	23.67	23.08	(0.65)	22.18	22.40	22.45	23.21	23.68	23.01
Fe ₂ O ₃	0.04	(0.05)	0.06	0.00	0.01	0.10	0.06	0.09	0.05	(0.04)	0.05	0.07	0.08	0.16	0.14	0.06
CaO	3.43	(0.13)	3.16	4.15	3.66	3.20	4.68	4.48	3.89	(0.65)	2.87	3.21	3.34	4.38	4.26	3.68
SrO	0.14	(0.05)	0.07	0.18	0.22	0.07	0.08	0.20	0.14	(0.07)	0.19	0.20	0.09	0.16	0.18	0.15
BaO	0.04	(0.03)	0.00	0.05	0.01	0.00	0.17	0.00	0.04	(0.07)	0.00	0.06	0.03	0.00	0.11	0.02
Na₂O	9.68	(0.14)	9.99	9.26	8.83	10.13	8.97	8.91	9.35	(0.57)	10.08	10.11	9.82	9.25	9.23	9.37
K₂O	0.12	(0.03)	0.10	0.07	0.93	0.11	0.13	0.17	0.25	(0.34)	0.12	0.10	0.20	0.14	0.08	0.18
Total	99.40	(0.22)	99.49	99.38	99.17	99.84	100.47	99.42	99.63	(0.47)	98.95	99.84	100.05	99.38	99.95	99.55
Si	11.28	(0.04)	11.30	11.11	11.22	11.32	11.04	11.04	11.17	(0.13)	11.33	11.29	11.31	11.08	11.05	11.20
AI	4.72	(0.05)	4.70	4.90	4.80	4.65	4.97	4.97	4.83	(0.14)	4.66	4.68	4.67	4.88	4.95	4.81
Fe ³⁺	0.01	(0.01)	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	(0.01)	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Z	16.00	(0.01)	16.01	16.01	16.02	15.98	16.02	16.02	16.01	(0.02)	16.00	15.98	15.99	15.98	16.02	16.02
Ca	0.65	(0.03)	0.60	0.79	0.70	0.61	0.89	0.86	0.74	(0.12)	0.55	0.61	0.63	0.84	0.81	0.70
Sr	0.01	(0.01)	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	(0.01)	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
Ва	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	3.34	(0.04)	3.44	3.20	3.06	3.48	3.07	3.08	3.22	(0.19)	3.49	3.47	3.36	3.20	3.18	3.23
K	0.03	(0.01)	0.02	0.02	0.21	0.02	0.03	0.04	0.06	(0.08)	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.04
Х	4.03	(0.02)	4.07	4.03	3.99	4.12	4.01	4.00	4.04	(0.05)	4.09	4.12	4.04	4.09	4.04	3.99
Cátions	20.03	(0.01)	20.08	20.04	20.01	20.10	20.03	20.02	20.05	(0.04)	20.09	20.10	20.03	20.07	20.06	20.01
Ab	83.05	(0.62)	84.70	79.80	77.10	84.70	76.90	77.40	80.10	(3.71)	85.70	84.60	83.40	78.60	79.30	81.40
An	16.27	(0.70)	14.80	19.70	17.60	14.80	22.30	21.60	18.47	(3.28)	13.50	14.90	15.60	20.60	20.20	17.60
Or	0.68	(0.18)	0.50	0.50	5.30	0.50	0.80	1.00	1.43	(1.91)	0.70	0.50	1.00	0.70	0.50	1.00

**Cont. Tabela 10** - Dados de análises químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 32) para plagioclásio de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes.

Maciço	Serra dos	s Agudos G	randes					Maciço P	iedade							
Тіро		HBgd						HBgde								
Amostra	AG 12	AG 12	AG 12	AG 12	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b
Posição	G2-i	G2-n	MÉDIA	DESVIO	G1-b	G1-b	G1-i	G1-i	G1-n	G2-b	G2-b	G2-i	G2-n	G2-n	MÉDIA	DESVIO
SiO ₂	63.06	62.40	63.01	(0.71)	62.82	63.42	61.90	62.29	62.72	63.54	62.44	62.55	61.37	61.31	62.44	(0.75)
Al ₂ O ₃	22.50	23.44	22.86	(0.55)	23.03	22.76	23.34	23.37	23.17	22.77	23.23	23.16	23.64	23.80	23.23	(0.34)
Fe ₂ O ₃	0.30	0.05	0.11	(0.09)	0.02	0.08	0.01	0.05	0.03	0.00	0.04	0.08	0.09	0.08	0.05	(0.03)
CaO	3.37	4.38	3.69	(0.59)	4.53	4.17	4.90	4.71	4.61	3.99	4.36	4.50	5.28	5.28	4.63	(0.43)
SrO	0.25	0.25	0.18	(0.05)	0.13	0.22	0.24	0.24	0.18	0.26	0.17	0.17	0.18	0.23	0.20	(0.04)
BaO	0.00	0.00	0.03	(0.04)	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.02	(0.03)
Na₂O	8.76	9.08	9.46	(0.49)	8.74	9.02	8.43	8.77	8.81	9.22	8.85	8.90	8.38	8.28	8.74	(0.30)
K ₂ O	1.50	0.18	0.31	(0.48)	0.13	0.30	0.23	0.23	0.15	0.05	0.08	0.18	0.20	0.21	0.18	(0.08)
Total	99.74	99.77	99.65	(0.36)	99.42	99.97	99.04	99.67	99.76	99.81	99.17	99.54	99.13	99.26	99.48	(0.32)
Si	11.24	11.09	11.20	(0.11)	11.18	11.23	11.08	11.09	11.14	11.25	11.14	11.13	10.99	10.97	11.12	(0.09)
AI	4.73	4.91	4.79	(0.12)	4.82	4.75	4.92	4.90	4.85	4.75	4.88	4.85	4.99	5.02	4.87	(0.09)
Fe ³⁺	0.04	0.01	0.02	(0.01)	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	(0.01)
Z	16.01	16.01	16.00	(0.02)	16.00	15.99	16.00	16.00	15.99	16.00	16.02	15.99	15.99	16.00	16.00	(0.01)
Ca	0.64	0.83	0.70	(0.11)	0.86	0.79	0.94	0.90	0.88	0.76	0.83	0.86	1.01	1.01	0.88	(0.08)
Sr	0.03	0.03	0.02	(0.01)	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	(0.00)
Ва	0.00	0.00	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)
Na	3.03	3.13	3.26	(0.16)	3.01	3.10	2.93	3.03	3.03	3.16	3.06	3.07	2.91	2.87	3.02	(0.09)
К	0.34	0.04	0.07	(0.11)	0.03	0.07	0.05	0.05	0.03	0.01	0.02	0.04	0.05	0.05	0.04	(0.02)
Х	4.04	4.03	4.06	(0.04)	3.91	3.98	3.94	4.00	3.97	3.96	3.93	3.99	3.99	3.95	3.96	(0.03)
Cátions	20.05	20.04	20.06	(0.03)	19.91	19.97	19.94	20.00	19.96	19.96	19.95	19.98	19.98	19.95	19.96	(0.02)
Ab	75.60	78.30	80.86	(3.50)	77.20	78.30	74.70	76.10	76.90	80.40	78.30	77.30	73.30	73.00	76.55	(2.33)
An	16.00	20.80	17.40	(2.84)	22.10	19.90	24.00	22.60	22.30	19.30	21.20	21.70	25.40	25.70	22.42	(2.12)
Or	8.50	1.00	1.74	(2.74)	0.80	1.80	1.30	1.30	0.80	0.30	0.50	1.00	1.30	1.30	1.04	(0.45)

**Cont. Tabela 10** - Dados de análises químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 32) para plagioclásio de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes.

Maciço					Maciço	Piedade							
Тіро			HBgde								MBgd		
Amostra	PD 1152	PD 17	PD 17	PD 17	PD 17								
Posição	G1-b	G1-i	G1-b	G1-b	G1-i	G1-nn	MÉDIA	DESVIO	G1-b	G1-I	G1-n	MÉDIA	DESVIO
SiO ₂	61.35	60.66	61.58	61.45	62.33	63.08	61.74	(0.84)	62.03	62.24	62.07	62.11	(35.24)
Al ₂ O ₃	23.75	24.30	23.68	23.64	23.12	22.69	23.53	(0.56)	23.91	23.91	23.94	23.92	(13.27)
Fe ₂ O ₃	0.05	0.10	0.00	0.04	0.08	0.15	0.07	(0.05)	0.09	0.01	0.00	0.03	(0.02)
CaO	4.70	5.26	4.75	4.68	4.17	3.85	4.57	(0.49)	5.25	5.36	5.41	5.34	(2.57)
SrO	0.06	0.11	0.12	0.12	0.12	0.14	0.11	(0.03)	0.03	0.05	0.11	0.06	(0.05)
BaO	0.00	0.00	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	(0.02)	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.01)
Na₂O	8.93	8.53	8.75	8.87	9.03	9.08	8.86	(0.20)	8.52	8.45	8.27	8.41	(4.90)
K₂O	0.19	0.20	0.16	0.23	0.26	0.30	0.22	(0.05)	0.17	0.24	0.31	0.24	(0.09)
Total	99.03	99.15	99.09	99.06	99.14	99.30	99.13	(0.10)	99.99	100.25	100.11	100.12	(57.43)
Si	10.99	10.88	11.02	11.01	11.14	11.24	11.05	(0.13)	11.00	11.01	11.00	11.00	(6.29)
AI	5.01	5.13	4.99	4.99	4.87	4.76	4.96	(0.13)	4.99	4.98	5.00	4.99	(2.80)
Fe ³⁺	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	(0.01)	0.01	0.00	0.00	0.00	(0.00)
Z	16.01	16.02	16.01	16.01	16.02	16.02	16.02	(0.01)	16.00	15.99	16.00	16.00	(9.24)
Ca	0.90	1.01	0.91	0.90	0.80	0.73	0.88	(0.10)	1.00	1.02	1.03	1.02	(0.49)
Sr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	(0.00)	0.00	0.01	0.01	0.01	(0.01)
Ва	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)
Na	3.10	2.96	3.04	3.08	3.13	3.14	3.08	(0.07)	2.93	2.90	2.84	2.89	(1.70)
κ	0.04	0.05	0.04	0.05	0.06	0.07	0.05	(0.01)	0.04	0.05	0.07	0.05	(0.02)
Х	4.05	4.03	4.00	4.04	4.00	3.95	4.01	(0.04)	3.97	3.98	3.95	3.97	(2.28)
Cátions	20.06	20.05	20.01	20.05	20.02	19.97	20.03	(0.03)	19.97	19.97	19.95	19.96	(11.53)
Ab	76.70	73.60	76.20	76.40	78.40	79.70	76.83	(2.08)	73.80	73.00	72.10	72.97	(42.31)
An	22.30	25.10	22.80	22.30	20.10	18.50	21.85	(2.29)	25.20	25.70	26.10	25.67	(12.38)
Or	1.00	1.20	1.00	1.20	1.50	1.80	1.28	(0.31)	1.00	1.30	1.80	1.37	(0.50)

**Cont. Tabela 10** - Dados de análises químicas (totais, média e desvio padrão) e proporções catiônicas (O = 32) para plagioclásio de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes.

**Tabela 11** - Dados de análises químicas (totais, média e desvio padão) e proporções catiônicas (O = 12,5) para epidoto de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes. (Ps =  $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+AI)$ 

Maciço					lbiúna		_			_
Amostra	PD 505	PD 506	PD 506	PD 506						
Posição	G1	G1	G1	G2	G2	Média	Desvio	1	2	3
SiO ₂	36.60	36.73	36.72	36.74	36.79	36.72	(0.07)	36.95	36.76	37.09
TiO ₂	0.06	0.03	0.03	0.05	0.12	0.06	(0.04)	0.12	0.05	0.05
$AI_2O_3$	22.65	22.64	22.70	23.14	23.25	22.88	(0.29)	23.25	22.50	22.82
Fe ₂ O ₃	14.60	14.35	14.47	14.00	14.06	14.30	(0.26)	14.53	15.07	14.64
MnO	0.27	0.26	0.21	0.25	0.29	0.26	(0.03)	0.30	0.17	0.21
MgO	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02	(0.01)	0.00	0.03	0.00
CaO	23.05	23.16	22.99	23.23	23.33	23.15	(0.14)	23.34	23.14	23.33
$La_2O_3$	0.00	0.06	0.11	0.00	0.09	0.05	(0.05)	0.00	0.06	0.00
Ce ₂ O ₃	0.05	0.06	0.30	0.00	0.09	0.10	(0.12)	0.00	0.22	0.10
Total	97.32	97.31	97.55	97.43	98.06	97.53	(0.31)	98.48	98.01	98.25
Si	2.96	2.97	2.96	2.96	2.95	2.96	(0.01)	2.94	2.95	2.97
AI	2.15	2.15	2.16	2.19	2.19	2.17	(0.02)	2.18	2.13	2.15
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	(0.00)	0.01	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.89	0.87	0.88	0.85	0.85	0.87	(0.02)	0.87	0.91	0.88
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00
Mn	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	(0.00)	0.02	0.01	0.01
Ca	1.99	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	(0.01)	1.99	1.99	2.00
La	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00
Ce	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	(0.00)	0.00	0.01	0.00
Cátions	8.01	8.02	8.01	8.02	8.02	8.02	(0.01)	8.02	8.01	8.01
Ps	0.29	0.29	0.29	0.28	0.28	0.29	(0.01)	0.29	0.30	0.29

**Cont. Tabela 11** - Dados de análises químicas (totais, média e desvio padão) e proporções catiônicas (O = 12,5) para epidoto de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes. (Ps =  $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+AI)$ 

