

## ROCHAS GRANÍTICAS TIPO-S DO STOCK PILAR DO SUL, SUDESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO

### *S-TYPE GRANITIC ROCKS OF PILAR DO SUL STOCK, SOUTHEAST OF THE SÃO PAULO STATE*

**Leandro Guerra FARIA<sup>1</sup>, Antonio Misson GODOY<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Graduação em Geologia- IGCE- UNESP- Universidade Estadual Paulista. Av. 24A, 1.515-Bela Vista, Rio Claro (SP).  
E-mail: ig.faria@unesp.br

<sup>2</sup>Departamento de Geologia- IGCE- UNESP- Universidade Estadual Paulista. Av. 24A, 1.515-Bela Vista, Rio Claro (SP).  
E-mail: antonio.godoy@unesp.br

Introdução  
Material e métodos  
Geologia regional  
Geologia local  
Aspectos geomorfológicos  
Aspectos geológicos  
Caracterização litológica do *Stock* Pilar do Sul  
Geologia  
Faciologia  
Petrografia  
Química mineral  
Feldspato  
Biotita  
Muscovita  
Granada  
Litogeoquímica  
Conclusões  
Agradecimentos  
Referências

**RESUMO** – As rochas graníticas neoproterozoicas do *Stock* Pilar do Sul afloram no município de Pilar do Sul, região sudeste do estado de São Paulo e encontram-se relacionadas à evolução do magmatismo do Batólito Granítico Agudos Grandes, vinculado ao Bloco Cotia, do Terreno Apiaí. Constitui um corpo de 35 km<sup>2</sup> com formato alongado segundo a direção geral NE-SW, imposta pela deformação da Zona de Cisalhamento Taxaquara, e intrusivo em rochas da sequência metavulcanossedimentar do Grupo Votuverava do Supergrupo Açunguí. As rochas são representadas por variedades de sieno- a monzogranito, predominantemente isotrópicas a localmente anisotrópicas, de coloração rósea clara e cinza claro, dominando os tipos equi- a inequigranulares de granulação média a grossa e raramente os tipos porfiríticos. Predominam os tipos hololeucocráticos com a presença de minerais aluminosos como biotita e muscovita e raramente granada e turmalina. São rochas com teores acima de 71% de SiO<sub>2</sub>, altas porcentagens de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e K<sub>2</sub>O e anomalias negativas de Rb, Ba, K e Sr, além de anomalias negativas de P, Zr, Ti, altos valores de Th e U, enriquecidas em elementos terras raras leves em relação aos pesados e anomalias negativas de európio. São leucogranitos peraluminosos de alto potássio associados a um ambiente sin-colisional de arco magmático continental, com assinatura de granito a duas micas tipo S, gerado pela fusão crustal parcial de rochas metassedimentares em níveis crustais profundos, associado às estruturas transtensivas da Zonas de Cisalhamento Taxaquara na estabilização final do Terreno Apiaí no final do evento colisional da Orogênese Ribeira.

**Palavras-Chave:** Granito Pilar do Sul. Terreno Apiaí. Petrografia. Geoquímica. Química mineral.

**ABSTRACT** – The Neoproterozoic granitic rocks of the Pilar do Sul Stock outcrop in the municipality of Pilar do Sul, southeast region of the São Paulo state, and are related to the magmatism evolution of the Agudos Grandes Granitic Batholith, linked to the Cotia Block, of the Apiaí Terrain. It is a body with 35 km<sup>2</sup> and an elongated shape according to the general NE-SW direction, imposed by the Taxaquara Shear Zone deformation and intrusivo in rocks of the metavolcanic-sedimentary sequence of the Votuverava Group of the Açunguí Supergroup. The rocks are represented by varieties of sieno- to monzogranite, predominantly isotropic to locally anisotropic, with light pink and light gray color, dominating the equigranular to inequigranular types of medium to coarse graining and rarely the porphyritic types. The hololeucocratic types predominate with the presence of aluminous minerals such as biotite, muscovite, rare garnet and tourmaline. They are rocks with contents above 71% of SiO<sub>2</sub>, high percentages of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and K<sub>2</sub>O and negative anomalies of Rb, Ba, K and Sr, as well as negative anomalies of P, Zr, Ti, high values of Th and U, enriched in light rare earth elements in relation to heavy ones and negative anomalies of europium. They are high-potassium peraluminous leucogranites associated with a post-collisional environment of continental magmatic arc, with a signature of two micas granite type S, generated by the partial crustal fusion of metasedimentary rocks at deep crustal levels, associated to transpressive structures of the shear zones of the end stabilization of the Apiaí Terrain at the collisional event of the Ribeira Orogenesis.

**Keywords:** Pilar do Sul Granite. Apiaí Terrain. Petrography. Geochemistry. Mineral chemistry.

## INTRODUÇÃO

O trabalho apresenta resultado do mapeamento intrusivas neoproterozoicas do *Stock* Granítico geológico, em escala 1: 50.000, das rochas Pilar do Sul, além da caracterização das rochas São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 43, n. 1, p. 127 - 155, 2024

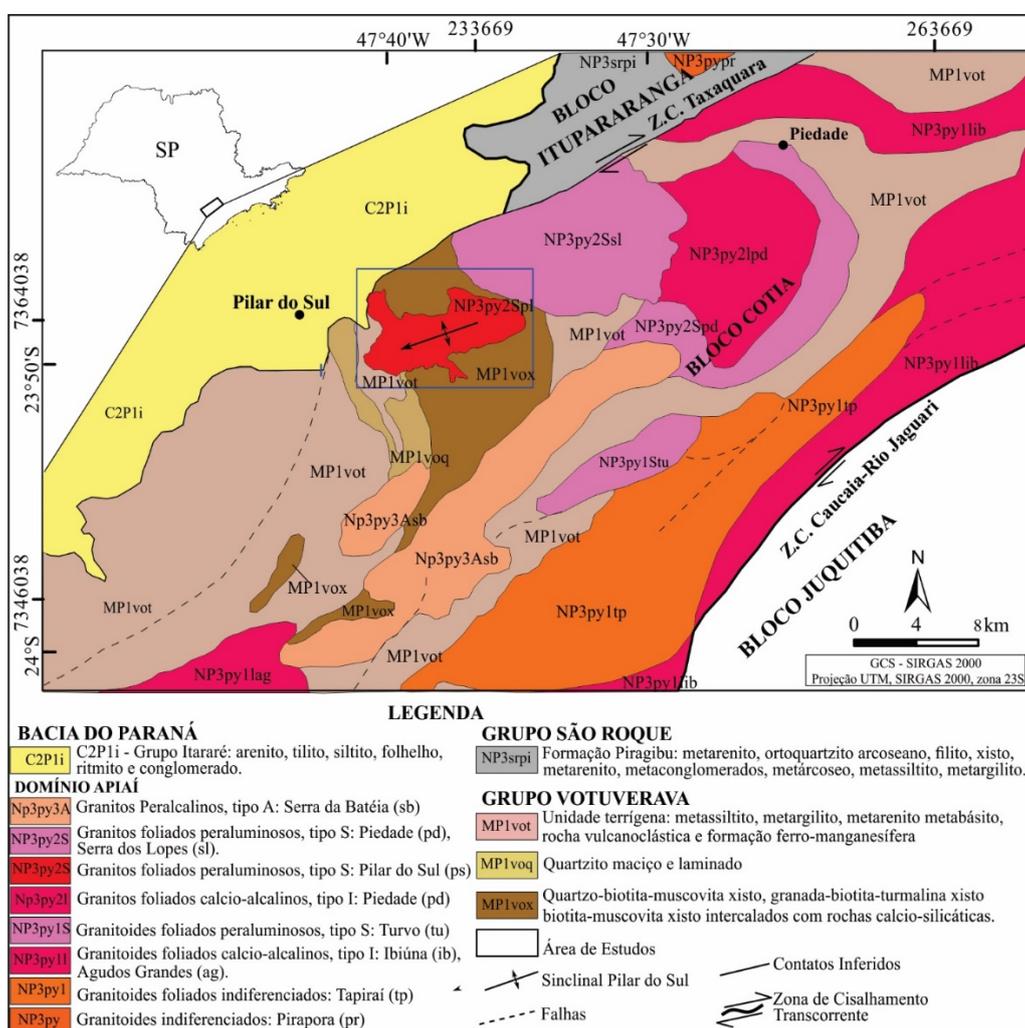
encaixantes do seu entorno, compostas por litotipos da sequência metavulcanossedimentar do Grupo Votuverava, pertencentes ao Supergrupo Açungui (Figura 1).

As rochas graníticas ocorrem na região sudeste do estado de São Paulo e estão localizadas nas proximidades da cidade homônima, constituindo um corpo com formato ovalado, com aproximadamente 35 km<sup>2</sup> e com o eixo maior orientado segundo a direção regional NE-SW, entre as coordenadas 47°41'W/23°51'S e 47°35'W/23°47'S.

Os litotipos ocupam a região extremo noroeste da área geográfica da Folha Pilar do Sul, em escala 1:50.000 (SF-23-Y-C-IV-4), publicada

pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 1970).