Maciço					lbiúna					
Amostra	PD 506	PD 506	PD 1568							
Posição	Média	Desvio	1	2	3	1	2	3	Média	Desvio
SiO ₂	36.93	(0.17)	37.20	37.20	37.27	37.30	37.26	37.38	37.27	(0.05)
TiO ₂	0.07	(0.04)	0.10	0.11	0.17	0.08	0.07	0.05	0.09	(0.05)
$AI_2O_3$	22.86	(0.38)	22.22	22.61	22.19	22.39	22.56	22.69	22.44	(0.22)
Fe ₂ O ₃	14.75	(0.29)	15.23	14.48	15.27	14.85	15.18	14.88	14.98	(0.21)
MnO	0.23	(0.06)	0.19	0.40	0.21	0.20	0.19	0.19	0.23	(0.01)
MgO	0.01	(0.02)	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	(0.01)
CaO	23.27	(0.11)	22.88	22.28	22.80	22.41	22.61	22.84	22.63	(0.20)
La ₂ O ₃	0.02	(0.04)	0.02	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.02	(0.06)
$Ce_2O_3$	0.11	(0.11)	0.00	0.00	0.00	0.10	0.04	0.00	0.02	(0.05)
Total	98.25	(0.24)	97.86	97.08	97.90	97.45	97.94	98.02	97.71	(0.26)
Si	2.95	(0.01)	2.99	3.00	2.99	3.00	2.98	2.99	2.99	(0.01)
AI	2.15	(0.03)	2.10	2.15	2.10	2.12	2.13	2.14	2.12	(0.02)
Ti	0.00	(0.01)	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	(0.01)
Fe ³⁺	0.89	(0.02)	0.92	0.88	0.92	0.90	0.91	0.89	0.90	(0.01)
Mg	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)
Mn	0.01	(0.01)	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	(0.00)
Ca	1.99	(0.00)	1.97	1.92	1.96	1.93	1.94	1.96	1.95	(0.01)
La	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)
Ce	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)
Cátions	8.01	(0.01)	8.00	7.99	7.98	7.97	7.98	7.99	7.98	(0.01)
Ps	0.29	(0.01)	0.30	0.29	0.31	0.30	0.30	0.30	0.30	(0.00)

catiônica granitóio	catiônicas (O = 12,5) para epidoto de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes. (Ps = $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+AI)$ )													
Maciço	Granitóides deformados do tipo Ibiúna localizados a E da área de estudo													
Amostra	PD 60	PD 60 PD 60 PD 60 PD 263												
Posição	1	2	3 Média Desvio 1 2 3 1 2											
SiO ₂	36.68	36.65	36.63	36.65	(0.02)	36.46	36.49	36.20	36.56	36.34				
TiO ₂	0.10	0.06	0.06	0.07	(0.02)	0.06	0.00	0.03	0.09	0.01				
Al ₂ O ₃	23.10	10 2.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0												
Fe ₂ O ₃	13.94	14.68	14.30	14.31	(0.37)	14.52	14.68	13.96	14.69	15.18				

(0.04)

(0.01)

(0.13)

(0.02)

(0.03)

(0.17)

(0.01)

(0.03)

(0.01)

(0.02)

(0.00)

(0.01)

(0.01)

(0.00)

(0.00)

(0.00)

(0.01)

0.22

0.03

22.75

0.00

0.10

96.85

2.96

2.17

0.00

0.88

0.00

0.02

1.98

0.00

0.00

8.01

0.29

0.21

0.07

22.54

0.01

0.03

95.72

2.96

2.19

0.00

0.86

0.01

0.01

1.98

0.00

0.00

8.00

0.28

0.16

0.01

22.74

0.04

0.00

96.52

2.97

2.15

0.00

0.90

0.00

0.01

1.98

0.00

0.00

8.01

0.30

0.18

0.01

22.46

0.16

0.05

96.92

2.96

2.17

0.01

0.89

0.00

0.01

1.95

0.01

0.00

8.00

0.29

0.10

0.00

22.79

0.05

0.00

96.70

2.96

2.13

0.00

0.93

0.00

0.01

1.99

0.00

0.00

8.01

0.30

MnO

MgO CaO

 $La_2O_3$ 

 $Ce_2O_3$ 

Total

Si

AI

Ti

Fe³⁺

Mg

Mn

Са

La

Се

Cátions

Ps

0.21

0.01

23.20

0.00

0.00

97.24

2.96

2.19

0.01

0.85

0.00

0.01

2.00

0.00

0.00

8.02

0.28

0.24

0.00

22.97

0.00

0.06

97.20

2.96

2.15

0.00

0.89

0.00

0.02

1.99

0.00

0.00

8.01

0.29

0.17

0.01

23.20

0.03

0.05

97.52

2.95

2.19

0.00

0.87

0.00

0.01

2.00

0.00

0.00

8.01

0.28

0.21

0.01

23.12

0.01

0.04

97.32

2.95

2.17

0.00

0.87

0.00

0.01

2.00

0.00

0.00

8.01

0.29

pálisos químicos (totais, mádia o dosvio padão) o proporçãos

Cont. Tabela 11 - Dados de análises químicas (totais, média e desvio padão) e proporções catiônicas (O = 12,5) para epidoto de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes. (Ps =  $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+AI)$ )

Maciço	G	ranitos def	ormados d	o tipo Ubiú	ina			Tapiraí		
Amostra	PD 263	PD 263	PD 263	PD 263	PD 263	PD 1673				
Posição	1	2	3	Média	Desvio	1	2	3	4	5
SiO ₂	37.12	36.57	37.10	36.41	(0.14)	37.38	37.30	37.32	37.31	37.31
TiO ₂	0.06	0.16	0.11	0.04	(0.04)	0.06	0.02	0.03	0.10	0.03
Al ₂ O ₃	23.04	22.66	22.45	22.55	(0.22)	22.41	22.44	23.05	22.79	22.20
Fe ₂ O ₃	14.75	14.95	15.46	14.60	(0.44)	14.59	14.29	13.93	14.24	14.71
MnO	0.17	0.20	0.16	0.17	(0.05)	0.27	0.21	0.35	0.24	0.31
MgO	0.00	0.01	0.05	0.02	(0.03)	0.02	0.05	0.02	0.04	0.03
CaO	22.82	22.96	22.87	22.65	(0.15)	22.73	22.72	22.42	22.89	22.82
La ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.05	(0.06)	0.04	0.00	0.06	0.00	0.00
	0.00	0.15	0.06	0.04	(0.04)	0.01	0.15	0.05	0.02	0.00
Total	97.99	97.66	98.26	96.54	(0.48)	97.50	97.17	97.23	97.63	97.41
Si	2.97	2.95	2.97	2.96	(0.00)	3.00	3.01	3.00	2.99	3.00
AI	2.17	2.15	2.12	2.16	(0.02)	2.12	2.13	2.18	2.15	2.10
Ti	0.00	0.01	0.01	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe ³⁺	0.89	0.91	0.93	0.89	(0.02)	0.88	0.87	0.84	0.86	0.89
Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	(0.00)	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	(0.00)	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
Ca	1.96	1.98	1.96	1.97	(0.01)	1.96	1.96	1.93	1.97	1.97
La	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ce	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cátions	7.99	8.01	8.00	8.01	(0.01)	7.99	7.98	7.98	8.00	7.99
Ps	0.29	0.30	0.31	0.29	(0.01)	0.29	0.29	0.28	0.29	0.30

Maciço					Se	rra dos Agi	udos Grano	des		
Amostra	PD 1673	PD 1673	AG 4	AG 4	AG 4	AG 4	AG 4	AG 4	AG 4	AG 4
Posição	Média	Desvio	1	2	2′	3	4	1	2	3
SiO ₂	37.32	(0.03)	36.46	36.58	36.84	36.22	36.59	36.92	36.76	36.64
TiO₂	0.05	(0.03)	0.06	0.09	0.00	0.12	0.10	0.12	0.16	0.14
Al ₂ O ₃	22.58	(0.34)	22.24	22.38	22.55	22.06	22.01	22.26	21.87	22.10
Fe ₂ O ₃	14.35	(0.31)	15.51	15.47	15.40	15.73	15.75	15.57	15.79	15.66
MnO	0.28	(0.05)	0.32	0.27	0.20	0.27	0.35	0.37	0.32	0.37
MgO	0.03	(0.01)	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02
CaO	22.72	(0.18)	23.05	23.20	23.00	22.92	23.15	22.93	23.08	22.90
La ₂ O ₃	0.02	(0.03)	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.02
	0.05	(0.06)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.08	0.01	0.04
Total	97.39	(0.19)	97.64	98.00	98.01	97.49	98.00	98.25	98.00	97.89
Si	3.00	(0.01)	2.94	2.94	2.96	2.94	2.95	2.96	2.96	2.95
AI	2.14	(0.03)	2.12	2.12	2.13	2.11	2.09	2.10	2.07	2.10
Ti	0.00	(0.00)	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.87	(0.02)	0.94	0.94	0.93	0.96	0.95	0.94	0.96	0.95
Mg	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.02	(0.00)	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ca	1.96	(0.02)	1.99	2.00	1.98	1.99	2.00	1.97	1.99	1.98
La	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ce	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cátions	7.99	(0.01)	8.02	8.03	8.01	8.02	8.02	8.00	8.01	8.01
Ps	0.29	(0.01)	0.31	0.31	0.30	0.31	0.31	0.31	0.32	0.31

**Cont. Tabela 11** - Dados de análises químicas (totais, média e desvio padão) e proporções catiônicas (O = 12,5) para epidoto de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes. (Ps =  $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+AI)$ 

**Cont. Tabela 11** - Dados de análises químicas (totais, média e desvio padão) e proporções catiônicas (O = 12,5) para epidoto de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes. (Ps =  $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+AI)$ 

Maciço	Serra dos Agudos Grandes										
Amostra	AG 4	AG 4	AG 4	AG 4	AG 12						
Posição	4	5	Média	Desvio	1	1	2	1	1		
SiO ₂	36.60	36.54	36.63	(0.22)	36.49	36.62	36.60	36.68	36.79		
TiO ₂	0.07	0.01	0.10	(0.05)	0.01	0.12	0.14	0.12	0.10		
Al ₂ O ₃	22.02	22.37	22.18	(0.22)	22.47	22.37	21.85	22.44	22.94		
Fe ₂ O ₃	15.86	15.52	15.61	(0.14)	15.53	15.84	15.97	15.42	14.83		
MnO	0.25	0.29	0.31	(0.06)	0.23	0.23	0.24	0.17	0.30		
MgO	0.01	0.01	0.01	(0.01)	0.01	0.06	0.01	0.02	0.02		
CaO	23.02	23.01	23.03	(0.11)	23.22	22.81	22.46	23.20	23.15		
La ₂ O ₃	0.00	0.01	0.02	(0.05)	0.00	0.23	0.08	0.00	0.00		
Ce ₂ O ₃	0.06	0.13	0.02	(0.03)	0.04	0.14	0.00	0.04	0.12		
Total	97.88	97.88	97.91	(0.24)	98.01	98.42	97.33	98.09	98.25		
Si	2.95	2.94	2.95	(0.01)	2.94	2.94	2.96	2.95	2.94		
AI	2.09	2.12	2.10	(0.02)	2.13	2.11	2.08	2.12	2.16		
Ti	0.00	0.00	0.01	(0.00)	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01		
Fe³⁺	0.96	0.94	0.94	(0.01)	0.94	0.96	0.97	0.93	0.89		
Mg	0.00	0.00	0.00	(0.00)	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00		
Mn	0.02	0.02	0.02	(0.00)	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02		
Ca	1.99	1.99	1.99	(0.01)	2.00	1.96	1.95	2.00	1.99		
La	0.00	0.00	0.00	(0.00)	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00		
Ce	0.00	0.00	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Cátions	8.01	8.02	8.01	(0.01)	8.03	8.02	8.00	8.02	8.02		
Ps	0.32	0.31	0.31	(0.00)	0.31	0.31	0.32	0.31	0.29		

granitolu		atonito Ag	udos Gr	andes. (I	PS = Fe	/(ге +/	AI)			
Maciço	S.A.G	irandes				Piec	lade			
Amostra	AG 12	AG 12	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b	PD 415b
Posição	Média	Desvio	1	2	3	4	1	2	Média	Desvio
SiO ₂	36.64	(0.11)	36.94	36.93	36.70	36.89	36.80	36.88	36.85	(0.09)
TiO ₂	0.10	(0.05)	0.15	0.08	0.04	0.10	0.02	0.04	0.07	(0.05)
Al ₂ O ₃	22.41	(0.39)	23.32	22.68	22.59	22.22	23.16	22.89	22.81	(0.40)
Fe ₂ O ₃	15.52	(0.44)	14.10	14.71	15.56	15.16	14.62	14.87	14.84	(0.50)
MnO	0.24	(0.05)	0.23	0.25	0.27	0.20	0.22	0.25	0.24	(0.02)
MgO	0.02	(0.02)	0.02	0.03	0.03	0.00	0.02	0.02	0.02	(0.01)
CaO	22.97	(0.33)	22.99	23.15	23.13	22.96	22.99	23.32	23.09	(0.14)
La ₂ O ₃	0.06	(0.10)	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.01	(0.03)
Ce ₂ O ₃	0.07	(0.06)	0.00	0.06	0.00	0.09	0.00	0.00	0.02	(0.04)
Total	98.02	(0.42)	97.74	97.88	98.40	97.61	97.82	98.26	97.95	(0.31)
		(0.04)				0.07	0.05	0.05		(0.04)
Si	2.95	(0.01)	2.96	2.96	2.94	2.97	2.95	2.95	2.96	(0.01)
AI	2.12	(0.03)	2.20	2.14	2.13	2.11	2.19	2.16	2.15	(0.03)
Ti	0.01	(0.00)	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	(0.01)
Fe³⁺	0.94	(0.03)	0.85	0.89	0.94	0.92	0.88	0.89	0.89	(0.03)
Mg	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)
Mn	0.02	(0.00)	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	(0.00)
Ca	1.98	(0.02)	1.97	1.99	1.99	1.98	1.97	2.00	1.98	(0.01)
La	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)
Ce	0.00	(0.00)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	(0.00)
Cátions	8.02	(0.01)	8.01	8.01	8.02	8.00	8.01	8.02	8.01	(0.01)
Ps	0.31	(0.01)	0.28	0.29	0.31	0.30	0.29	0.29	0.29	(0.01)

**Cont. Tabela 11** - Dados de análises químicas (totais, média e desvio padão) e proporções catiônicas (O = 12,5) para epidoto de amostras representativas dos principais tipos granitóides do Batólito Agudos Grandes. (Ps =  $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+AI)$ 

Oranues.										
Maciço	Jurup	ará		lbiúna			Tapiraí		Piedade	•
Тіро				HBgd					MBgd	
Amostra	PD 10	6	PD 01		PD 156	8	PD 1673		PD 17	
TiO ₂	44.46	(8.69)	18.27	(4.33)	40.28	(14.80)	15.39	(0.43)	52.66	(0.44)
Al ₂ O ₃	0.04	(0.11)	0.14	(0.25)	0.43	(0.24)	0.03	(0.00)	0.00	(0.00)
<b>FeO</b> total	49.12	(7.47)	72.28	(3.54)	50.28	(13.33)	73.48	(0.28)	45.10	(0.20)
FeO*	36.79	(7.39)	16.02	(3.77)	33.34	(12.53)	13.36	(0.42)	45.27	(0.40)
Fe ₂ O ₃ *	13.69	(16.48)	62.45	(8.08)	18.80	(28.70)	66.73	(0.77)	-0.19	(0.59)
MnO	2.98	(0.58)	0.27	(0.10)	2.73	(1.11)	0.43	(0.00)	1.93	(0.09)
MgO	0.10	(0.06)	0.08	(0.05)	0.10	(0.04)	0.05	(0.03)	0.08	(0.01)
Total	98.06	(0.37)	97.23	(0.51)	95.68	(1.13)	95.99	(0.07)	99.75	(0.32)
Ti	0.87		0.37		0.81		0.32		1.00	
AI	0.00		0.00		0.01		0.00		0.00	
Fe ²⁺	0.80		0.36		0.74		0.30		0.96	
Fe ³⁺	0.27		1.26		0.38		1.37		0.00	
Mn	0.07		0.01		0.06		0.01		0.04	
%mol.Pirofanita	7.00		1.00		6.00		1.01		4.00	
% mol. Ilmenita	80.00		36.00		74.00		30.30		96.00	
% mol. Hematita	13.00		63.00		19.00		68.69		0.00	

**Tabela 12** - Composições químicas médias e proporções catiônicas (O = 6) para minerais da série Ilmenita-hematita de amostras representativas de granitóides do batólito Agudo Grandes.

* valores calculados

**Cont. Tabela 12** - Composições químicas médias e proporções catiônicas (O = 6) para minerais da série Ilmenita-hematita de amostras representativas de granitóides do batólito Agudo Grandes.

Maciço					Piedade					
Тіро	MBgd					MBmg				
Amostra	PD 462	2	PD 71		PD 227		PD 410		PD 1152	E
TiO ₂	49.26	(1.92)	43.95	(6.93)	47.64	(0.73)	46.09	(1.19)	50.35	(0.44)
Al ₂ O ₃	0.01	(0.01)	0.01	(0.02)	0.01	(0.01)	0.01	(0.01)	0.05	(0.03)
<b>FeO</b> total	45.51	(2.08)	49.57	(5.74)	44.82	(0.91)	47.90	(1.04)	44.71	(0.32)
FeO*	41.39	(1.71)	36.86	(5.73)	38.51	(0.58)	39.01	(1.00)	42.62	(0.42)
Fe ₂ O ₃ *	4.57	(4.16)	14.11	(12.70)	7.00	(1.41)	9.87	(2.02)	2.32	(0.44)
MnO	2.80	(0.06)	2.58	(0.51)	4.22	(0.34)	2.22	(0.34)	2.54	(0.10)
MgO	0.07	(0.01)	0.05	(0.01)	0.06	(0.01)	0.11	(0.05)	0.05	(0.02)
Total	98.10	(0.78)	97.56	(0.83)	97.44	(0.39)	97.31	(0.68)	97.93	(0.59)
Ti	0.96		0.86		0.93		0.90		0.98	
AI	0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
Fe ²⁺	0.89		0.80		0.84		0.85		0.92	
Fe ³⁺	0.09		0.28		0.14		0.19		0.05	
Mn	0.06		0.06		0.09		0.05		0.06	
Mg	0.00		0.00		0.00		0.00		0.00	
%mol.Pirofanita	6.06		6.00		9.00		5.00		6.00	
% mol. Ilmenita	89.90		80.00		84.00		85.00		92.00	
% mol. Hematita	4.04		14.00		7.00		10.00		2.00	

* valores calculados

Maciço Piedade Tipo MBmg Bmgr PD 1152F PD 414 Amostra PD 1152H PD 140 PD 498 TiO₂ 47.83 48.33 48.41 48.17 46.95 (0.50) (0.71) (1.28) (1.41) (0.59) 0.01 0.01 (0.01) 0.00 (0.01) 0.01 0.00 Al₂O₃ (0.01) (0.00) (0.01) **FeO**total 46.32 (1.14) 46.34 (0.44) 44.34 (0.58) 46.73 (0.57) 47.26 (0.96) FeO* 38.96 (1.16) 40.51 (0.48) 39.01 (0.75) 40.52 (0.47) 38.37 (1.00) Fe₂O₃* 8.17 6.47 5.92 6.89 9.87 (2.50) (0.91) (1.12) (0.82) (2.13) MnO 3.90 (0.13) 2.82 (0.06) 4.44 (0.34) 2.79 (0.07) 3.68 (0.15) MgO 0.05 (0.02) 0.00 0.00 0.07 0.06 (0.01) (0.00) (0.00) (0.01) 97.79 Total 98.92 (0.64) 98.19 (0.43) (0.68) 98.37 (0.83) 98.95 (0.51) Ti 0.92 0.94 0.94 0.93 0.91 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 AI Fe²⁺ 0.83 0.87 0.84 0.87 0.82 Fe³⁺ 0.16 0.13 0.12 0.13 0.19 Mn 0.08 0.06 0.10 0.06 0.08 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 Mg %mol.Pirofanita 9.00 9.90 6.00 8.00 6.06 % mol. Ilmenita 83.00 87.88 84.16 87.00 82.00 % mol. Hematita 6.06 5.94 7.00 10.00 83.01

**Cont. Tabela 12** - Composições químicas médias e proporções catiônicas (O = 6) para minerais da série Ilmenita-hematita de amostras representativas de granitóides do batólito Agudo Grandes.

* valores calculados

**Tabela 13** - Composições químicas médias e proporções catiônicas (O = 32) para magnetitas de amostras representativas de granitóides do batólito Agudos Grandes.

Maciço	Jurupará	Ibiúna				Piedade			
Тіро		HBgd				MBmg		Bmgr	BmgT
Amostra	PD 106	PD 01	PD 1568	PD 462	PD 71	PD 227	PD 410	PD 414	PD 140
TiO ₂	0.06	0.06	0.00	0.02	0.06	0.12	0.07	0.08	0.00
Al ₂ O ₃	0.05	0.07	0.02	0.02	0.03	0.05	0.03	0.04	0.05
<b>FeO</b> total	89.58	90.89	90.30	91.04	91.65	90.45	91.39	90.19	91.73
FeO*	29.88	30.39	30.08	30.33	30.61	30.32	30.54	30.11	30.51
Fe ₂ O ₃ *	66.33	67.23	66.91	67.45	67.82	66.81	67.61	66.75	68.03
MnO	0.04	0.10	0.02	0.00	0.03	0.01	0.01	0.04	0.06
MgO	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Total	96.36	97.87	97.04	97.82	98.54	97.31	98.27	97.02	98.66
AI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe ³⁺	1.99	1.99	2.00	2.00	1.99	1.99	1.99	1.99	2.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

* valores calculados

### 6.1. Geotermobarometria de hornblenda-plagioclásio

O uso de equilíbrios químicos entre minerais de rochas plutônicas para estabelecer estimativas de parâmetros intensivos como P, T e *f*O₂ é por vezes limitado pela existência de reequilíbrios em condições *subsolidus*. Uma análise petrográfica prévia bastante cuidadosa é requisito para a obtenção de estimativas confiáveis desses parâmetros, embora nem sempre se possa assegurar que não houve reequilíbrios tardios.

Os geobarômetros e geotermômetros mais utilizados são aqueles baseados em dados experimentais e observacionais (calibrações empíricas); em muitos casos, os métodos baseiam-se em modelos de atividade imperfeitos, e a extrapolação dos dados para composições muito distintas pode resultar em erros elevados. Entretanto, apesar dos problemas ainda existentes quanto à obtenção de dados com grande exatidão, é inegável o avanço alcançado na determinação de variações relativas entre amostras relacionadas.

#### 6.1.1. Geotermômetro hornblenda-plagioclásio

Blundy e Holland (1990) através de dados experimentais e naturais obtidos em rochas do maciço granítico Adamello (Itália), desenvolveram um geotermômetro baseado no conteúdo de AI em hornblenda coexistente com plagioclásio em rochas saturadas em sílica. Os autores utilizaram três diferentes modelos de atividade para calibrar as seguintes reações:

> edenita + 4 quartzo = tremolita + albita (1) pargasita + 4 quartzo = hornblenda + albita (2)

A relação de equilíbrio para as equações 1 e 2 conduz ao geotermômetro:

$$T = (0,667 P - 48,98 + Y) / (-0.0429 - 0.008314 LnK)$$

onde K=X_{ab} (Si - 4)/(8 - Si); [(X_{ab} > 0,5 $\rightarrow$ Y= 0; X_{ab} < 0,5 $\rightarrow$ Y+ -8,06 + 25,5(1 - Xab)] e X_{ab} é a fração molar de albita no plagioclásio; T é dada em Kelvin e P em kbar. Os autores recomendam o uso do geotermômetro somente sob as seguintes condições: temperaturas entre 500 e 1100° C, conteúdo de Si em anfibólio menor que 7,8 e teores de An no plagioclásio menores que 0,92.
Holland & Blundy (1994) revisaram a calibração para a reação edenita – tremolita (1 acima, designada nesse trabalho "reação A"), e introduziram um segundo geotermômetro:

edenita + albita = richterita + anortita ("reação B");

o erro estimado para os dois geotermômetros é da ordem ± 40 °C:

 a) TA - Termômetro edenita-tremolita (para paragêneses saturadas ou não em sílica)

$$TA = \frac{-76,95 + 0,79P + Yab + 39,4X_{Na}^{A} + 2,4X_{K}^{A} + (41,5 - 2,89P).X_{Al}^{M2}}{-0,0650 - R.\ln\left(\frac{27.X^{A}X_{Sl}^{T1}.X_{ab}^{Plag}}{256.X_{Na}^{A}.X_{Al}^{T1}}\right)}$$

onde  $Y_{ab}$  é dado por:  $X_{ab} > 0,5 \rightarrow Y_{ab} = 0$ ;  $X_{ab} < 0,5 \rightarrow Y_{ab} + 12,0(1-X_{ab})^2 - 3,0 \text{ kJ}$ ;

b) TB - Termômetro edenita-richterita (para paragênese sem ou com pouco quartzo)

$$TB = \frac{78,44 + Y_{ab-an} - 33,6X_{Na}^{M4} - (66,8 - 2,92P).X_{Al}^{M2} + 78,5X_{Al}^{T1} + 9,4X_{Na}^{A}}{0,0721 - R.\ln\left(\frac{27.X_{Na}^{M4}X_{Si}^{T1}.X_{an}^{Plag}}{64.X_{Ca}^{M4}.X_{Al}^{T1}.X_{ab}^{Plg}}\right)}$$

onde  $Y_{ab\text{-}an}$  é dado por:  $X_{ab}$  > 0,5  $\rightarrow$   $Y_{ab\text{-}an}$  = 3,0 kJ; ou caso  $X_{ab}$  < 0,5  $\rightarrow$   $Y_{ab}$  + 12,0(2 $X_{ab}$ -1) + 3,0 kJ.

sendo a T dada em Kelvin e P em kbar. Segundo os autores, para rochas saturadas em sílica ambos os termômetros podem ser utilizados.

As equações A e B são sensíveis ao conteúdo de Fe³⁺, que por sua vez afeta a ocupação dos sítios catiônicos. Como o conjunto de dados experimentais disponível para anfibólios de paragêneses mais ricas em Al é muito restrito, foram também empregadas na calibração composições naturais, para as quais os valores de Fe³⁺ foram recalculados segundo método que tem como base o cálculo de fatores de correção, que resultam em estimativas mínimas e máximas para Fe³⁺, muito parecidos aos do método de Schumaker (Leake *et. al*, 1997). A utilização da formulação dos geotermômetros de hornblenda-plagioclásio de Holland & Blundy (1994) fica assim restrita idealmente a anfibólios recalculados segundo o mesmo método sugerido pelos autores, que como já discutido no **Capítulo 5** parece menos adequado que o método 13-CNK para os anfibólios deste trabalho. Em comparação, o termômetro proposto no trabalho de 1990 é muito pouco afetado pela normalização por balanço de carga.

#### 6.1.2. Geobarômetro de Al em hornblenda

Hammarstrom & Zen (1986) mostraram a possibilidade de estimar a pressão de cristalização de corpos graníticos através do conteúdo de AI da hornblenda. O argumento central dos trabalhos desses autores é a observação de que ocorre um incremento do AI contido na hornblenda com o aumento de pressão de cristalização. A partir de dados numéricos obtidos para as paragêneses observadas em auréolas regionais de granitóides os autores calibraram empiricamente o geobarômetro através da função:

$$P (\pm 3kbar) = -3,92 + 5,03 AI_{total}$$

A paragênese ideal para a aplicabilidade da função acima descrita é: quartzo, feldspato potássico, plagioclásio An₂₅₋₃₅, biotita, hornblenda, titanita e óxidos de ferro e titânio), mais fundido e vapor.