As rochas graníticas do corpo Pilar do Sul encontram-se definidas no mapa geológico de integrações do estado de São Paulo em escala 1:500.000, elaborado pelo Instituto de Pesquisa Tecnológica -IPT (Bistrichi et al., 1981 e Almeida et al., 1981) e são identificadas como constituintes de um corpo ígneo individualizado localizado na borda sudeste da Bacia do Paraná e pertencente às rochas granitoides correlacionadas aos litotipos da Suíte Granítica Pós-tectônica pertencentes à Fácies Itu, proposta inicialmente em sistematização definida por Hasui et al. (1978).



**Figura 1** - Mapa geológico do Pré-Cambriano da porção sudeste do estado de São Paulo, com a disposição dos principais corpos graníticos pós-orogênicos e anorogênicos, com detalhamento das principais unidades geológicas no entorno dos Stock Granítico Pilar do Sul (Modificado de Perrotta et al. (2005) e Hasui & Sadowski (1976).

As rochas da Fácies Itu são compostas por um conjunto de litotipos de caráter isotrópico, de alto potássio, dominando as variedades equi- a inequigranulares a levemente porfiríticas. Constituem um conjunto de rochas geradas em ambiente magmático tardio, discordantes, não deformados e controlados por zonas de cisalhamento (Hasui

et al., 1978).

A individualização e denominação destas rochas como Granito Pilar do Sul, ocorre somente no Mapa Geológico de Integração em escala 1:750.000, em Perrotta et al. (2005), elaborado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM (Figura 1).

O enfoque de estudo deste magmatismo, partiu da premissa inicial que esta ocorrência ígnea constitui um dos poucos corpos de granito tipo S do Terreno Apiaí.

Portanto, inicializou-se pela atualização dos dados geológicos, com o mapeamento sistemático, a caracterização petrográfica e faciológica, a química mineral dos minerais constituintes

principais e a litogeoquímica dos principais tipos litológicos. Assim, com esta investigação permitiu-se uma melhor compreensão da evolução petrogenética deste episódio tectônico-magmático, que se encontra correlacionado a um dos últimos eventos acrescionários magmáticos pós-colisionais da evolução Brasileira do Terreno Apiaí.

## MATERIAIS E MÉTODOS

A etapa preparatória consistiu na integração de material bibliográfico e elaboração de mapas base. A etapa de campo teve como enfoque a descrição dos aspectos geológicos gerais e a realização do mapeamento faciológico. Na etapa de laboratório foram descritas lâminas delgadas por meio de microscópio binocular de luz polarizada marca ZEISS modelo Axioskop 40 do Laboratório de Microscopia do DG/IGCE.

As análises químicas qualitativas e semi-quantitativas de minerais foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Departamento de Geologia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, utilizando-se Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) modelo JEOL-JSM-6010LA, com detector de EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) acoplado.

Análises químicas quantitativas foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica usando equipamento da marca JEOL modelo JXA-8230 superprobe, acoplado a 5 detectores de WDS (*Wavelength Dispersive X-Ray Spectrometers*), sob condições de 15 kV em

minerais silicáticos formadores de rocha.

Foram analisados cristais de feldspato potássico e de plagioclásio, biotita, muscovita e granada escolhidos por critérios petrográficos de acordo com a associação mineral de interesse.

Foram realizados estudos litogeoquímicos por meio de análises químicas de rocha total de diferentes litotipos específicos, executadas pelo laboratório da SGS Geosol Laboratórios Ltda., Belo Horizonte, MG. Para quantificação dos elementos maiores (concentração em %) foi utilizada Fluorescência de Raios X, através de pastilha fundida em meio com tetraborato de lítio. Os elementos menores (concentração em ppm) foram analisados por Espectrômetro Óptico com Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-OES), por fusão com tetraborato de lítio.

Os elementos terras raras foram analisados por Espectrômetro de Massa em Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-MS), após fusão utilizando metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico, segundo os padrões de rotina do laboratório de geoquímica.

## GEOLOGIA REGIONAL

As rochas ígneas do *Stock* Pilar do Sul estão associadas à evolução neoproterozoica da Província Mantiqueira Central, conforme definida por Almeida (1967), Almeida et al. (1977), Hasui & Oliveira (1984), Heilbron et al. (1995, 2004), na porção centro-sul do Cinturão Ribeira, denominação definida por Almeida et al. (1977) e Hasui et al. (1978) ou Cinturão de Dobramentos Sudeste como denominado por Cordani et al. (2000).

O Cinturão Ribeira é caracterizado na área pelo Terreno Apiaí (Hasui, 2010, 2012), separado por zonas de cisalhamento transcorrentes destrais (Campanha, 1991, 2002; Campanha & Sadowski, 1999; Heilbron et al., 2004).

O Terreno Apiaí é constituído por sequências supracrustais de baixo a médio grau metamórfico que iniciaram sua evolução entre o Paleo- e o

Mesoproterozoico. O terreno apresenta também inúmeras intrusões graníticas neoproterozoicas (650-580 Ma), resultantes de processos colisionais e pós-colisionais (Campanha & Sadowski, 1999), além de cobertura de rochas fanerozoicas da Bacia do Paraná.

Estratigraficamente, o terreno é constituído pelas rochas da sequência metavulcanossedimentar do Supergrupo Açungui, envolvendo a amalgamação de unidades supracrustais cujas idades variam de Callimiano (1.500-1.400 Ma: Formação Água Clara e Grupo Votuverava), a Toniano (1.000-900 Ma: parte do Grupo Itaiacoca) e a Ediacarano (630-580 Ma: parte do Grupo Itaiacoca) (Fiori, 1992, 1994; Tassinari, 1988; Tassinari et al., 1990 e Basei et al., 2003).

A área geográfica em que afloram as rochas graníticas encontra-se inserida nas subdivisões

geotectônicas do pré-cambrianas paulista, propostas por Hennies et al. (1967), no contexto de compartimentação tectônica de terreno. Esta arquitetura encontra-se embasada pela delimitação e movimentação relativa horizontal e vertical ao longo das zonas de cisalhamento regionais de idade neoproterozoica, permitindo que terrenos sejam construídos, justapostos e constituídos por associações de rochas para- e ortoderivadas de composição, idades, profundidades e grau metamórfico distintos.

Segundo Hasui et al. (1975) e Hasui & Sadowski (1976), a área insere-se no bloco ou compartimento definido como Conjunto Parana-piacaba e faz parte do Bloco Cotia. Este bloco encontra-se definido a norte, a partir da Zona de Cisalhamento Taxaquara, com as rochas metassedimentares de baixo grau do Grupo São Roque, que formam o Bloco Itupararanga. A sul o contato é definido pela Falha de Caucaia, com as rochas metassedimentares de alto grau do Grupo Embu, que formam o Bloco Jiquitiba (Figura 1).

O sub-domínio tectônico Pilar do Sul é definido no contato sul do *stock* ígneo, pela Zona de Cisalhamento Caucaia-Rio Jaguari.

Hasui & Sadowski (1976) e Hasui et al. (1980) definem na área o Sinclinal de Pilar do Sul, em cujo núcleo expõe-se as rochas supracrustais metassedimentares e as rochas graníticas aluminosas associadas do *Stock* Pilar do Sul. Esta estrutura situa-se no flanco noroeste do Anticlinório de Agudos Grandes, que corresponde à inflexão das rochas metassedimentares do Grupo Açungui, de direção geral regional NE-SW e que na altura da cidade de Pilar do Sul, inflete para NW-SE, sendo seccionado, na parte norte, pela Zona de Cisalhamento Taxaquara ou encoberto pelas rochas sedimentares do Grupo Itararé e sedimentos da Bacia do Paraná.

No domínio tectônico Pilar do Sul, expõem-se as rochas da sequência supracrustal do Grupo Açungui, que afloram na região norte do Terreno Apiaí, como proposto por Hasui (2010, 2012) e Heilbron et al. (2004), ou no contexto do Orogéno ou Bloco Parana-piacaba como definido por Hasui & Sadowski (1976), com as exposições rochosas aflorando nas proximidades do atual contato erosivo com rochas sedimentares da borda da Bacia do Paraná.

O Terreno Apiaí é constituído por uma sequência de rochas supracrustais de baixo a médio grau metamórfico, designadas como Grupo Açungui por Fiori (1992) e Campanha (1991), e

posteriormente elevado para Supergrupo Açungui (Campanha, 1991, 2002; Campanha & Sadowski, 1999, e Faleiros, 2008).

Durante o evento magmático neoproterozoico ocorreu um processo colisional (NW-SE), seguido aos alojamentos do magmatismo cálcio-alcalino a alcalino sin- e pós-orogênico a anorogênico (Godoy, 1989, 2003). No final destas áreas ocorre um processo de escape tectônico com reativações de inúmeras zonas de cisalhamento transcorrentes que seriam responsáveis pela movimentação e posicionamento final dos blocos crustais e deformações dos corpos ígneos.

O domínio das suítes graníticas intrusivas neoproterozoicas na área é representado pelos granitos sin-colisionais do Complexo Granítico Agudos Grandes (CPRM, 1989) e Piedade (Leite, 1997) e pós-colisionais, como os granitos Pilar do Sul e Serra dos Lopes.

O Complexo Agudos Grandes foi definido por Bettencourt et al. (1971) e corresponde a uma unidade geológica caracterizada por conjuntos de granitos sin- a pós-orogênicos, que se estende na direção NE-SW.

Na área do corpo granítico ocorrem rochas associadas ao Grupo Votuverava, que é subdividido em cinco formações: Perau, Rubuquara, Nhunguara, Piririca e Ribeirão das Pedras, além de duas unidades informais compostas por uma sequência metavulcanossedimentar dominando micaxistos e granada micaxistos, diferenciadas apenas por metamorfismo em níveis crustais distintos, intercaladas com rochas metabásicas (anfíbólio xisto e anfíbolito) (Perrotta, 1996; Campanha & Sadowski, 1999 e Campanha et al., 2015).

Segundo Leite (2003), a granitogênese neoproterozoica do Batólito Granítico Agudos Grandes (610 Ma) está associada a plútons tardi-orogênicos (600 Ma), que ocorrem, principalmente associados às zonas marginais. São intrusões tardi- a pós-orogênicas constituídas por corpos intrusivos de caráter peraluminoso, com uma forte assimilação crustal, composta por corpos satélites tardi-orogênicos, elipsoidais e zonados fortemente diferenciados e que são afetadas por intensos processos hidrotermais, constituídas pelos plútons Roseira e Serra dos Lopes (565 Ma).

Informações geológicas específicas que abordam o mapeamento das rochas da Folha Topográfica Pilar do Sul, encontram-se definidas em Algarte et al. (1973), Hasui (1973), IPT (1983, 1990), Stein (1984), Stein et al. (1986), Silva et

al. (1981), CPRM (1989), Campos Neto et al. (1990), Silva (1998) e Chierigati et al. (1991).

Os trabalhos com abordagem metalogenética são apresentados em CPRM (1989), IPT (1990), Campos Neto et al. (1990) e Braghin (1998).

Trabalhos que abordam estudos petrológicos e geoquímicos encontram-se em trabalhos de Hasui (1973), Rondinelli et al. (1989), Campos Neto et al. (1990), Vlach et al. (1990), Janasi et al. (1990, 1994, 2001), Figueiredo et al. (1992) e Leite (1997, 2003).

Trabalhos a partir de levantamentos aerogeofísicos são propostos em Ferreira et al. (1991) a partir de gamaespectrometria em que apresentam para o granito Pilar do Sul rochas tardi- a pós-orogênicas com elevado teores de Th e U.

Trabalhos geocronológicos das rochas do Granito Pilar do Sul são identificados em Cordani & Bittencourt (1967), que mencionam idades K/Ar de 540 Ma para granitos da região de Piedade e Pilar do Sul, possivelmente representando maciços atribuíveis a Suíte Pilar do Sul e Piedade.

Campos Neto et al. (1990), a partir de dados radiométricos K-Ar em biotita, apresenta a idade de resfriamento para as rochas graníticas do maciço Pilar do Sul de  $570 \pm 15$  Ma.

Hackspacher et al. (1997) apresentaram um estudo isotópico Sm-Nd para as rochas do Granito Pilar do Sul com idade  $T_{Dm}$  de 1,95 Ga, com  $\epsilon_{Nd}$  para 600 Ma, apresentando valor fortemente negativo de -14,9. Estes valores sugerem para a proveniência magmática a partir de retrabalhamento e fusão crustal de crosta paleoproterozoica com uma forte participação de material crustal.

Leite (2003) e Leite et al. (2007), sobre os plútons tardi-colisionais principais do Batólito Granítico Agudos Grandes, apresentam as idades de  $^{206}\text{Pb}/\text{U}^{207}$  de  $608,4 \pm 1,8$  Ma, obtidas com  $\text{MSWD} = 2\%$  e, portanto, apresentando a melhor estimativa para a idade de cristalização das rochas granitoides.

Segundo Leite (2003) para as rochas do corpo Pilar do Sul apresentam uma origem fortemente crustal, com a fusão de muscovita e biotita e

apresentando temperaturas de saturação para zircão e monazita, coincidentes no intervalo 780-830° C e evolução da granitogênese associada à cristalização fracionada.

A amostra de muscovita-biotita monzogranito apresenta a idade pelo método de  $^{206}\text{Pb}/\text{U}^{207}$  de  $599,7 \pm 3,7$  Ma, com dispersão baixa, com  $\text{MSWD} = 0,36$  é interpretada como a melhor estimativa para a idade destas rochas.

Deve-se a Hasui (1973) a distinção para a região de Pilar do Sul dos maciços Turvo, Pilar do Sul e Serra dos Lopes, como constituintes de granitoides de caráter pós-tectônicos, distintos da denominação de Complexo Piedade de caráter sin-tectônicos. Inicialmente o autor denomina de Suíte Granitoide Pilar do Sul envolvendo os *stocks* Pilar do Sul e Serra dos Lopes.

Hasui et al. (1978), no trabalho de síntese das rochas graníticas do estado São Paulo, classifica os litotipos do Granito Pilar do Sul, como um conjunto de caráter pós-tectônico pertencentes a Fácies Itu, proposta está utilizada por Stein (1984) e Janasi & Ulbrich (1991, 1992).

IPT (1990), em trabalho da potencialidade metalogenética da região, engloba os plútons Serra dos Lopes e Pilar do Sul em um único corpo designado de Batólito Pilar do Sul.

Janasi et al. (1990) caracterizam as rochas do *stock* como de caráter tardi- a pós-orogênico ao Ciclo Brasileiro, sem orientação, e associadas às rochas encaixantes da sequência metassedimentar do Complexo Pilar do Sul.

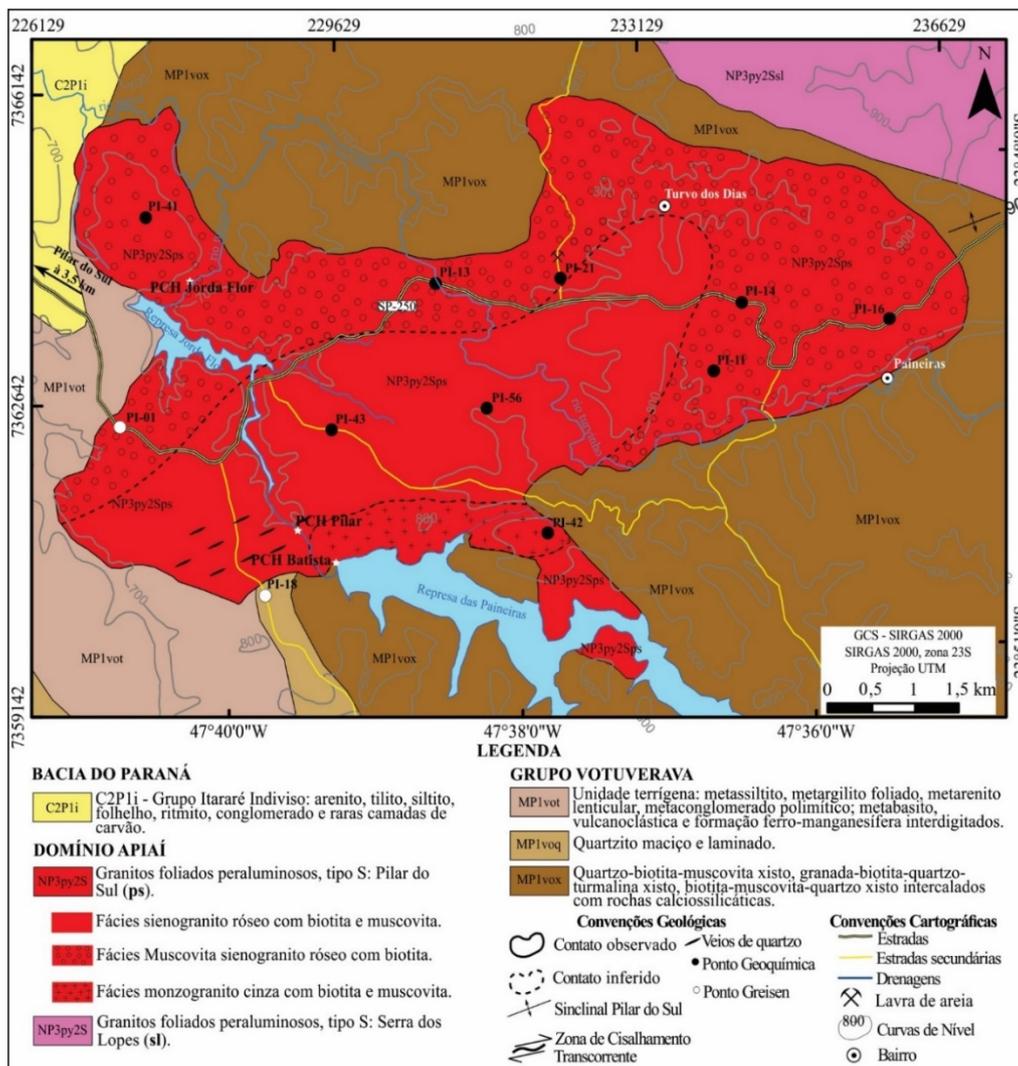
Janasi et al. (1990, 1994) a partir de características geoquímicas e petrográficas dos granitoides tardi-orogênicos presentes na região de Piedade, distinguem as rochas do Granito Pilar do Sul dos demais maciços, que constituem um conjunto de rochas granitoides do tipo A peraluminosos, associados ao Cinturão Granítico Itu (Vlach et al., 1990).