Hollister *et al.* (1987) concluíram que a adição de composições de hornblendas cristalizadas pressões intermediárias (4-6 kbar) aos dados de Hammarstrom & Zen (1986) reduz o erro na determinação das pressões de  $\pm$  3 kbar, para  $\pm$  1 kbar. A equação de calibração proposta é expressa por:

$$P (\pm 1 \text{ kbar}) = -4,76 + 5,64 \text{ Al}_{total}$$

Johnson & Rutherford (1989) a partir de experiências realizadas sob condições isotermais (740-780º C), com controle da oxidação e P_{vapor}, fizeram uma nova calibração expressa por:

$$P(\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23 \text{ Al}_{total}$$

Schmidt (1992) obteve novos dados para a calibração do geobarômetro de Al em hornblenda, sob condições de saturação em água e temperaturas de 700-655º C. A calibração experimental obtida é expressa por:

# $P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}_{total}.$

As diferenças em relação à formulação de Johnson & Rutherford (1989)

demonstrariam, de acordo com o autor, a importância de T e a(fluidos) para a calibração do geobarômetro de AI em hornblenda, confirmando, em parte, os argumentos de Blundy & Holland (1990), já então expressos no geotermômetro hornblenda-plagioclásio.

Anderson & Smith (1995) utilizaram os dados experimentais de Johnson & Rutherford (1989) e Schmidt (1992), para derivar uma expressão para o barômetro de AI em hornblenda que incorpora a influência de temperatura. A expressão de calibração é:

$$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = 4,76\text{Al} - 3,01 - [(T(^{\circ}\text{C}) - 675)/85] \times [0,530\text{Al} + 0,005294(T(^{\circ}\text{C}) - 675)]$$

onde o Al é a soma de  $Al^{IV} + Al^{VI}$ . Neste trabalho os autores também descrevem que esse geobarômetro é falho para plutons cristalizados sob baixa  $fO_2$ , e recomendam restringir o uso do geobarômetro para hornblenda com Fe_T/(Fe_T + Mg) < 0,65.

Ague (1997) propôs um método alternativo de estimativa da pressão de cristalização baseado em dados termodinâmicos, que supõe ser mais consistente que o geobarômetro de AI em hornblenda convencional, pois não requer uma suposição prévia sobre a temperatura ou composição química da rocha. Neste trabalho a P de equilíbrio foi calculada através de dados termodinâmicos existentes para a reação:

Tremolita + flogopita + 2 anortita + 2 albita = 2 pargasita + 6 quartzo + K-feldspato.

# 6.1.3. Resultados obtidos neste trabalho

Foram calculadas para todas as amostras portadoras de hornblenda as temperaturas a partir da expressão de Blundy & Holland (1990), levando em consideração os argumentos apresentados no **item 6.1.1**, de que geotermômetro desenvolvido em 1990 é menos afetado por normalização por balanço de carga, como a que foi utilizada para os anfibólios estudados. Os valores de T obtidos ficam no geral próximos ou acima dos limites de temperatura de estabilidade da hornblenda em rochas graníticas que, como demostrando experimentalmente por Naney (1983), são de aproximadamente 680° C e 750° C para P respectivamente 2 de e 8 kbar. As pressões foram calculadas a partir da expressão de Anderson & Smith (1995). Os dados obtidos podem ser vistos na Figura 19 e Tabela 14 (apresentada ao final deste capítulo).

Embora tenham sido obtidos dados químicos para diferentes partes de cada

cristal de hornblenda (borda, intermediário e núcleo), somente as bordas foram utilizadas para cálculo da P e T, uma vez que se procura estabelecer condições de P e T de equilíbrio no *solidus*. Deve ser ressaltado que foi tomado o devido cuidado para evitar bordas com possível comportamento pós-magmático (*e.g.*, variações muito bruscas no teor de algum elemento).

Os valores obtidos para temperaturas ( $T_{(HbI-PI)}$ ) variam entre 726 e 802° C para todo o conjunto estudado. Na Figura 19a observamos, com relação a  $T_{(HbI-PI)}$ , três conjuntos distintos: (I) amostras dos maciços Serra dos Agudos Grandes, Tapiraí e Jurupará, com  $T_{(HbI-PI)}$  entre 726 e 743° C; (II) amostras do maciço Ibiúna, com  $T_{(HbI-PI)}$  entre 743 e 765° C; (III) amostras dos granitóides deformados do tipo HBgd, localizados a E da área estudada, e amostras dos enclaves do maciço Piedade, com  $T_{(HbI-PI)}$  variando de 782 a 802° C. É possível observar na Figura 20 que  $T_{(HbI-PI)}$  varia ao longo do batólito, caracterizando um aumento de oeste para leste.

As pressões obtidas para todo o conjunto estudado variam dentro de uma faixa estreita, entre 3,6 e 4,5 kbar. Diferentemente da temperatura, as pressões não mostram variações sistemáticas ao longo do batólito, que aparentemente se expõe ao mesmo nível de colocação ao longo da extensão estudada (Figura 20). A variação dentro de um mesmo maciço é ainda menor, em geral sensivelmente inferior à incerteza estimada para as calibrações (± 0,6 kbar, de acordo com Anderson & Smith, 1995), fato sugestivo de que os valores obtidos são consistentes. O único caso onde se observa contraste importante de P dentro de uma mesma ocorrência é do maciço Serra dos Agudos Grandes (3,6 kbar na parte meridional e 4,4 kbar na parte setentrional; Figura 19a). Embora esse maciço seja apenas conhecido ao longo de um perfil (dadas as dificuldades de acesso), o contrate entre esses dois setores é evidente a partir de dados de campo e petrografia (R.J. Leite, tese de doutorado em andamento), e também demonstrado pelos dados aqui obtidos (e.g., química de rocha, susceptibilidade magnética, química de anfibólio e biotita), fato sugestivo de se trate de duas intrusões distintas, e portanto potencialmente intrusivas a profundidades ligeiramente diferentes.

A ausência de correlação entre a P e T no conjunto de dados obtido é sugestiva de que a influência da troca edenítica (que é sensível à temperatura) está sendo corretamente considerada, como esperado na calibração do geobarômetro aqui utilizada (*cf.* Anderson & Smith 1995; Anderson, 1996).

Por outro lado, a Figura 19b sugere que pode haver alguma correlação positiva entre fe# e P para as hornblendas de amostras dos maciços Ibiúna, Tapiraí e Jurupará. Tal fato poderia refletir falsas variações de P controladas pela *f*O₂, já que

o conteúdo de Al em hornblenda é também sensível a variações de  $fO_2$  (*cf.* Anderson & Smith, 1995). Consequentemente, embora a composição da hornblenda de todas as amostras estudadas seja consistente com o intervalo sugerido por Anderson & Smith (1995; hornblenda com Fe_t/(Fe_t+Mg) entre 0,40 e 0,65; razão Fe³⁺/ (Fe³⁺+Fe²⁺) ~ 0,25; condições de cristalização acima do *buffer* NNO; *cf.* Tabela 7 do **Capítulo 5**), diferenças mesmo que pequenas na  $fO_2$  poderiam responder por variações (também pequenas) nas P observadas.

Com relação ao maciço Piedade, apenas enclaves dentro da unidade MBgd (amostras PD415b e PD1152; unidade HBgde de Leite, 1997) exibem hornblenda, e os resultados de P obtidos são iguais ou até um pouco mais altos que os observados nos granitos sin-orogênicos (P= 4,3 a 4,5 kbar). Em vista de sua idade um pouco mais jovem, e associação temporal e espacial com maciços aparentemente de colocação mais rasa (e.g., maciço Pilar do Sul, afetado por intensa alteração hidrotermal e formação de *greisens*), seriam esperadas pressões iguais ou menores para a cristalização do maciço Piedade. A hornblenda dessas amostras tem fe# relativamente alto, muito próximo do limite (0,65) recomendado por Anderson & Smith (1995), e é possível que isso resulte em algum exagero nos valores de P obtidos. Deve-se ressaltar que essas rochas praticamente não exibem óxidos de Fe e Ti, e portanto não exibem estritamente a paragênese mineralógica recomendada para a aplicação do geobarômetro. Por outro lado, a presença de epidoto magmático nesses enclaves é indicação independente de cristalização sob P relativamente elevadas (*cf.* **Capítulo 8**).



#### Legenda resumida

- Maciço Jurupará
- Maciço Ibiúna
- Maciço Tapiraí
- Granitos deformados Maciço S.A. Grandes HBgd (todos)

Maciço Piedade MBgd

- MBmg

- HBgde (enclave)

Figura 19 - Diagramas de comparações entre Pressão de Al em hornblenda (kbar), Temperatura de hornblenda-plagioclásio (°C) e Fe/(Fe+Mg); temperatura (T) segundo Blundy & Holland (1990); pressão (P) segundo calibração de Anderson & Smith (1995): (a) variação entre P vs. T; (b) variação da P vs. Fe_t /(Fe_t+Mg).



# 6.2. Geobarometria de cristalização de muscovita

Geobarometria utilizando a composição de muscovitas foi inicialmente proposta por Velde (1965, *apud* Anderson, 1996), que observou que o componente celadonítico aumenta com a pressão. Massonne & Schreyer (1987) obtiveram novos dados experimentais para esse equilíbrio, e apresentaram uma calibração gráfica mostrando a variação do conteúdo de Si como função de P e T. Anderson (1996) apresenta a solução gráfica de Massonne & Schreyer (1987) expressa analiticamente por:

A calibração de Massonne & Schreyer (1987) é sensível à temperatura; um erro de 50 °C corresponde a  $\pm 0,6$  kbar. O geobarômetro é também fortemente afetado por erros analíticos:  $\pm 0,005$  átomos de Si p.f.u. produzem um erro de  $\pm 1,3$  kbar.

Segundo Massonne & Schreyer (1987) o campo de estabilidade da paragênese fengita + feldspato potássico + flogopita + quartzo (em excesso de  $H_2O$ ) se situa entre 350° C e 700° C.

A partir dos dados químicos obtidos para muscovita do maciço Piedade foi possível estimar a pressão com base na calibração de Massonne & Schreyer (1987). Os resultados de P obtidos para T = 700° C podem ser vistos na Tabela 14 (apresentada ao final deste capítulo).

As pressões obtidas com base na calibração de Massonne & Schreyer (1987), entre 2,5 e 4,7 kbar, se mostram no geral mais elevadas que aquela sugerida por White (1992) para cristalização de muscovita em magmas saturados em H2O (Pmin ~ 3,5 kbar).

Uma pequena diferença no conteúdo de Si das muscovitas estudadas (entre 3,00 e 3,08 átomos p.f.u.) resultou em diferenças de 2 kbar de pressão (Figura 21a).

A muscovita da amostra PD462, que apresenta caráter textural tipicamente secundário, fornece o valor de mais alta pressão (P = 4,7 kbar). O baixo valor de Ti encontrado sugere condições de recristalização sob temperaturas baixas (< 700°C); consequentemente o valor de pressão aqui encontrado pode estar superestimado (Figura 21b).

Guidotti (1978, *apud* Brigatti *et al*, 2000) demonstrou que com o aumento de temperatura o componente celadonítico diminui, enquanto o teor de Ti aumenta. A substituição que permite a entrada do Ti em muscovita é, mais provavelmente, do tipo Ti^{VI} Al^{IV} = Al^{VI} Si^{IV} (Brigatti *et al.*, 2000), de modo que muscovitas de alta T têm

seus teores de Si diminuídos; esse fator não é considerado no cálculo da pressão segundo a calibração de Massonne & Schreyer (1987). Portanto, como destacado por Anderson (1996), a geobarometria de muscovitas em rochas magmáticas mostra problema adicional, já que valores de Ti superiores a 0,4 átomos p.f.u. são comuns nessas rochas. Em vista disto, por exemplo, o valor relativamente baixo de P obtido para a muscovita da amostra PD17 (P = 2,5 kbar), claramente magmática e rica em Ti, pode estar subestimado devido à troca catiônica descrita acima (Figura 21b). As amostras PD227, PD410 e PD419, que também mostram muscovita com características texturais e químicas tipicamente magmáticas, apresentam valores de P entre 3,5 e 4 kbar, parecidos com os obtidos para amostras dos tipos HBgd por geobarometria de Al em hornblenda.



**Figura 21 - (a)** e **(b)** diagramas de variação da P (kbar) baseada no fengita barômetro (Massonne & Schreyer, 1987) *vs.* Si (átomos p.f.u.) e Ti (átomos p.f.u.) para granitóides do batólito Agudos Grandes.

#### 6.3. Geotermometria de saturação

Os geotermômetros de saturação se baseiam em curvas de temperatura versus a solubilidade em magmas silicáticos de elementos que são componentes estruturais essenciais de fases minerais acessórias como zircão (Zr) e apatita (P). Uma vez identificadas rochas nas quais o comportamento geoquímico desses elementos indica condições de saturação (cristalização precoce dos respectivos acessórios e diminuição dos teores em rochas sucessivamente mais fracionadas), pode-se estabelecer relações diretas entre concentração e temperatura, que têm se mostrado razoavelmente precisas na maior parte dos casos.

A equação de calibração para o geotermômetro de saturação em zircônio proposta por Watson & Harrison (1983) é expressa por:

$$\ln D_{Zr} = \{ -3,80 - [0,85(M-1)] \} + 12900/T(K)$$

onde  $D_{Zr}$  é o coeficiente de partição do zircônio entre o zircão e o magma e M =  $(Na+K+2Ca)/(Si^*AI)$ . Os limites estabelecidos por Watson & Harrison (1983) para a utilização desse geotermômetro são temperaturas da ordem de 750-1000° C e M entre 0,9 e 1,7.

Harrison & Watson (1984) calibraram geotermômetro de saturação baseado na partição do elemento P entre a apatita e o magma. A expressão analítica utilizada nesta calibração é:

$$\ln D_{Ap} = (\{8400 + [(SiO_2 - 0.5) \times 2.64 \times 10^4]\} / T(K)) - (3.1 + \{12.4 [SiO_2 - 0.5]\})$$

onde  $D_{Ap}$  é o coeficiente de partição do fósforo entre a apatita e o magma. Os limites estabelecidos por Harrison & Watson (1984) para a utilização desse geotermômetro são de SiO₂ entre 45% e 75%.