Esta distinção do plúton Pilar do Sul ocorre por este apresentar uma contribuição significativa de material de origem sedimentar, visto na presença de muscovita primária + monazita, que denotam um caráter peraluminoso aos magmas originais.

## GEOLOGIA LOCAL

O *stock* granítico Pilar do Sul aflora na área do quadrante noroeste da Folha Topografia de Pilar do Sul, distribuído dentro do município de Pilar do Sul. Dista a cerca de 3,5 km da cidade homônima e é seccionado no sentido W-E, pela

rodovia estadual José de Carvalho (SP-250), no sentido longitudinal do corpo. Secundariamente, a esta rodovia dispõem-se estradas secundárias de menor porte, conforme visto mapa geológico da figura 2.



**Figura 2** - Mapa geológico simplificado e com indicação das faciólogias graníticas do *Stock* Pilar do Sul, as rochas encaixantes e localização dos afloramentos estudados.

### Aspectos Geomorfológicos

A área está inserida na região da Unidade Geomorfológica do Planalto Atlântico, na zona do Planalto de Ibiúna, que é delimitado na parte sul pela Serra dos Agudos Grandes, constituindo parte da Serra do Paranapiacaba, que caracterizam nas maiores elevações da região.

Na parte norte, as rochas do corpo granítico são delimitadas pela Zona de Cisalhamento Taxaquara, que marca o limite com a unidade geomorfológica da Depressão Periférica. Esta unidade é caracterizada por uma depressão erosiva acentuada, na qual se expõem os litotipos sedimentares do Grupo Itararé da Bacia Sedimentar do Paraná.

A região do *stock* é definida por um planalto elevado onde se encontram expostas rochas do embasamento pré-cambriano, constituído por um relevo de morrotes com declividades suavizadas de média amplitude, sendo que as maiores altitudes da área são definidas na parte norte do corpo, com as exposições graníticas da Serra do Lopes.

O relevo é definido por morrotes arredondados, com a presença ou não de matacões, às vezes constituindo até mares de matacões de diversas dimensões. Os afloramentos são observados frequentemente também em pequenos lajedos e nos cortes de estradas e estão muitas vezes fortemente alterados.

As maiores declividades são encontradas nas porções centrais do corpo, mais dissecadas e erodidas, onde os maiores cursos de drenagem são controlados por falhas e apresentam boas exposições de rocha, definidas por pequenos lajedos e blocos, distribuídas principalmente ao longo das pequenas quedas dos cursos de água. Quando o relevo suaviza, estes vales estão parcialmente encobertos por uma expressiva cobertura sedimentar aluvionar.

A principal drenagem regional é definida pelo rio Turvo e seus afluentes secundários, sendo o de maior expressão o ribeirão Turvinho. As planícies de inundação mais representativas estão nestas drenagens, sendo raros os matacões graní-

ticos distribuídos ao longo destas drenagens.

Aproveitando o curso de maior porte e a maior declividade propiciada pela exposição rochosas graníticas, destaca-se a Represa das Paineiras, onde encontram-se instaladas duas Pequenas Centrais Hidrelétricas - PCHs, definidas como Batista e Pilar do Sul, ambas vinculada à mais antiga e conhecida fazenda da região, denominada de Fazenda Cia. Nacional de Estamparia, pertencente ao antigo grupo empresarial têxtil Cianê.

Uma outra represa, denominada de Represa Jorda Flor, na mesma drenagem e a jusante da anterior, possui uma hidroelétrica de menor expressão, denominada de PCH - Usina Hidroelétrica Jorda Flor.

Na área do *stock* atualmente encontra-se uma pequena exploração de cascalheira resultante da alteração destas rochas, pela Prefeitura Municipal de Pilar do Sul para pavimentação das estradas vicinais e a lavra para beneficiamento de areia e caulim pela Mineração Pilareia.

### Aspectos Geológicos

A área do *Stock* Pilar do Sul corresponde a aproximadamente 35 km<sup>2</sup>. Apresenta forma ovalada a alongada e se organiza paralelamente à principal direção de deformação regional da região, a Zona de Cisalhamento Taxaquara (ZCT), de direção geral de NE-SW a ENE-WSW. Esta zona, em uma fase final de extensão crustal, facilitaria a associação desta granitogênese e seria responsável, portanto, pela movimentação, colocação e controle final do magmatismo em níveis crustais epizonais, e as reativações tardias destas zonas impõem deformações laterais e a atual disposição dos limites do conjunto ígneo.

A distribuição das unidades litoestratigráficas da área (Figura 2) consiste na sequência metavulcanossedimentar de idade meso- a neoproterozoica de médio grau metamórfico do Grupo Votuverava, que pertence ao Supergrupo Açungui, além das rochas graníticas do Pilar do Sul e Serra dos Lopes. Ocorrem também rochas fanerozóicas associadas à Bacia Sedimentar do Paraná, do Grupo Itararé e sedimentos recentes das coberturas aluvionares (Figura 2).

O *Grupo Votuverava* é representado por uma unidade metavulcanossedimentar que corresponde ao topo das unidades metassedimentares do Supergrupo Açungui. É caracterizado por uma sucessão de litotipos clásticos e raros químicos, além de intrusivas metabásicas associadas. É constituído predominantemente por filitos, metarrit-

mitos e, localmente, micaxisto, estes representados por uma granulação mais desenvolvida dos minerais micáceos. Estas rochas alternam-se localmente por pequenas camadas de quartzitos sem pujança na área.

Mais raramente e localizadamente ocorrem rochas metabásicas e raras e ocorrências de rochas calciossilicatadas.

Os filitos de coloração avermelhada a arroxeada constituem o litotipo mais representativo da área. São compostos predominantemente por sericita/muscovita (50-70%) e quartzo (50-30%), e gradam para metarritmito a partir de estruturas rítmicas, onde se alternam porções psamopelíticas (arenosas, siltosas e argilosas) com diferentes espessuras ou colorações.

Os pacotes onde prevalecem metassedimentos de composição argilosa ou silte-arenosa, cujas espessuras são destacadas, foram descritos respectivamente como lentes de filito, metasiltito ou metarenito.

As lentes de metarenito apresentam-se na forma de bancos ou de corpos lenticulares de pequena espessura intercalados ao metarritmito. São compostas por quartzo e pequenas quantidades de sericita, de granulometria fina, além de raro feldspato e minerais opacos. Quando as camadas se encontram mais espessas e definidas a partir de uma maior recristalização dos grãos, estas rochas são denominadas de metarenitos e/ou quartzitos. As ocorrências de veios de quartzo leitoso são frequentes em meio ao metarenito, ou em contato entre camadas de filito e metarritmito, sustentando as cristas das principais elevações na sequência metassedimentar, com direções NE-SW.

A sequência química é representada por raras rochas calciossilicatadas que gradam para cálciofilitos, dispostas em pequenas lentes de espessura centimétricas e não individualizadas.

As rochas orto- e parafibrolitos ocorrem na forma de pequenos corpos alongados, com orientação geral tectônica NE-SW, concordantes com a direção das camadas dos metassedimentos.

Apresentam textura granonematoblástica, granulação média a grossa e bandamento composicional incipiente formado pela maior concentração de plagioclásio em camadas milimétricas descontínuas, alternadas com camadas ricas em actinolita e epidoto. Paralelamente ao bandamento ocorre uma tênue foliação definida pela orientação dos agregados fibrosos de anfibólio.

A sequência metassedimentar ocorre sob a

forma de um pacote de baixo a médio ângulo, definido por bandamento composicional primário e apresentando uma feição planar (clivagem ardósiana) bem proeminente nestas rochas.

Esta estrutura planar é vista ao longo de toda área, alternando-se apenas ao longo de zonas de cisalhamento, onde a feição modifica-se para um bandamento composicional tectônico verticalizado, de direção NE-SW, definido por rochas filoníticas ou constituindo lentes milimétricas a submilimétricas de diferentes composições e texturas rítmicas.

Na zona de cisalhamento, a milonitização intensa facilita a recristalização, silicificação e remobilizações nos bancos arenosos e formação de veios de quartzo que sustentam o alinhamento de pequenas serras na área de estudo.

### ***Caracterização litológica do Stock Pilar do Sul*** *Geologia*

A área constitui o Sinclinal de Pilar do Sul (Hasui & Sadowski, 1976) em que afloram no seu núcleo, exposições das rochas supracrustais metavulcanossedimentares do Grupo Votuverava de médio grau e submetidas ao metamorfismo do tipo Barroviano e as rochas graníticas aluminosas associadas ao *Stock* Pilar do Sul.