Foram calculadas as temperaturas de saturação em Zr e P (T_{zr} e T_{ap}, respectivamente) para todas as amostras aqui estudadas (ver Tabela 14 apresentada no final deste capítulo). Adicionalmente foram calculadas temperaturas de saturação para amostras pertencentes aos mesmos maciços e que fazem parte da Tese de Doutorado de Renato Jordan Leite (em andamento), com vistas a ampliar a amostragem e aumentar a representatividade. Os dados obtidos para temperatura de saturação das diversas amostras são mostrados na Figura 22.

No geral, as amostras dos maciços sin-orogênicos não se encontram saturadas em Zr, como mostra a falta de correlação ente Zr e SiO₂ (Figura 22a).

Além disso, muitas dessas amostras apresentam M > 1,7 fora portanto do limite reconhecido como ideal para a utilização do geotermômetro (*cf.* Watson & Harrison, 1983; Figura 22a e b; Tabela 14). As T_{zr} médias obtidas situam-se em torno de 800° C (Figura 22b), e constituem apenas limites máximos para o *solidus* desses granitos. As amostras dos maciços Tapiraí e da parte sul do maciço Serra dos Agudos Grandes mostram T_{zr} um pouco mais alta, embora esses granitos sejam um pouco mais félsicos e apresentem as menores T_(HbI-PI) ( $\approx$  T*solidus*). Em comparação com amostras do maciço Ibiúna, as do maciço Tapiraí exibem portanto maior intervalo entre as temperaturas de saturação em Zr e o *solidus* ( $\Delta$ T ~ 100° C). No outro extremo, as rochas da porção norte do maciço Serra dos Agudos Grandes mostram  $\Delta$ T (T_{zr} - T_(HbI-PI)) muito pequeno (~20° C), indicando que a cristalização do zircão se iniciou muito próximo do *solidus*, reflexo da forte insaturação em Zr no magma parental dessas rochas (Figura 22a).

O caráter saturado em P nos granitóides sin-orogênicos é demonstrado pela clara correlação negativa entre  $P_2O_5$  e SiO₂ (Figura 22c). Todas as amostras se encontram no mesmo *trend*, exceto, uma vez mais, os granitos da parte norte do maciço Serra dos Agudos Grandes (Figura 22c). As  $T_{ap}$  obtidas são bastante elevadas, diminuindo ligeiramente com o fracionamento (de 1000 para 950° C, Figura 22d). Os valores obtidos sugerem uma diferença entre as temperaturas do *liquidus* ( $\approx T_{ap}$ ) e do *solidus* ( $\approx T_{(Hbl-Pl)}$ ) da ordem de 200 a 250°C.

As rochas do maciço Piedade mostram comportamento, em linhas gerais, similar ao apresentado pelos maciços sin-orogênicos. O caráter insaturado em Zr é sugerido pela grande dispersão dos teores de Zr dentro de cada unidade (Figura 23a). No caso do P, existe também uma dispersão na unidade mais máfica (MBgd), mas, se forem excluídas as amostras mais e menos rica em P desta unidade, uma correlação negativa entre P e SiO₂, sugestiva de saturação em apatita, é aparente ( Figura 23c).

As  $T_{zr}$  (entre 760 e 850° C; Figura 23b) são novamente bem menores que as  $T_{ap}$ , que por sua vez mostram valores tão elevados quanto os observados nos granitos sin-orogênicos (em geral, entre 1040 e 940° C; Figura 23d). A diminuição da  $T_{ap}$  com o fracionamento na associação MBgd-MBmg-Bmgr é pequena a nula, e parece significar temperaturas *liquidus* bastante elevadas para todo o conjunto (Figura 23d).



**Figura 22** - **(a,c)** Diagramas de variação química (P₂O₅ e Zr *vs.* SiO₂); **(b,d)** diagramas de variações das temperaturas de saturação em zircão e apatita *vs.* SiO₂ para rochas representativas dos granitóides sin-orogênicos do batólito Agudos Grandes.



**Figura 23** - **(a,c)** Diagramas de variação química (P₂O₅ e Zr *vs.* SiO₂); **(b,d)** diagramas de variações das temperaturas de saturação em zircão e apatita *vs.* SiO₂ para rochas representativas dos granitóides tardi-orogênicos do batólito Agudos Grandes.

**Tabela 14**- Temperaturas (° C) e pressões (kbar) em geral obtidas para amostras representativas dos principais granitóides estudados (temperaturas de saturação em zircônio (TZr), fósforo (TAp)segundo calibração de Watson & Harrison, 1983 e 1984; temperaturas de hornblenda e plagioclásio (T_{Hbl-Plg}) segundo Blundy & Holland, 1990; pressão de Al em hormblenda (P_{solidus}); pressão de muscovita (P_{Musc}) segundo Massone & Schreyer, 1987).

Maciços	Tipos	Amostra	Tzir	ТАр	T _{Hbl-Plg}	Psolidus	P _{muscov}
Jurupará		PD 95	789	1015	743	4.4	-
		PD 01	780	980	753	4.2	-
		PD 505	781	981	762	4.3	_
lbiúna	HBgd	PD 506	783	944	765	4.3	_
		PD 526	784	993	757	3.9	-
		PD 1568	783	991	743	4.0	-
Tipo Ibúna		USP 01	812	982	796	3.7	-
deformados		PD 263b	815	991	798	4.0	-
		PD 60	778	986	802	3.8	_
		PD 1589	803	967	733	4.0	-
Tapiraí		PD 1673	799	967	726	4.0	-
		AG 12	812	966	730	3.6	-
Ag. Grandes		AG 04	763	885	732	4.4	-
		PD 71	809	968	_	-	_
		PD 227	794	943	-	-	3.7
	MBmg	PD 410	816	929	_	-	4.7
		PD 1152E	803	991	-	-	-
		PD 1152F	804	982	_	-	_
Piedade		PD 17c	838	906	-	-	2.5
	MBgd	PD 419	822	993	-	-	3.5
		PD 462	818	972	_	-	4.0
		PD 140c	765	974	-	-	-
	Bmgr	PD 414	831	955	-	-	-
		PD 498	782	997	-	-	-
	BmgT	PD 438	808	999	-	-	-
		PD 474b	793	1011	-	-	-
	HBgde	PD 1152	777	948	786	4.4	-
		PD 415b	768	1005	782	4.5	-

## 7. CONDIÇÕES REDOX

As condições *redox* em sistemas mineral-fluido sob condições de pressão e temperatura elevadas podem ser descritas e medidas em termos de fugacidade de voláteis (principalmente  $O_2$  e  $H_2O$ ). Esse parâmetro é dependente da pressão e temperatura e exerce controle importante na cristalização e na composição química dos minerais máficos em rochas magmáticas.

Diversos autores (*e.g.*, Wones & Eugster, 1965; Wones, 1989; Czamanske & Mihálik, 1972; Czamanske & Wones, 1973; Czamanske *et al.*, 1981; Spencer & Lindsley, 1981; Anderson & Smith, 1995; Borodina *et al.*, 1999) vem contribuindo para uma melhor compreensão dos efeitos da fugacidade de oxigênio (*f*O₂) sobre as características químicas de minerais máficos (*e.g.*, biotita e anfibólio) e opacos (e.g., magnetita, ilmenita), sua relação com outros parâmetros intensivos (P e T) e consequentemente sobre a gênese e evolução dos magmas graníticos.

Para as rochas em estudo foram utilizados critérios mineralógicos (texturais e químicos) para verificar as condições *redox* de cristalização, que quando possível foram qualificadas e quantificadas através da variável intensiva *f*O₂.

## 7.1. Influência de processos pós-magmáticos

Durante os trabalhos de medição da susceptibilidade magnética no campo notou-se uma forte variação nos valores dentro das unidades MBgd e MBmg do maciço Piedade. Conforme descrito no **Capítulo 4**, rochas com feldspato alcalino branco apresentam susceptibilidade magnética muito baixa (<1 x10⁻³ SI), enquanto rochas com feldspato alcalino róseo apresentam valores da ordem de 8-10 x10⁻³ SI.

Para investigar as causas dessas diferenças na susceptibilidade magnética, foi detalhado o afloramento 1152 da unidade MBmg, que expõe de modo praticamente contínuo matacões ao longo de uma extensão de cerca de uma centena de metros. Os valores de susceptibilidade magnética obtidos são tipicamente bimodais, com maior concentração em torno de 0,1 e 10 x10⁻³ SI; amostras representativas são, respectivamente, PD1152E e PD1152F. Blocos com valores de susceptibilidade magnética intermediários (*ca.* 6 (x10⁻³ SI) aparecem em pequena proporção, e são representados pela amostra PD1152H. Todas essas rochas têm IC, mineralogia principal e composição química idênticas e se encontram geograficamente muito próximas (ver **Capítulos 3 e 4**).

Uma análise petrográfica e química detalhada mostrou que o aumento de

susceptibilidade magnética é acompanhado por aumento na proporção magnetita/ilmenita, no conteúdo do componente hematita na ilmenita, na diminuição de Fe/(Fe+Mg), Ti e Al na biotita, e no desaparecimento da muscovita nas rochas com feldspato alcalino rosado (*cf.* Tabela 15). A explicação mais provável para as variações observadas é a atuação de frentes de oxidação, aparentemente controladas por fraturas (o desenvolvimento de cristais idiomórficos secundários de magnetita associa-se, em geral, a fraturas na amostra PD1152F), ocorrido a temperaturas relativamente altas (dado que provocou reequilíbrios químicos, mas não desestabilizou, minerais como biotita e ilmenita).

Aparentemente, o fenômeno observado no afloramento PD1152 ocorreu em área mais ampla, que se estende por boa parte da extensão das unidades MBgd e MBmg nos arredores da cidade de Piedade (*cf.* Figura 5). Granitos com feldspatos brancos, biotita avermelhada, e baixa susceptibilidade magnética ocorrem em alguns afloramentos (*e.g.*, amostra PD17), e parecem passar a granitos com feldspato alcalino róseo e alta susceptibilidade magnética dentro dos mesmos corpos (PD462).

Não é possível estimar em que medida processos de oxidação pósmagmática similares a este afetaram outras porções do maciço, de modo que a possibilidade de que modificações das composições originais dos minerais máficos tenham ocorrido em outras amostras estudadas deve ser levada em consideração.

• • • • • • • • • • • • • • • • • •		DD4450U	DD44505
Características	PD1152E	PD1152H	PD1152F
Cor do feldspato alcalino	Branco	Rosado claro	Rosado
Índice de cor	8	8	8
Susceptibilidade Magnética	0,14 (x 10 ⁻³ SI)	6,2 (x 10 ⁻³ SI)	10,2 (x 10 ⁻³ SI)
Magnetita	ausente	Presente	Presente
llmenita - % hematita	2	6	8
Biotita - Fe/(Fe+Mg)	0,61	0,56	0,53
Biotita - Al _{total}	3,4	3,1	3,2
Biotita – Ti	0,31	0,29	0,26
Muscovita	presente	muito pouca	Ausente
Rocha – SiO ₂ (%)	69,7	n.d	69,3
Rocha - A/CNK	1,02	n.d.	1,02
Rocha - Mg/(Mg+Fe)	37,7	n.d.	37,4

Tabela 15 - Principais características das amostras do afloramento 1	15	52
----------------------------------------------------------------------	----	----

n.d. = não determinado

# 7.2. Inferências a partir da susceptibilidade magnética

Os valores de susceptibilidade magnética observados nos granitos metaluminosos sin-orogênicos refletem o elevado teor de magnetita nessas rochas, e são sugestivos de cristalização sob condições oxidantes. Variações internas no conjunto são pequenas, mas os valores consistentemente altos mostrados pelos granitos mais diferenciados (que constituem o maciço Tapiraí) podem indicar que essas são as rochas mais oxidadas de todo esse conjunto.

Valores mais baixos de susceptibilidade magnética são observados no maciço Piedade. As unidades portadoras de muscovita têm susceptibilidade magnética muito variável, o que em parte pode ser devido a processos de oxidação pós-magmáticos (*cf.* item precedente); apesar disto, os valores médios são significativamente mais baixos que os de granitos sin-orogênicos com IC equivalente, refletindo cristalização sob condições bem mais redutoras. Os valores médios mais altos de susceptibilidade magnética observados no maciço Piedade são os da unidade metaluminosa portadora de titanita (BmgT), que são também mais baixos, mas bem mais próximos dos observados em granitos sin-orogênicos com IC semelhante.

# 7.3. Inferências a partir da química de óxidos de Fe-Ti

A magnetita presente nos granitos estudados é praticamente pura, fato que tem sido observado em diversas outras ocorrências, e é normalmente interpretado como indicação de reequilíbrio pós-magmático (deutérico ou de alta temperatura, hidrotermal, etc; e.g., Czamanske & Mihálik, 1972; Ague & Brimhall, 1988a, 1988b; Vlach, 1995), já que a magnetita que cristaliza em equilíbrio com ilmenita deve ter algum Ti (*cf.* Spencer & Lindsley, 1981). Em algumas das amostras estudadas a magnetita aparece acompanhada de titanita, que pode ser observado na Foto 5 mostrada no **Capítulo 3**, sugerindo remoção seletiva de Ti para formação do grão "satélite" de titanita. Na maior parte dos casos, contudo, a magnetita ocorre isolada.