Esta estrutura corresponde, portanto, a um braquissinclinal, com maior alongamento na direção geral NE-SW e mergulhos duplos no sentido da parte central. Esta estrutura encontra-se situada no flanco noroeste do Anticlinório de Agudos Grandes, que corresponde a grande inflexão das rochas metassedimentos do Grupo Açungui de direção geral regional NE-SW e, que próximo da cidade de Pilar do Sul, inflete totalmente para NW-SE, sendo seccionado, na parte norte, pela ZCT.

Os contatos das rochas graníticas do corpo Pilar do Sul com as rochas encaixantes da Grupo Votuverava são intrusivos, discordantes e tectônicos e, no contato norte, os contatos são predominantemente tectônicos, devido à interferência lateral das ramificações de falhamentos de direção geral NE-SW, impostos pela ZCT.

Raramente se observa zona de intenso fraturamento interno do maciço, associada à fase final da deformação progressiva regional NE-SW, porém é nítida a orientação secundária de direção NW – SE, que secciona as rochas do maciço longitudinalmente.

Na maioria das vezes o contato norte é definido por uma forte quebra de relevo, originando escarpas de recuo de relevo com as rochas

metassedimentares ou parcialmente encobertas por testemunhos erosivos de rochas sedimentares associadas ao Grupo Itararé.

No contato sul as relações de contato ficam fortemente dificultadas pela expressiva área florestal preservada e as áreas inundadas da Represa das Paineiras, mas parcialmente observando contatos intrusivos normais, além de tectônicos por falhamento e que se encontram identificados em trechos segmentados associados, provavelmente, a ramificações de falhamentos conjugados correlacionados ao Lineamento Agudos Grandes.

O contato oeste é intrusivo nas rochas metassedimentares e é localmente encoberto por sedimentos associados à Bacia do Paraná. O contato leste é intrusivo, expresso por uma fina lente, que se constitui em septo ou cunha de metassedimentos do Grupo Votuverava, separando as rochas dos corpos Pilar do Sul do Serra dos Lopes. Em literaturas anteriores, os *plútons* Pilar do Sul e Serra dos Lopes foram englobados em um único corpo designado Pilar do Sul, como já discutido anteriormente.

Nos contatos com rochas metassedimentares, quando observados e preservados de deformações miloníticas superimpostas, são identificadas localmente rochas hornféisicas, caracterizadas por uma superposição de paragênese mineral e texturas, associada ao metamorfismo de contato, na fácies albíta. Não são vistas zonas amplas, mas são possíveis serem identificadas pelo crescimento frequente de porfiroblastos de minerais aluminosos de andalusita nas rochas metapelíticas, além de serem comuns nestas áreas, lateralmente ao conjunto ígneo, rochas micáceas de granulação mais grossa com textura xistosa, representando um maior grau de recristalização, provavelmente também associado ao maior grau metamórfico da auréola de contato.

Ocorrem inúmeros pequenos fragmentos e xenólitos de rochas metassedimentares associados principalmente as áreas marginais do maciço ou fortemente recristalizados associados às áreas da cúpula do corpo ígneo, na forma de restos de teto pendente da cúpula do corpo ígneo.

Pelas características de granitos tipo S, as litologias permitem a identificação de sucessivos estágios magmáticos, descritos a seguir. Inicialmente é reconhecido o estágio ortomagmático, com a cristalização inicial dos minerais magmáticos anídricos e essenciais de mais alta temperatura, caracterizados por feldspatos e quartzo, até minerais levemente hidratados

primários (biotita e muscovita). No estágio pegmatítico, no qual a fase fluida apresenta grande intervenção nas texturas das rochas, ocorre a cristalização de silicatos feldspáticos. Nesta fase é forte a participação de voláteis, definindo o agrupamento de rochas graníticas pegmatíticas de ocorrências restritas e localizadas neste corpo ígneo.

Observa-se com frequência a presença de apófises e bolsões pegmatoides quartzo-feldspáticos ricos em muscovita, com formato irregulares e descontínuos de pegmatito granítico, além de diques graníticos hololeucocráticos de textura aplítica, ambos enriquecidos em quartzo, intrusivos e associados principalmente nas zonas marginais graníticas ou em rochas das unidades metassedimentares laterais do corpo ígneo.

Como reflexo de um possível estágio pneumatólítico, a partir da geração de um magma granítico fortemente silicoso e, portanto, altamente viscoso, definem-se soluções enriquecidas em H<sub>2</sub>O e SiO<sub>2</sub>, associados à geração de certos minerais esporádicos, tais como muscovita, turmalina, topázio e fluorita.

Tais situações gasosas refletem em mudanças composicionais internas nas rochas do *stock*, com a presença principalmente destes minerais nas rochas graníticas ou na forma de um estágio enriquecido em soluções silicosas e de diversidade mineralógica, que se segregam sob a forma de veios ou diques de quartzo. Ocorrem localmente e isoladamente ou dispendo-se na forma de exame com inúmeros veios de dimensões e extensão variadas, marcante no extremo sudoeste do *stock* na antiga Fazenda Cia Nacional de Estamparia – Cianê, associados a intensos processos de geração de *greisen* quartzo-muscovítico. Esta área foi fortemente pesquisada com enfoque para estanho, volfrâmio e terras-raras pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT, 1990), que não resultaram na evolução dos trabalhos.

O estágio hidrotermal é marcante e é conhecido na literatura geológica da área, sendo que nestas rochas ocorrem expressivas rochas metasomáticas, os *greisens*, resultado de soluções aquosas enriquecidas em diversos elementos químicos, definindo vários minerais, além raros minerais metálicos.

Nestas rochas graníticas do estágio hidrotermal ocorre, após processos de albitização e cloritização, uma forte desestabilização, destruição e lixiviação de feldspatos e biotita, e consequente

substituição por um agregado principal quartzo + muscovita + sericita, de grão grosso e havendo introdução de quantidades variáveis de topázio, turmalina, fluorita e óxidos e hidróxidos de ferro.

Observam-se na área os *greisens* em duas formas frequentes, definidas pelo contexto litológico em que ocorrem: Os endograisens estão formados na parte superior do conjunto magmático, nas cúpulas das intrusões, no interior da intrusão, podendo ou não estar associados a tetos pendentes, a exemplo a ocorrência da Fazenda Cianê, ou associado às rochas graníticas das zonas marginais, principalmente no contato norte, em razão da superposição da deformação da ZCT, e na forma exograisens, formados nas rochas encaixantes e em tetos pendentes, associados a intensos veios e apófises de composição quartzo-feldspática, ocorrendo nas rochas metapelíticas do entorno, gerando mucovititos de granulação grosseira. Nas proximidades do contato norte, no entorno do maciço, ocorrem frequentes processos deformacionais miloníticos, propiciados pela ZCT.

As coberturas de rochas sedimentares são direcionadas para o Grupo Itararé e para depósitos sedimentares recentes associados às margens de rios e planícies de inundação, além de sedimentos coluvionares expressivos no sopé das principais cuestas erosivas.

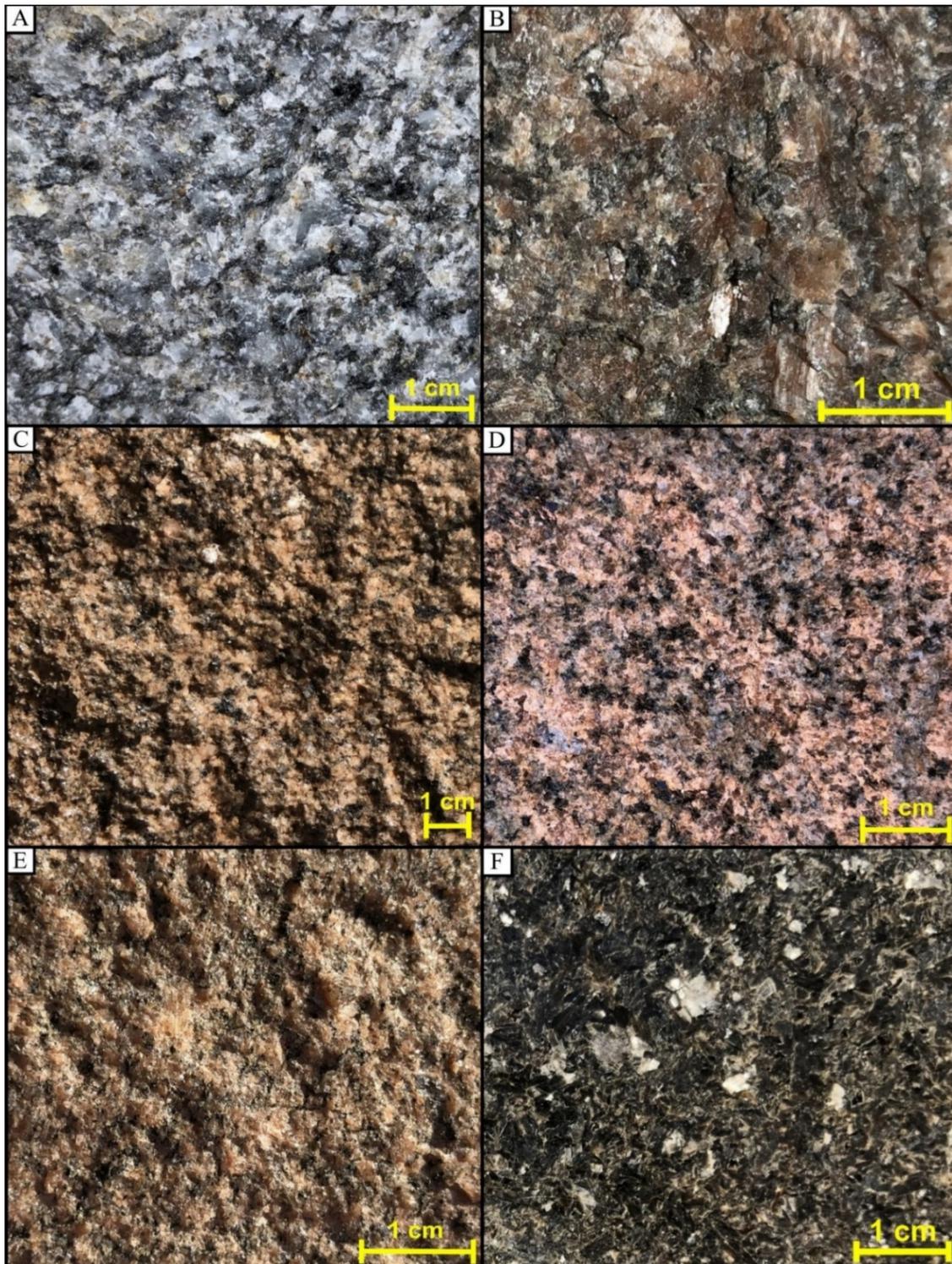
O Grupo Itararé, na área de estudo, está localizado principalmente na porção noroeste, com a presença de arenitos mal selecionados, intercalados com argilitos e conglomerados.

#### *Faciologia*

As rochas graníticas do *stock* sugerem uma evolução magmática, inicialmente com a fusão crustal e o *emplacement* magmático associados a estruturas transtratativas do tipo *pull-apart*, decorrentes da evolução da ZCT. Apresenta-se como um corpo zonado gerado por fracionamento magmático onde o processo de cristalização fracionada seria dominante. O controle magmático é definido pelas inúmeras reativações e deformações associadas as reativações da ZCT.

Inicialmente, a partir da fusão crustal de rochas metassedimentares, observado pela presença de epi- e hipoxenólitos de rochas metassedimentares, gera-se um magma tipo S caracterizado inicialmente pela colocação local de *monzogranito com biotita e muscovita* e denominado de Fácies Cinza, vista na figura 3A, de coloração predominantemente cinza, equi- a inequigranular.

Sugere-se que a evolução magmática ocorra



**Figura 3** – Imagem fotográfica registrando os aspectos macroscópicos das diferentes fácies granítica do *Stock* Pilar do Sul. A) Monzogranito cinza com biotita e muscovita; B) Muscovita sienogranito róseo com biotita e C, D, E) Sienogranito com biotita e muscovita e F) *Greisen* Muscovitítico.

por processos de fracionamento magmático do magma inicial, com a colocação de pulsos graníticos mais diferenciados e enriquecidos em sílica e feldspato potássio e com destaque fortemente enriquecidas nos minerais aluminosos, definindo grandes massas de *muscovita sienogranito róseo com biotita* e definido como Fácies Rósea 1, vista na figura 3B, de coloração rósea, inequigranulares de granulação média a grossa, responsável portanto por disposição zonada das rochas do

*stock*.

Esta presença marcante de muscovita, principalmente nas rochas desta faciologia, deve-se a um processo de assimilação e contaminação intensificada de alumínio.

Esta massa magmática é secundada por intrusão de pulsos magmáticos complementares na zona central, constituído por *sienogranitos com biotita e muscovita* denominado de Fácies Rósea 2, vista na figura 3C, D, E, de coloração rósea, equi-

inequigranulares de granulação média a fina, mais enriquecido em sílica e, portanto, mais evoluída.

Tardiamente, este conjunto magmático é refém de inúmeros aplitos e pegmatitos graníticos em processos pós-magmáticos hidrotermais intensos.

Os litotipos do corpo Pilar do sul são constituídos por variedades de rochas de composição monzogranítica e sienogranítica de coloração rósea a localmente cinza clara.

As rochas são no geral equi- a inequigranular, além de ocorrência localizada e pontual de rochas porfiríticas apresentando fenocristais róseos ou brancos de feldspato potássico com tamanho inferiores a 1 cm e volume, sempre inferiores a 10%, e desenvolvendo feições texturais porfiríticas do tipo hiatais.

Estas relações texturais porfiríticas às vezes podem superar estes índices com concentrações locais, o que sugere o maior acúmulo de fenocristais a partir de processos de filtragem de fluxo ígneo e, na parte norte, por processos deformaçionais com fragmentação parcial dos mesmos.

As rochas são hololeucocráticas (M <10%) resultam da presença constante dos minerais micáceos primários, como biotita + muscovita e como minerais secundários caracterizados pela presença de muscovita + sericita + clorita. Observa-se que é pequena a quantidade presente de minerais micáceos e a maior porcentagem de uma ou outra mica nas rochas não constitui uma característica marcante de distinção dos litotipos

São rochas marcadamente isotrópicas, mas características locais de fluxo ígneos e do conjunto deformaçional pós-tectônico, podem ser encontrados termos miloníticos a protomiloníticos, principalmente em áreas do contato norte, com a deformaçao da ZCT e as rochas encaixantes, e localmente em falhamentos internos. Esta deformaçao é observada por minerais máficos (biotita + muscovita) que assumem formas organizadas e alongadas. Localmente, estruturas cataclásticas são presentes principalmente no conjunto interno do corpo. Feições características de orientações de fluxo ígneos também ocorrem, principalmente nas zonas marginais.

Nas diversas faciologias do corpo é comumente observada uma transiçao gradativa entre as fácies magmáticas diferenciadas, a partir de pequenas relações texturais de fenocristais de feldspato potássico, tamanho de fenocristais, relação de minerais micáceos e relações texturais geradas pela diminuiçao da granulaçao em direçao às bordas das intrusões ígneas, mas pela

dificuldade da continuidade dos afloramentos e sutis mudançao texturais e de quantificaçao mineralógicas, fica impossibilitada a sua precisa delimitaçao.

As rochas são constituídas, portanto, por três variedades faciológicas, denominadas de: *Monzogranito cinza com biotita e muscovita*, *Muscovita sienogranito róseo com biotita* e *Sienogranito róseo com biotita e muscovita*.

A fácies de *Monzogranito cinza com biotita e muscovita* apresentam ocorrência localizada na porçao sul do corpo, nas proximidades das PCHs Batista e Pilar. Destaca-se pela composiçao dominante monzogranítica de coloraçao cinza, granulaçao inequigranular média a grossa (Figura 3A) e raramente porfirítica, apresentando uma leve foliaçao deformaçional.

A fácies de *Muscovita sienogranito róseo com biotita* é constituída por rochas de coloraçao rósea, equi- a inequigranulares de granulaçao média a grossa (Figura 3B), podendo ocorrer variedades com pequenas concentraçoes de fenocristais, identificando feiçoes levemente porfiríticas e que se dispõem em quase a totalidade do entorno do corpo, não sendo distinta somente em parte do contato oeste. Constitui uma unidade com forte presença de muscovita com variaçoes texturais de granulaçao média a fina para as zonas de contato externo. São rochas no geral isotrópicas e que apresentam intensidade de deformaçao em direçao à ZCT.

A fácies de *Sienogranito róseo com biotita e muscovita* apresenta coloraçao rósea, localmente em tons avermelhados, que ocorre em toda a parte central do corpo ígneo. No geral são rochas equi- a inequigranulares de granulaçao fina a média e estrutura maciça. Feiçoes levemente porfiríticas são descritas localmente (Figura 3C, D, E). As relações de contato com as rochas da fácies descrita anteriormente são de difícil precisao, muitas das vezes é observada por uma transiçao de aspectos de granulaçao.

O *greisen* é composto predominantemente por quartzo, muscovita e localmente óxidos de ferro (Figura 3F).

#### *Petrografia*

As características mineralógicas e texturais petrográficas gerais das rochas graníticas são similares e são constituídas pelos minerais essenciais dominados por quartzo ( $\pm 30\%$ ), encontrado predominantemente em uma textura intersticial na malha de composiçao feldspática ou em agregados inequigranulares. Podem ocorrer na forma de

inclusões dentro dos feldspatos, indicando no mínimo duas séries de cristalização. Nos tipos deformados proto- a milonitos, as texturas definidas pelo quartzo na matriz são do tipo argamassa, com domínios poligonais (agregados de quartzo) e fraturamento dos cristais maiores, além de feições microcristalinas de recrystalização.