Na maior parte das amostras das unidades MBgd, MBmg e Bmgr (maciço Piedade) magnetita e ilmenita-hematita coexistem. Em vista das composições reequilibradas da magnetita, as composições de ambos os minerais não podem ser usadas para se obter simultaneamente T e  $fO_2$  utilizando as curvas de Spencer e Lindsley (1981). Assim, foram feitas estimativas de  $fO_2$  para valores de T próximos ao *solidus* (750° C) a partir das composições das ilmenitas (Figura 24a), admitindo que elas cristalizaram em equilíbrio com magnetitas . Os valores estimados de  $fO_2$  se situam entre  $10^{-19}$  e  $10^{-13.5}$  bar. Embora esses valores carreguem elevadas

incertezas, em vista da falta de estimativas diretas da temperatura de cristalização da ilmenita, a comparação com os principais *buffers* de referência é muito informativa, pois as curvas de estabilidade da ilmenita são aproximadamente paralelas a esses *buffers* nesse intervalo de temperaturas. Assim os valores obtidos correspondem a  $fO_2$  em torno de NNO - 3 unidades log a NNO (amostras PD17 e PD462 da unidade MBgd e PD227, PD140 e PD414 da unidade Bmgr) variando até NNO + 1,5 unidades log (amostra PD71).

Minerais da série ilmenita-hematita só ocorrem como relictos dentro de titanita em amostras das unidades HBgd e BmgT. Nesse caso, é difícil estimar a composição original dos cristais, dado o tamanho reduzido e o seu caráter fortemente exsolvido. O caráter bimodal das composições (Ilm85 e Ilm35) sugere (re)cristalização dentro do *solvus* ilmenita-hematita. Supondo que esse mineral cristalizou em equilíbrio com magnetita (de composição desconhecida), a composição mais pobre em hematita (Ilm85) indica condições mínimas de fO₂ fortemente oxidantes, quando se utiliza a calibração de Spencer & Lindsley (1981) ( $fO_2 \sim 10^{-13.5}$  a 750°C;  $\Delta$ NNO  $\geq$  +2, Figura 24a).



**Figura 24** - Diagrama *f*O₂ (bars) *versus* T (°C), onde os números junto às curvas indicam % de ilmenita (Spencer & Lindsley, 1981).

## 7.4. Inferências a partir do equilíbrio magnetita-Ilmenita-titanita-hornblenda

O desaparecimento da ilmenita através de reações magmáticas que geram titanita nos granitos das unidades HBgd e BmgT reflete reações de oxidação. Uma dessas reações é extensamente utilizada como *buffer* de O₂, e foi calibrada por Wones (1989):

hedenbergita + ilmenita + O2 = titanita + magnetita + quartzo (buffer TMQH).

Esse equilíbrio é expresso pela equação:

$$\log fO_2 = (-330939 / T) + 14,98 + 0,142(P-1)/T,$$

onde T é dada em Kelvin e P em bar. No espaço T- $fO_2$ , essa reação se dispõe, no intervalo entre 700 e 800°C, entre os *buffers* QFM e NNO.

De acordo com Wones (1989), a diluição do componente hedenbergita estabiliza a ilmenita em condições mais oxidantes.

Uma reação envolvendo anfibólio em lugar do piroxênio é também descrita por esse autor:

 $\begin{array}{ll} 6Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 12FeTiO_3 + 7O_2 &= 14Fe_3O_4 + 36SiO_2 + 12CaTiSiO_5 + 6H_2O \\ (Ferrotremolita) & (Ilmenita) & (Magnetita) (Quartzo) & (Titanita) \end{array}$ 

A posição desse *buffer*, designado TMQA, no espaço T-  $fO_2$  é paralela à de TMQH, deslocada para  $fO_2$  cerca de 2 unidades log mais altas (Noyes *et al.*, 1983).

Foram calculados para os granitos sin-orogênicos (tipo HBgd; maciços Tapiraí, Ibiúna, Jurupará, Serra dos Agudos Grandes e variedades deformadas do granito tipo Ibiúna localizados a E da área estudada) valores de  $fO_2$  de acordo com a fórmula de Wones (1989) para o *buffer* TMQH, utilizando os valores de T*solidus* obtidos por termometria hornblenda-plagioclásio e a pressão obtida por barometria de Al em hornblenda. Os valores de  $fO_2$  foram aumentados em 2 unidades de log uma vez que anfibólio é o mineral que participa da reação (*cf.* Noyes *et al.,* 1983). Os valores de  $fO_2$  obtidos ficaram entre  $10^{-11}$  bar (a 800° C) e  $10^{-13}$  bar (a 730°C); esses valores correspondem ao buffer MnO-Mn₃O₄, ou NNO + 3 unidades log. Esses valores devem ser considerados estimativas mínimas, uma vez que a diluição da molécula ferrotremolita pelo membro-final magnesiano deve, de maneira análoga ao observado nos piroxênios, estabilizar a ilmenita em condições mais oxidantes.

# 7.5. Inferências a partir da composição química da biotita

Apesar da análise textural dos principais minerais ter sido cuidadosa, é difícil garantir que a paragênese mineral observada nas amostras seja reflexo das reações que ocorreram somente durante o processo magmático. Como observado no afloramento 1152 (**item 7.1**) outros fatores, como por exemplo "frentes hidrotermais", podem ter atuado de maneira a provocar reequilíbrios pós-magmáticos, com reabsorção parcial de alguns minerais e recristalização de outros.

A biotita é o único mineral máfico presente em todas as amostras, e como observado por Speer (1984) tende a sofrer reequilíbrios químicos pós-magmáticos em rochas graníticas, facilitados por sua estrutura cristalográfica. Consequentemente, estimativas baseadas na composição desse mineral devem ser tomadas com cautela. Por outro lado, o conjunto de dados químicos de biotita mostra tendências de variação consistentes para todo o conjunto estudado (por exemplo a correlação observada entre fe# e Al; Figura 14a; **Capítulo 5**), encorajando o seu uso na comparação entre os diferentes granitos.

Wones & Eugster (1965) propuseram a utilização das relações Fe³⁺- Fe²⁺-Mg das biotitas para a estimativa das condições de oxidação das rochas nas quais elas cristalizaram. Conforme mostrado no **Capítulo 5**, foram obtidos por via úmida valores de FeO e FeO_t bastante satisfatórios para concentrados de biotita de cinco amostras de diferentes unidades.

Os resultados são apresentados na Figura 25a, onde é possível observar que o conjunto de amostras estudado apresenta variação entre valores pouco inferiores a QFM (amostra PD17; granito com feldspato alcalino branco da unidade MBmg do maciço Piedade) e superiores a NNO (*e.g.*, amostra PD01 da unidade HBgd, maciço Ibiúna). A biotita da amostra PD410, um granito com feldspato alcalino róseo da unidade MBgd, cristalizou sob condições tão oxidantes quanto a biotita de granitos das unidades HBgd e BmgT (Figura 25a).

A Figura 25b mostra graficamente a posição do equilíbrio biotita +  $0_2$  = magnetita + feldspato K + H₂O no espaço T x  $fO_2$ , de acordo com Wones & Eugster (1965). A entrada de Mg no sítio octaédrico estabiliza a biotita a  $fO_2$  mais altas. Foram lançadas nesse diagrama algumas análises de biotita das rochas estudadas em termos da razão (Fe_t/(Fe_t+Mg), que varia entre 0,39 e 0,61. A temperatura foi estimada em 750° C, do mesmo modo que foi feito para a ilmenita. As condições mais oxidantes são obtidas para as amostras de granitos sin-orogênicos do maciço Ibiúna ( $fO_2 \sim 10^{-11.5}$  bar, ca. NNO + 3,5 unidades log); biotitas de granitos similares do maciço Jurupará indicam condições um pouco mais reduzidas. A biotita de granitos da unidade BmgT

do maciço Piedade cristalizou sob condições tão oxidantes quanto as amostras dos granitos sin-orogênicos (Figura 25b). A biotita das demais unidades do maciço Piedade cristalizou sob condições mais redutoras, mas sempre acima do *buffer* NNO.



**Figura 25** - (a) diagrama triangular  $Fe^{3+}$ - $Fe^{2+}$ -Mg (Wones & Eugster, 1965) para biotitas representativas das principais unidades do batólito Agudos Grandes; (b) diagrama  $fO_2$  (bars) *versus* T (°C), onde os números junto às curvas indicam Fe/(Fe+Mg) de biotita (Wones & Eugster, 1965).

# 7.6. Inferências a partir da composição química do anfibólio

A composição química do anfibólio dos granitos das unidades HBgd e Hbgde também permite estimativas qualitativas sobre as condições de oxidação, uma vez que a razão Fe_t/(Fe_t+Mg) diminui com o aumento da  $fO_2$  (Czamanske *et al.*, 1981). A Figura 26 mostra que os granitos do tipo HBgd são caracterizadamente de alta  $fO_2$ , e que, dentro do conjunto sin-orogênico, os granitos do maciço Jurupará teriam cristalizado a fO2 mais baixas se comparados aos dos maciços Tapiraí e Ibiúna. que os dos demais granitos sin-orogênicos. Condições menos oxidantes seriam registradas no granodioritos finos da unidade Hbgde (maciço Piedade).



**Figura 26** - Diagrama de variações catiônicas para anfibólios cálcicos, onde as linhas de *f*O₂ são baseadas na divisão de Leake (1978; *apud* Anderson & Smith, 1995).

## 7.7. Conclusões e consequências

Os diversos dados obtidos neste trabalho mostram, de modo consistente, que os granitos metaluminosos sin-orogênicos cristalizaram sob condições fortemente oxidantes, superiores a NNO + 2 unidades log. Variações dentro desse conjunto, embora pequenas, sugerem condições um pouco mais redutoras para o maciço Jurupará (*cf.* química de ilmenita, biotita e anfibólio) e um pouco mais oxidantes para o maciço Tapiraí (cf. suscepetibilidade magnética e química da biotita).

Uma ampla variação na  $fO_2$  é observada nos granitos tardi-orogênicos, representados pelo maciço Piedade. As condições mais oxidantes são registradas nos granitos portadores de titanita; as composições da biotita indicam fO2 da mesma ordem que é observada nos granitos metaluminosos sin-orogênicos. Alguns dos granitos portadores de muscovita do maciço Piedade cristalizaram sob condições redutoras; tal é o caso dos granitos portadores de feldspato alcalino branco e biotita vermelha da unidade MBgd (e.g., amostra PD17), que têm a biotita com mais alto fe#, ilmenita praticamente pura, e não têm magnetita primária. No entanto, outros granitos portadores de muscovita têm fO₂ variável, e próxima do *buffe*r NNO ( $fO_2$  entre 10⁻¹³ e 10⁻¹⁵ bar a 750° C). Em que medida o caráter mais oxidado dessas rochas pode ser uma resposta a processos de reequilibrios pós-magmáticos é aspecto ainda díficil de ser avaliado.

## 8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As rochas estudadas pertencem a um conjunto de granitóides sin- a tardiorogênicos (610 - 600 Ma) que fazem parte do batólito Agudos Grandes, localizado na porção central do Cinturão Ribeira, intrudido em rochas supracrustais de grau metamórfico variável atribuídas ao Domínio Embu.

Os granitos sin-orogênicos estudados pertencem aos maciços Ibiúna, Jurupará, Tapiraí, Serra dos Agudos Grandes e amostras deformadas do "tipo Ibiúna" localizadas no extremo E da área estudada. Estes granitos são característicamente metaluminosos e têm índice de cor (IC) entre 8 e 15 (unidades HBgd).

Os granitos tardi-orogênicos pertencem ao maciço Piedade, e compreendem variedades metaluminosas a marginalmente peraluminosas, com IC variável entre 5 e 5 (unidades BmgT, MBgd, MBmg, Bmgr). A grande diversidade faciologica desse maciço e sua relação com os granitos sin-orogênicos vem sendo alvo de estudo de trabalhos diversos, que ganharam significativo impulso com a tese de Mestrado (1997) e Doutorado em andamento de Renato Jordan Leite.

O presente trabalho fazendo uso, principalmente, de microanálise por microssonda eletrônica de minerais máficos e opacos, e aproveitando a sólida base geológica, acrescenta novos dados para a caracterização das condições de formação dos granitos sin- e tardi-orogênicos acima descritos.

#### Pressão e Temperatura (solidus)

O conteúdo de AI em hornblenda utilizado para estimar pressões de cristalização, como já discutido por vários autores, sofre grande influëncia da T e  $fO_2$ . Portanto, é necessário se levar em conta estas duas variáveis para estimar, com maior confiança, as pressões de cristalização. Para conter os efeitos da T sobre a P, estas duas variáveis foram calculadas simultanemente, assim como vem sendo feito em trabalhos recentes (*e.g.*, Anderson & Smith, 1995).

Foram utilizadas as equações de Anderson & Smith (1995) para cálculo da P e as de Blundy & Holland (1990) e Holland & Blundy (1994) para cálculo da T(solidus). Entretanto, os dados obtidos para T(solidus) utilizando a calibração de Holland & Blundy (1994) se mostraram inconsistentes, com grande dispersão entre os valores obtidos dentro de um mesmo maciço; além disso, eles resultaram em correlações negativas entre P e T, típico de casos onde a influência de T não foi devidamente considerada (Anderson & Smith, 1995). A causa mais provável para a inconsistência dos valores obtidos é que a forma de recalculo das razões de Fe³⁺/Fe²⁺ para o anfibólio considerada neste trabalho mais adequada é diferente daquela sugerida por Holland & Blundy (1994).

Com a utilização do geotermômetro formulado em 1990, as T obtidas são mais consistentes, pois não sofrem influência das razões  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  recalculadas para anfibólio, e mostram variações muito pequenas entre amostras de um mesmo maciço. Os dados mostram uma zonalidade no terreno (Figura 20; **Capítulo 6**), com variações de T entre 730 e 800° C. Ocorre um aumento de temperatura para E, provavelmente relacionado a uma diminuição da *a*(H₂O). A W, onde ocorrem as temperaturas mais baixas, os granitos intrudem rochas metamórficas de mais baixo grau, ou seja mais hidratadas, que poderiam estar respondendo por estas diferenças.

As pressões obtidas para toda a extensão estudada do batólito são pouco variáveis, entre 3,5 e 4,5 kbar. Estes dados indicam um mesmo nível de erosão para toda essa extensão, refletindo mesma profundidade de colocação (~13 - 15 Km). As rochas posicionadas mais a leste, que têm caráter mais deformado, devem os teores altos de Al na hornblenda à mais alta T(solidus), e não a cristalização a maiores profundidades.