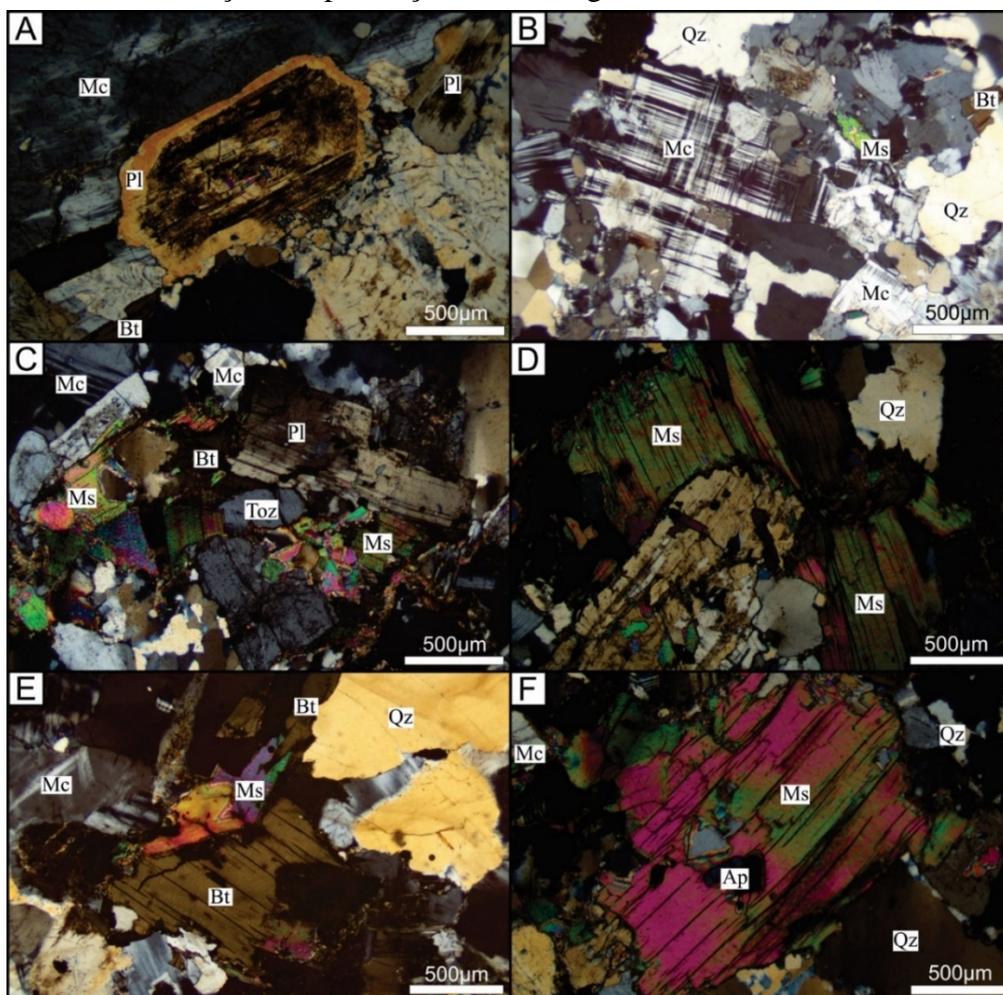
O plagioclásio presente na matriz varia entre oligoclásio a andesina (20% - 25%) intensamente sericitizado e/ou saussuritizado, mirmequítico ou ressaltando um forte zoneamento dado por bordas mais límpidas de composição mais albítica (Figura 4A).

O feldspato potássio é constituído por microclínio (35% - 45%), sendo que esta porcentagem pode variar em função da presença em

maior ou menor quantidade de fenocristais de feldspato potássio. São predominantemente pertíticos, geminados (Figura 4B) e, às vezes fortemente caulinizados. São localmente observados fenocristais de feldspato potássio róseos zonados, apresentando parcialmente corroídos e ovalados com bordas de albita, além de quartzo corroído e formas arredondadas.

As feições descritas anteriormente representam fortes evidências para um conjunto magmático gerados por processo de cristalização fracionada.

As faciologias são caracterizadas por granitos aluminosos a duas micas e representadas por biotita + muscovita, sempre com ( $M < 10\%$ ) e, em porcentagens entre elas variáveis, além de rara granada.



**Figura 4** - Foto microfotografias de aspectos gerais mineralógicos das fácies das rochas graníticas do *Stock Pilar do Sul*. A) Oligoclásio zonado, B) Microclínio geminado e quartzo intersticial, C) Textura granular, D) Cristais de muscovita e biotita; E) Cristais de biotita e (F) Cristais de muscovita. Sob luz transmitida. Abreviação (Kretz, 1983).

Os processos de alteração tardi- a pós-magmáticos frequentemente vistos nas rochas caracterizam-se por uma forte albitização, cloritização, epidotização, saussuritização, muscovitização, sericitização e caulinitização.

As transformações minerais frequentes são principalmente definidas por biotita parcialmente

cloritizada e a muscovita ocorre de origem primária e secundária. Estes minerais são encontrados em placas isoladas, com disposição equigranular (Figura 4C) ou com tamanhos inequigranulares que se destacam na matriz granítica (Figuras 4D, E). Podem ocorrer aglutinadas ou desenvolvendo alinhamentos que contornam os porfiroclastos,

definindo gnaissificação do tipo milonítica.

Os minerais acessórios são caracterizados por apatita, rutilo, allanita, zircão e minerais opacos. Os minerais de alteração são constituídos principalmente por sericita e/ou muscovita, fluorita, topázio, epidoto, turmalina, clorita, carbonatos, hidróxidos e óxidos e hidróxido de ferro, leucóxênio e argilominerais.

A fácies *Monzogranito cinza com biotita e muscovita* apresenta como minerais principais em média: quartzo (30%), plagioclásio (23%), microclínio (40%), muscovita (4%), biotita (2%), granada (1%), além dos minerais acessórios e secundários.

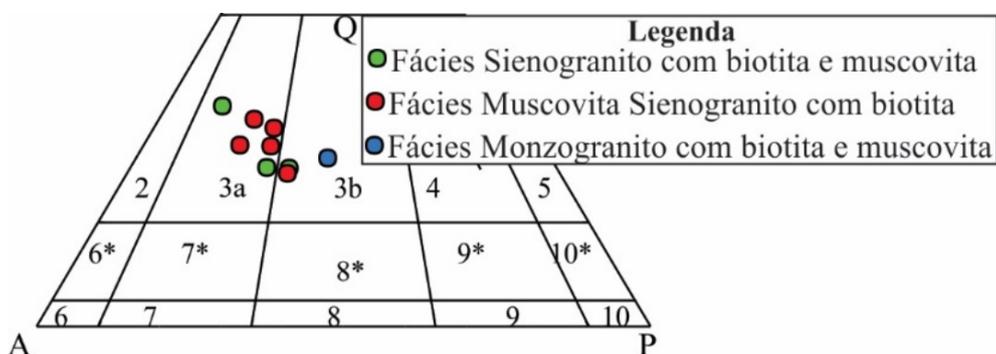
A fácies *Muscovita sienogranito róseo com biotita* apresenta mineralogia composta por quartzo (32%), plagioclásio (15%), microclínio (44%), muscovita (5%), biotita (3%) e minerais acessórios e secundários.

A fácies *sienogranito com biotita e muscovita* é composta por quartzo (30%), microclínio (44%), plagioclásio (20%), muscovita (2%) e biotita (3%) e minerais acessórios e secundários.

Na tabela 1 encontram-se sumarizados os principais minerais e a composição modal média para os litotipos dominantes que constituem as fácies magmáticas e estão representados no diagrama de Streckeisen (1976), observado na figura 5.

**Tabela 1** -Tabela com as principais composições médias e das principais características mineralógicas das rochas graníticas das fácies do *Stock Pilar do Sul*.

| Fácies                       | Fácies Cinza   | Fácies Rósea 1   | Fácies Rósea 2   |
|------------------------------|--|--|--|
| <b>Legenda QAP</b>           | ●  | ●  | ●  |
| <b>Estrutura</b>             | Isotrópica   | Isotrópica   | Isotrópica   |
| <b>Textura</b>               | Inequiq-equi granular  | Inequiq-equi granular  | Inequiq-equi granular  |
| <b>Matriz</b>                | 2 – 5 mm   | 1 – 3 mm   | 2 – 5 mm   |
| <b>Fenocristal FK (mm)</b>   | 5 - 6  | 5 // 12  | 5 - 10 // 10 - 20  |
| <b>Descrição Fenocristal</b> | cinza (<10%) FK  | róseo (<10%) FK  | róseo (<10%) FK  |
| <b>Índice de cor (%)</b>     | Hololeucocrático   | Hololeucocrático   | Hololeucocrático   |
| <b>Minerais Félsicos (%)</b> | <b>Qtz</b>   | 30   | 32   |
|                              | <b>FK</b>  | 40   | 44   |
|                              | <b>Plag.</b>   | 23   | 15   |
| <b>Minerais Al/Fe-Mg (%)</b> | <b>Ms.</b>   | 4  | 5  |
|                              | <b>Bt.</b>   | 2  | 3  |
|                              | <b>Gr</b>  | 1  | 0  |
|                              | <b>Outros</b>  | 1  | 1  |
|                              | <b>Total</b>   | <b>100</b>   | <b>100</b>   |
| <b>Minerais Acessórios</b>   | apatita, allanita, zircão, rutilo, minerais opacos.                            | apatita, allanita, zircão, rutilo, minerais opacos   | apatita, zircão, rutilo, minerais opacos.  |
| <b>Minerais Alteração</b>    | muscovita, clorita, epidoto, sericita, oxido e hidróxido de Fe, argilominerais | muscovita, topázio e fluorita, clorita, sericita, epidoto, oxido e hidróxido de Fe, argilominerais | muscovita, fluorita, epidoto, clorita, sericita, oxido e hidróxido de Fe, argilominerais |
| <b>Classificação</b>         | <b>Monzogranito com biotita e muscovita</b>                                    | <b>Muscovita sienogranito com biotita</b>  | <b>Sienogranito com biotita e muscovita</b>  |



**Figura 5** - Diagrama QAP (Q- quartzo; A- feldspato alcalino; P- plagioclásio), Streckeisen (1976), com a composição modal estimada para as rochas graníticas do *Stock Granítico Pilar do Sul*. Legenda: 3a: sienogranito e 3b: Monzogranito.