Comportamento similar, com variações pequenas de P ao longo de extensões grandes, é observado em muitos outros batólitos, inclusive alguns que se julgava terem sofrido "*tilts*" muito grandes, e até geologicamente improváveis ( $\Delta P \sim 5$  kbar em extensões da ordem de centenas de km), antes que a influência de T sobre as pressões calculadas por geobarometria de AI em hornblenda fossem levadas em consideração (Anderson & Smith, 1995).

A P de metamorfismo das rochas encaixantes foi estimada por Vieira (1996) em 5-6 kbar. Datações inéditas em monazita (Silvio R. F. Vlach, comunicação pessoal) datam o metamorfismo dessas rochas em 780 Ma. A idade do magmatismo aqui estudado é significativamente mais jovem (600 - 610 Ma), e portanto os dados obtidos para P dos granitos estudados (3,5 - 4,5 kbar) refletem um momento em que o terreno ora exposto se encontrava em níveis mais rasos da crosta.

O maciço Piedade, de caráter tardi-orogênico, tem provavelmente profundidade de colocação igual ou menor que a dos granitos sin-orogênicos. Os maciços Pilar do Sul e Serra dos Lopes, de mesma idade e encontrados logo a oeste do maciço Piedade, são identificados em campo como sendo de colocação relativamente rasa, já que mostram intenso processo de alteração hidrotermal e *"greisenização"* (Leite, doutorado em andamento). Um outro indício de que o maciço Piedade seja um pouco mais raso que os maciços sin-orogênicos, é a aparente presença de andaluzita (bastante alterada) em mica-xistos da auréola do maciço

(Leite, com. pessoal), que representariam P máxima de cristalização de 3,8 kbar (a 500° C).

As estimativas de P para o maciço Piedade são precárias. Os valores obtidos para cristalização da muscovita estão sujeitos a erros elevados (entre 2,5 e 4,7 kbar; melhores estimativas em torno de 4 kbar). Foi também calculada a P de Al em hornblenda para o granodiorito fino presente como enclave nas unidades MBmg e MBgd do maciço Piedade; os valores obtidos são da ordem de 4,5 kbar, iguais ou pouco maiores que os obtidos para os granitos sin-orogênicos, mas podem ser incorretos pois as rochas não exibem magnetita, e portanto não possuem a paragênese adequada para a aplicação do geobarômetro. A presença de epidoto primário nestas rochas sugere cristalização sob pressões relativamente elevadas. No entanto, é possível que elas tenham cristalizado sob condições oxidantes (entre os buffers HM e NNO), como indicado pelo conteúdo da molécula pistacita, entre 27 e 30% o que poderia estabilizar o epidoto sob pressões mais baixas (e.g., entre 3 e 5 kbar; *cf.* Sial *et al.*, 1999). Estes enclaves não mostram em campo características que permitam interpretá-los como xenólitos trazidos de regiões mais profundos durante a ascenção do magma que gerou o maciço Piedade.

#### Temperatura

Os magmas se mostram saturados em fósforo, com clara correlação negativa entre  $P_2O_5$  e SiO₂. No geral os granitos sin-orogênicos mostram temperaturas *liquidus* ( $\approx$ T saturação em fósforo) bastante elevadas, com leve diminuição com o fracionamento, entre 1000 e 950° C. Os valores obtidos para os granitos sinorogênicos sugerem uma diferença entre as temperaturas *liquidus* e do *solidus* ( $\approx$ T de hornblenda-plagioclásio) da ordem de 200 a 250°C. Os valores obtidos para T *liquidus* para as amostras do maciço Piedade são semelhantes, e não mostram indicação clara de diminuição com o fracionamento na associação MBgd, MBmg e Bmgr.

Os magmas no geral se mostraram insaturados em zircônio. As temperaturas de saturação nesse elemento são portanto intermediárias entre liquidus e solidus. Ps valores mais altas são observados em granitos tardi-orogênicos portadores de muscovita (~ 850° C) e os mais baixos em amostras da porção sul do maciço Serra dos Agudos Grandes (~ 750° C; valor pouco superior ao solidus estimado por geotermometria hornblenda-plagioclásio).

#### Condições de oxidação

O granitos sin-orogênicos se cristalizaram sob condições fortemente oxidantes ( $\Delta$ NNO  $\geq$  + 2), como revelado pela alta susceptibilidade magnética, pelas composições da biotita e da ilmenita reliquiar e pelo consumo da ilmenita sob  $fO_2$ acima do *buffer* TMQA. Apesar dos valores de  $fO_2$  obtidos para todos os granitos sinorogênicos serem relativamente parecidos, é possível verificar que as amostras de granitos do maciço Ibiúna mostram comportamento intermediário entre as amostras do maciço Jurupará e as amostras do maciço Tapiraí, que têm respectivamente menores e maiores valores de  $fO_2$ .

Os granitos tardi-orogênicos em geral se cristalizaram sob condições mais reduzidas (QFM a ∆NNO = + 2), como revelado pela susceptibilidade magnética mais baixa e pela composição de biotita e ilmenita. As condições mais oxidantes são apresentadas pelos granitos portadores de titanita (BmgT), que muito se assemelham aos granitos sin-orogênicos. Nas unidades com muscovita as condições redox variam muito, desde valores pouco abaixo de QFM, observados em granitos portadores de feldspato alcalino branco e isentos de magnetita, até valores pouco superiores a NNO. Parte da variação pode ser atribuída a processos de oxidação pós-magmáticos.

#### Implicações petrogenéticas

Trabalhos anteriores têm considerado a possibilidade de que as diferenças entre os granitos sin- e tardi-orogênicos estudados (metaluminosos *versus* peraluminosos relativamente máficos) reflitam a contaminação de magmas de afinidade cálcio-alcalina por rochas supracrustais de origem metassedimentar (*e.g.*, Wernick *et al.*, 1989, 1990; Janasi *et al.*, 1990; Leite, 1997; Martins, 2000).

Os dados geoquímicos obtidos neste trabalho e por Leite (1997 e Tese de Doutorado em andamento) mostram semelhanças notáveis entre os dois conjuntos. As diferenças observadas (e.g., menores teores de Na e Mg, maiores teores de Al, ETRL) poderiam resultar da contaminação de magmas parentais de natureza cálcioalcalina por metassedimentos

Os dados de química mineral aqui obtidos contribuem para essa hipótese. A biotita, único mineral presente em todas as amostras, apresenta tendências de variações químicas contínuas, com progressivo aumento do componente siderofilita para as unidades peraluminosas. Em paralelo, observa-se variações na paragênese de minerais de Fe e Ti, com associações magnetita + titanita nas unidades metaluminosas dando lugar a magnetita + ferri-ilmenita e, por fim, a ilmenita praticamente pura nos termos peraluminosos com biotita avermelhada. Essas

variações são análogas às observadas em granitos do tipo I cordilherano do Batólito Sierra Nevada (California, EUA), que foram atribuídas por Ague & Brimhall (1988a, 1988b) a contaminação de magmas originalmente cálcio-alcalinos por metassedimentos.

- Ague, J.J. & Brimhall, G.H. 1988a. Regional variations in bulk chemistry, mineralogy, and the composition of mafic and accessory minerals in the batholits of California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100:** 891-911.
- Ague, J.J. & Brimhall, G.H. 1988b. Magmatic arc assymmetry and distribuition of anomalous plutonic belts in the batholiths of California: effects of assimilation, crustal thickness, and depth of crystallization. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**: 912-927.
- Ague, J.J. 1997. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminium-in-hornblende barometer. *Geology*, **25(6)**: 563-566.
- Anderson, J.L. & Smith, D.R. 1995. The efect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *Amer. Mineral.*, **80**: 549-559.
- Anderson, J.L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **87**: 125-138.
- Andrade, S.; Hypólito, R.; Ulbrich, H.H. & Silva, M.L. 2001. Fe(II) oxide determination in rocks and minerals. *Chem. Geology (no prelo)*.
- Bastin, G.F.; Van Loo, F.J.J.; Heijligers, H.J.M. 1984. Evaluation and use of Gaussin φ (ρ z) curves in quantitative eletron proble microanalysis: a new optimization. *X*-*Ray Spectrometry*, **13**: 91-97.
- Blundy, J. & Holland, T. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphiboleplagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**: 208-224.
- **Borodina, N.S.; Fershtater, G.B.; Vottyakov, S.L.** 1999. The oxidation ratio of iron in coexinting biotite and hornblende from granitic and metamorphic rocks: the role of P, T and f(O₂). *The Canadian Mineral.*, **37**:1423-1429.
- Brigatti. M.F.; Frigieri, P.; Ghezzo, C. & Poppi, L. 2000. Crystal chemistry of Al-rich biotites coexisting with muscovites in peraluminous granites. *Am. Mineral.*, 85:436-448.
- **Campos Neto, M.C.** 2000. Orogenic systems from SW-Gondwana: An approach to Brasiliano-Pan-African cycle and orogenic collage in SE-Brazil. *In*: U.G. Cordani (Ed.): Tectonic Evolution of South America, p. 335-365.
- Campos Neto, M.C., Figueiredo, M.C.H., 1995. The Rio Doce orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South Am. Earth Sciences* 8(2) 143-162.

- **Campos Neto, M.C.** 1983. Os gnaisses do Alto Rio Jacupuranguinha e os Xistos Cjati: Relações Estruturais e Estratigráficas. *In*: IV Simp. Reg. Geol. Geologia. São Paulo. Atas, RBG, p. 91-102.
- Chappell, B.W. & White, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geologic, 8: 173-174.
- Clarke. D.B.1981. The mineralogy of peraluminous granites: a Review. *Can. Mineral.*, **19**: 3-17.
- **Correia, P. B.** 1994. Paleomagnetismo e anisotropia de susceptibilidade magnética do Complexo Intrusivo Itaqui, SP. Dissertação de Mestrado, Inst. Astronômico e Geofísico, USP, 115p.
- Cosca, M.A.; Essene, E,J.; Browman, J.R. 1991. Complete chemical analyses of metamorphic hornblendes: implications for norfmalizations, calculed H₂O activies and thermobarometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**: 472-484.
- **Coutinho, J.M.V.** 1972. Petrologia do Pré-Cambriano de São Paulo e arredores. São Paulo, IG. Boletim 3.
- Czamanske, G.K.; Wones, D.R. 1973. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway. Part 2. The mafic silicates. *J. Petrol.*, 14: 349-380.
- Czamanske, G.K.; Mihálik, P. 1972. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway. Part 1. The opaque oxides. *J. Petrol.*, 13: 493-503.
- Czamanske, G.K.; Ishiraha, S.; Atkin, S.A. 1981. Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in Southwestern Japan and implications for magma genesis. *J. Geophyys. Res.* **86**: 10431-10469.
- Fernades, A.J. 1991. O complexo Embu no leste do estado de São Paulo: ContribuiÇão ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica. Dissertação de Mestrado, Inst. Geociências, USP, 120p.
- Ferreira, F. J.F.; Janasi, V.A. & Vlach, S. R. F. 1991. Comportamento aeroespectrométrico e aeromagnetométrico dos principais granitóides de parte dos Domínios Embu e São Roque, SP. *In*: II Simp. de Geol. do Sudeste, Atas, 149-150.
- Filipov, M. & Janasi, V.A. 2001. The Mauá Granitic massif, Central Ribeira belt, São Paulo: Petrography, Geochemistry and U-Pb dating, RBG (submetido).
- Godoy, A.M.; Oliveira, M.A.F.; Hackspacher, O.C. 1996. Geoquímica das rochas granitóidesda Folha São Roque, SP. *Geociências*, **15**: 67-68.

- Godoy, A.M.; Zanardo, A.; Artur, A.C.; Oliveira, M.A.F.; Morales, N.; Hackspacher,
  O.C; Galembeck, T.M.B. 1992. Rochas granitóides da Folha São Roque, SP. *In*: XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, *Anais*, p. 356-357.
- **Guimarães, G.B.** 2000. As rochas granitóides do complexo granítico Cunhaporanga, Paraná: aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos. **T**ese de Doutoramento, Inst. Geociências, USP, 230p.
- Gimenez Filho, A.; Janasi, V.A.; Camanha, G.A.C.; Teixeira, W. & Trvizoli Júnior,
   L.E. 2000. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the eastern portion of
   the Três Corregos batholith, Ribeira Fold Belt, São Paulo. *Rev. Bras. Geociências*, 30(1-3): 45-50.
- Haddad, R.C. 1995. O Batólito granitóide Pinhal-Ipuiúna (SP-Mg): um exemplo do magmatismo cálcio-alcalino potásico neoproterozóico no sudeste brasileiro.
   Tese de Doutoramento, Inst. Geociências, USP, 270p.
- Hammarstrom, J.M. & Zen, E-an. 1986. Aluminium in hornblende, an empirical igneus geobarometer. *American Mineralogist*, **71**: 1297-1313.
- Harrison, T.M. & Watson, E.B. 1984. The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. *Geoch. Cosmoch. Acta.* **48**: 1468-1477.
- Hasui, Y. 1975. Geologia da Folha de São Roque. Boletim IG-USP, 6: 157-183.
- **Hasui, Y.**1973. Tectônica da área das Folhas de São Roque e Pilar do Sul, São Paulo. Tese de Livre Docência, Inst. De Geociências, USP, 190p.
- Hasui, Y. & Sadowski, G.R. 1976. Evolução geológica do pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Revista Bras. Geoc.* 6: 182-200.
- Hasui, Y.; Penalva, F. & Hennies, W.T. 1969. Geologia do Grupo São Roque. *In*: XXIII Congr.Bras. Geol., Salvador. *Anais*, pp.101-134.
- Heilbron, M., Valeriano, C., Tupinambá, M., Valladares, C., Duarte, B.P., Palermo,
  N., Silva, L.G.E., Ragatki, D., Netto, A.M., 1999. Revisão da proposta de compartimentação tectônica e modelo evolutivo para o segmento central da Faixa Ribeira. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 6, São Pedro, SP. Boletim de Resumos p. 6.
- Holland, T. & Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**: 433-447.
- Hollister, L.S.; Grisson, G.C.; Peters, E.K.; Stowell, H.H. & Sisson, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of AI in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons: *Americam Mineralogist*, **27**: 231-239.
- **Ishihara, S.** 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Mining *Geology*, **27**: 293-305.

- **Ishihara, S.** 1981. The granitóid series and mineralization. *Economic Geology*, 75th anniversary Volume, 458-484.
- Janasi, V.A., 1999. A idade dos granitos Nazaré Paulista e Pinhal, e implicações para o metamorfismo da Nappe Socorro-Guaxupé (SP-MG). *In*: Simpósio de Geologia do Sudeste, 6, São Pedro, SP. Boletim de Resumos, p.7.
- Janasi V.A., Leite R.J. & Van Schmus W.R. 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (W of São Paulo, Brazil)— implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South American Earth Sciences (in press)*.
- Janasi, V. A. & Ulbrich, H. H. G. J. 1992. Inventário Bibliográfico de Granitos do Estado de São Paulo. Bol. Inst. Geociências, USP. Publicação Especial, 11: 253p.
- Janasi, V.A.; Ulbrich, H.H.G.J. & Leite, R.J. 1994. Diversidade do magmatismo granítico tardi-brasiliano na região de Piedade, SP: aspectos petrográficos e geoquímicos. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, **38**, Balneário Camboriú-SC, SBG-NSC. *Boletim de Resumos Expandidos*, **1**: 131-133.
- Janasi, V.A.; Vasconcellos, A.C.B.C.; Vlach, S.R.F. & Motidome, M.J. 1990. Granitóides da região entre as cidades de São Paulo e Piedade (SP): faciologia e contexto tectônico. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal-RN, SBG-Núcleo Nordeste. *Anais*, 4: 1925-1935.
- Johnson, M.C. & Rutherford, M.J. Montel. 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**: 137-841.
- Leake, B.E. (Charmain). 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. Zamerican Mineralogist, 82: 1019-1037.
- Leite, R.J. 1997. Geologia, petrografia e geoquímica dos granitóides da região de Piedade, SP. Dissertação de mestrado, Inst. Geociências, USP, 138p.
- Leite, R.J.; Janasi, V.A.; Martins, L.; Heaman, L.M. & Creaser, R.A. 2000, Petrography and Geochemistry of late Neoproterozoic granitic magmatism in the central part of the Ribeira Belt, west of São Paulo, Brazil. GeoCanada2000, Calgary, abstract 979 (CD rom).
- Magalhães, M. S. & Dall'Agnol, R. 1992. Estudos de minerais opacos e susceptibilidade magnética nos granitos Musa e Jamom (região de Rio Maria -SE do Pará) e suas implicações petrológicas. Rev. Bras. de Geociências, São Paulo, 22: 184-197.

- Martins, L. 1998. Susceptibilidade magnética e o teor de minerais opacos como indicadores das condições de cristalização magmática: o exemplo dos granitóides da região de Piedade-Ibiúna, SP. Trabalho de Formatura, Inst. Geociências, USP, 72p.
- Martins, L.; Janasi, V.A.; Leite, R.J. & Ulbrich, H. 2000. Mineral and rock chemistry constraints on the petrogenesis of variably contaminated calc-alkaline granites in the Agudos Grandes Batholith, Ribeira Belt, Brazil. *In*: International Geological Congress, 31st, Rio de Janeiro, Brazil (CD-ROM).
- Massone, H.J. & Schreyer, W. 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K fekdspar, phogopite, and quartz. *Contributions to Mineralogy* and Petrology, 96: 212-224.
- Massone, H.J. & Schreyer, W. 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K fekdspar, phogopite, and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 212-224.
- Miller, C.F.; Stoddard, E.F.; Bradfish, L.J. & Dollase, W.A. 1981. Compositions of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Mineral.*, **19**: 25-34.
- Montel, J.M. 1993. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chem. Geology*, **110(1/3)**: 127-146.
- Naney, M.T. 1983. Phese equilibria on rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. Am. Journal of Science, 283: 933-1033.
- Noyes, H.J.; Wones, D.R.; Frey, F.A. 1983. A tale of two: petrographic and mineralogical constrain on the petrogenesis of the Red lake and Eagle Peak plutons, Central Sierra Nevada, California. *Journal Geology*, 91: 353-379.
- Schmidt, M.W. 1992. Amphibole composition in a tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**: 304-310.
- Schmidt, M.W.; Thompson, A.B. 1996. Epidote in calc-alkaline magmas: an experimental study of stability, phase relationship and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineral.*, 81: 424-474.
- Speer. J.A.1984. Micas in igneous rocks. In: Bailey, S.W.(Ed.), Micas. Review in Mineralogy, 13: 299-356.
- Sial. A,N.; Toselli, A.J.; Saavedra, J.; Parada, M.A. & Ferreira, V.P.1999.
   Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile. *Lithos*, 46: 367-392.
- Spencer, K.J. & Lindsley, D.H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Am. Mineral.*, **66**: 1189-1201.

- Stein, D. P. 1984. Esboço da geologia pré-Cambriana da Folha Pilar do Sul, SP- SF.23 Y-C-IV-4. Dissertação de Mestrado, Inst. Geociências, USP, 179p.
- Tulloch, A. . 1979. Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite. Contrib. Mineral. Petrol, 69: 105-117.
- Vieira , S. R. S.S. 1996. Estudo de processos metamórfico-metassomáticos nos Complexos Embu e Pilar no Bloco Juquitiba, SP. Tese de Doutoramento, Inst. Geociências, USP, 144p.
- Vlach, S. R. F. 1993. Geologia e petrologia dos granitóides do maciço Morungaba, SP. Tese de Doutoramento, Inst. Geociências, USP, 414p.
- Vlach, S. R. F. 1985. Geologia, petrografia e geocronologia das regiões meridional e oriental do Complexo de Morungaba, SP. Dissertação de Mestrado, Inst. Geociências, USP, 253p.
- Wark, D.A. & Miller, C.F. 1993. Accessory mineral behavior during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Sweetwater Wash pluton, southeastern California, U.S.A. *Chemical Geology*, **110**: 49-67.
- Watson, E.B. & Harrison, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Let.*, 64: 295-304.
- Wernick, E.; Rigo Jr., L.; Galembeck, T.M.B. & Artur, A.C. 1989. O complexo granitóide Ibiúna (SP): dados petrográficos e de tipologia do zircão. *In*: Simpósio de Geologia do Sudeste, 1, Rio de Janeiro-RJ, p. 157-158.
- White, A. J. R. 1992. Granite Handbook: Description, Genesis, some associated Ore Deposits. *In*: XXXVII Congr. Bras. Geologia, São Paulo, SP, Short Course, 109p.
- Wones, D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *Am. Mineral.*, **74**: 744-749.
- Wones, D.R. & Eugster, H.P.1965. Stability of biotite: experiment, theory and application. *Am. Mineral.*, **50**: 1228-1272
- Zen, E-an & Hammarstrom, J.M. 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, **12**: 515-518.

# Anexos

Anexo 1 – Análises químicas	pág.	125
-----------------------------	------	-----

Anexo 2a – Mapa geológico e de susceptibilidade magnética ...... pág. 127

Maciço	Jurupará	lbiúna	lbiúna	lbiúna	lbiúna	lbiúna	"Ibiúna"	"Ibiúna"	"Ibiúna"	S.A.Grandes	S.A.Grandes	Tapiraí	Tapiraí	Tapiraí
Amostra	PD95	PD526	PD505	PD506	PD01	PD1568	PD 60	PD 263b	USP-01	AG4	AG12	PD1673	PD1589	PD 1823
SiO ₂	66.21	66.67	66.76	67.71	66.61	64.64	67.77	60.76	64.16	66.37	67.6	68.8	67.28	68.56
TiO₂	0.64	0.67	0.63	0.49	0.63	0.74	0.58	0.9	0.85	0.37	0.62	0.53	0.54	0.45
Al ₂ O ₃	14.68	14.55	14.97	14.87	14.83	15.22	14.54	16.42	14.89	16.06	14.86	15.07	14.99	15.06
Fe ₂ O ₃	4.84	4.22	3.92	3.32	4.01	4.93	3.48	5.06	5.17	3.55	3.23	3.22	3.31	3.37
MnO	0.10	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.064	0.91	0.09	0.08	0.06	0.05	0.06	0.06
MgO	1.95	1.97	1.66	1.28	1.85	2.45	1.47	2.39	2.14	1.34	1.13	1.06	1.28	1.26
CaO	3.16	3.28	3.9	2.27	3.05	3.56	2.49	3.59	3.54	3.19	2.21	2.28	2.28	2.38
Na₂O	4.03	3.91	3.94	3.71	3.79	3.94	3.48	3.86	3.45	4.34	3.72	3.82	3.87	3.8
K ₂ O	3.95	3.91	4.37	4.52	4.51	4.21	4.71	5.01	4.16	3.83	4.83	4.93	4.8	4.84
P ₂ O ₅	0.37	0.30	0.27	0.18	0.27	0.35	0.24	0.47	0.34	0.12	0.22	0.2	0.23	0.2
LOI		0.74			0.49	0.6			0.54	0.61	0.52	0.33	0.58	
Total	99.93	100.29	99.49	98.41	100.1	100.71	98.82	99.37	99.33	99.87	99.00	100.3	99.22	99.98
ACNK	0.88	0.88	0.91	0.98	0.89	0.87	0.95	0.9	0.90	0.94	0.97	0.96	0.95	0.95
ANK	1.35	1.36	1.34	1.35	1.33	1.38	1.34	1.39	1.46	1.42	1.31	1.3	1.3	1.31
Mg#	44.38	48.04	45.61	43.3	47.74	49.6	45.56	48.35	45.05	42.78	40.93	39.47	43.37	42.57
Ва	1243	1400	1605	1290	1641	1710	1547	3279	1590	1098	1965	1759	1989	1568
Sr	870	841	892	632	882	878	722	1514	764	866	964	874	955	763
Y	17	9	12	12	10	12	-	12	24	21	11	10	161	10
Zr	232	218	239	-	202	233	173	340	299	154	248	219	232	194
v	45	47	43	28	45	58	50	75	72	43	41	25	35	33
La	53	44	55	43	47	50	49	149	56	30	59	69	140	41

Anexo 1. Análises químicas de granitos sin- e tardi-orogênicos do Batólito Agudos Grandes.
Unidade	MBgd	MBgd	MBgd	MBmg	MBmg	MBmg	MBmg	MBmg	Bmgr	Bmgr	Bmgr	BmgT	BmgT	HBgd	HBgd
Amostra	Pd-17-c	PD419	PD462	PD71	PD410	PD227	PD 1152E	PD 1152F	PD414	Pd140-c	PD498	PD438	PD474-B	PD1152	Pd-415-b
SiO ₂	66.81	64.81	66.34	68.35	68.98	70.40	69.73	69.29	70.79	71.38	69.65	68.02	69.20	66.46	63.16
TiO ₂	0.71	0.98	0.70	0.61	0.63	0.37	0.56	0.57	0.41	0.31	0.51	0.65	0.61	0.46	0.63
Al ₂ O ₃	16.06	15.85	15.60	15.31	15.56	15.06	14.73	14.62	14.74	14.20	14.51	15.01	14.54	16.34	15.83
Fe ₂ O ₃	4.37	5.15	3.95	3.38	3.27	2.63	3.15	3.02	2.56	2.19	2.95	3.34	3.24	3.77	5.99
MnO	0.05	0.07	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.059	0.04	0.06	0.07	0.05	0.07	0.09	0.12
MgO	1.29	1.84	1.23	1.08	1.08	0.81	0.96	0.91	0.73	0.63	1.24	1.44	1.32	1.28	1.91
CaO	2.33	2.85	2.49	2.31	2.15	1.63	2.11	2.08	1.86	1.73	1.85	2.15	2.14	3.07	3.64
Na₂O	3.46	3.73	3.46	3.72	3.61	3.46	3.61	3.7	3.56	3.64	3.50	3.71	3.65	3.74	4.06
K₂O	4.22	3.44	4.78	4.52	4.45	5.01	4.33	4.16	4.48	4.72	4.67	4.94	4.75	4.12	3.73
P₂O₅	0.14	0.35	0.26	0.21	0.14	0.14	0.22	0.2	0.15	0.17	0.24	0.28	0.28	0.21	0.44
LOI			0.70			0.53					0.63				
Total	99.44	99.07	99.56	99.55	99.92	100.11	99.45	98.61	99.32	99.03	99.80	99.59	99.80	98.51	99.51
ACNK	1.11	1.05	1.01	1.01	1.06	1.07	1.02	1.02	1.05	1	1.02	0.98	0.97	1.01	0.91
ANK	1.57	1.61	1.44	1.39	1.45	1.35	1.39	1.38	1.38	1.17	1.34	1.31	1.3	1.54	1.48
Mg#	36.9	41.4	38.15	38.76	39.5	37.89	37.68	37.35	36.1	36.3	45.43	46.1	44.7	40.2	38.71
Ва	1227	1131	1501	1231	1191	924	953	930	1154	1045	1045	1514	1112	1569	1529
Sr	553	616	624	572	540	394	449	455	536	560	437	678	501	797	913
Y	-	4	-	3	-	10	-	-	-	-	2	-	-	18	18
Zr	283	264	256	227	228	172	205	206	264	131	178	236	198	165	184
V		82	53	28	51	23	58	35	47	-	27	50	14	18	70
La	98	113	43	69	90	79	90	87	92	34	58	-	78	-	42

**Cont. Anexo 1.** Análises químicas de granitos sin- e tardi-orogênicos do Batólito Agudos Grandes.



**Anexo 2a** - Mapa Geológico das principais unidades granitóides de parte do Batólito Agudos Grandes, SP (modificado de Leite *et al.*, 2000), mostrando a distribuição da susceptibilidade magnética (x 10⁻³ SI) obtida nesse trabalho para granitos sin- e tardi-orogênicos.