## QUÍMICA MINERAL

No estudo de química mineral das amostras graníticas do *Stock Pilar do Sul* foram caracte-

terizados: feldspato potássio, plagioclásio, os minerais micáceos (biotita e muscovita) e granada,

quando presentes nos litotipos, além de muscovita do greisen.

### Feldspato potássico

Foi analisado um total de 10 cristais de feldspato alcalino para as rochas das fácies do corpo e que se encontram sumarizadas na tabela 2 e discriminadas no gráfico An – Ab - Or (Figura 6). O conteúdo de átomos por unidade de fórmula (a.p.u.f.), para os cristais do grupo dos feldspatos

alcalinos analisados de cada amostra, foi calculado na base de oito oxigênios e os resultados são apresentados na tabela 2.

Os cristais de feldspato alcalino são constituídos por feldspato potássico, apresentando composição geral variando de ortoclásio Or<sub>92-97</sub> e molécula de albita de Ab<sub>7-2.5</sub>, e com teor inferior de anortita An - (inferior a 1%), visto na tabela 2.

**Tabela 2** - Análises químicas representativas de feldspato potássio das rochas graníticas do *Stock* Pilar do Sul

|                                | ● Fácies Cinza |              |              | ● Fácies Rósea 1 |              |              | ● Fácies Rósea 2 |              |              |              |              |
|--------------------------------|----------------|--------------|--------------|------------------|--------------|--------------|------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 63,45          | 64,00        | 64,05        | 64,02            | 63,74        | 64,30        | 63,88            | 63,59        | 64,25        | 64,18        | 58,50        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,96          | 19,19        | 19,09        | 19,27            | 18,96        | 19,33        | 19,01            | 18,91        | 19,15        | 19,06        | 26,58        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,00           | 0,01         | 0,02         | 0,00             | 0,00         | 0,01         | 0,01             | 0,01         | 0,00         | 0,00         | 0,13         |
| BaO                            | 0,36           | 0,37         | 0,36         | 0,26             | 0,34         | 0,41         | 0,33             | 0,32         | 0,38         | 0,22         | 0,00         |
| CaO                            | 0,00           | 0,01         | 0,00         | 0,00             | 0,00         | 0,00         | 0,00             | 0,00         | 0,00         | 0,00         | 7,44         |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,29           | 0,48         | 0,39         | 0,60             | 0,59         | 0,53         | 0,51             | 0,27         | 0,51         | 0,76         | 7,22         |
| K <sub>2</sub> O               | 15,55          | 15,24        | 15,23        | 15,10            | 15,12        | 15,24        | 15,19            | 15,52        | 15,22        | 14,94        | 0,09         |
| <b>Total</b>                   | <b>98,58</b>   | <b>99,28</b> | <b>99,12</b> | <b>99,22</b>     | <b>98,71</b> | <b>99,80</b> | <b>98,89</b>     | <b>98,58</b> | <b>99,50</b> | <b>99,14</b> | <b>99,96</b> |

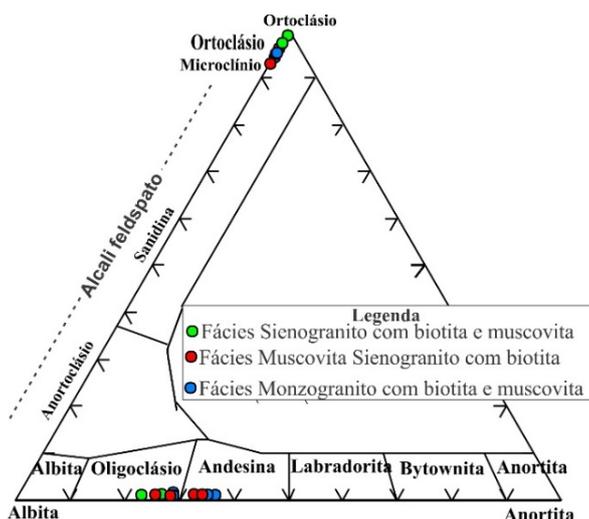
#### Fórmula estrutural calculada com base em 8 oxigênios

|                  |             |             |             |             |             |             |             |             |             |             |             |
|------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Si               | 2,97        | 2,97        | 2,98        | 2,97        | 2,98        | 2,97        | 2,98        | 2,98        | 2,98        | 2,98        | 2,61        |
| Al               | 1,05        | 1,05        | 1,05        | 1,38        | 1,05        | 1,04        | 1,05        | 1,04        | 1,04        | 1,05        | 1,16        |
| Fe <sup>3+</sup> | 0,00        | 0,00        | 0,00        | 0,00        | 0,00        | 0,00        | 0,00        | 0,00        | 0,00        | 0,00        | 0,94        |
| Ba               | 0,01        | 0,01        | 0,01        | 0,00        | 0,00        | 0,01        | 0,01        | 0,01        | 0,01        | 0,01        | 0,00        |
| Ca               | 0,00        | 0,00        | 0,00        | 0,33        | 0,00        | 0,00        | 0,00        | 0,00        | 0,00        | 0,00        | 0,00        |
| Na               | 0,03        | 0,04        | 0,04        | 0,05        | 0,05        | 0,05        | 0,05        | 0,02        | 0,05        | 0,07        | 0,63        |
| K                | 0,93        | 0,90        | 0,90        | 0,89        | 0,90        | 0,90        | 0,90        | 0,93        | 0,90        | 0,88        | 0,00        |
| <b>Soma</b>      | <b>4,98</b> | <b>4,98</b> | <b>4,98</b> | <b>5,01</b> | <b>4,98</b> | <b>4,98</b> | <b>4,97</b> | <b>4,98</b> | <b>4,98</b> | <b>4,97</b> | <b>5,34</b> |

#### Membros finais

|       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| An*   | 0,01  | 0,01  | 0,03  | 33,54 | -0,08 | -0,15 | -0,09 | -0,14 | -0,09 | -0,04 | 0,86  |
| Ab**  | 4,99  | 2,75  | 4,58  | 65,66 | 5,69  | 5,59  | 3,79  | 4,83  | 2,59  | 4,82  | 0,25  |
| Or*** | 94,99 | 97,25 | 95,39 | 0,81  | 94,39 | 94,56 | 96,30 | 95,31 | 97,50 | 95,22 | 98,89 |

An\* = Ca/(K+Ca+Na) x 100; Ab\*\* = Na/(K+Ca+Na) x 100; Or\*\*\* = K/(K+Ca+Na) x 100



**Figura 6** - Diagrama de composição de feldspato, a partir de valores de K (Or), Na (Ab), Ca (Na) (Deer et al., 1963) das rochas graníticas do *Stock* Pilar do Sul.

### Plagioclásio

Foi analisado um total de 09 cristais de plagioclásio para as rochas das fácies do *stock* e que se encontram sumarizadas na tabela 3 e discriminadas no gráfico An – Ab - Or da figura

6, proposto em Deer et al. (1963). O conteúdo de átomos por unidade de fórmula (a.p.u.f.), para os cristais do grupo dos feldspatos analisados de cada amostra, foi calculado na base de oito oxigênios e os resultados significativos estão

apresentados na tabela 3 e figura 6.

Os cristais de plagioclásio apresentam variação composicional com teor de albíta entre An<sub>22-30</sub> –

Ab<sub>30-36</sub> e com teor de Or-ortoclásio (inferior a 1%), composição de oligoclásio e andesina, observadas na figura 6 e tabela 3.

**Tabela 3** - Análises químicas representativas de plagioclásio das rochas graníticas do *Stock* Pilar do Sul.

|   | ● Fácies Cinza |              |               | ● Fácies Rósea 1 |              |               | ● Fácies Rósea 2 |              |  |
|---|----------------|--------------|---------------|------------------|--------------|---------------|------------------|--------------|--|
| SiO <sub>2</sub>  | 60,57          | 59,73        | 61,84         | 60,54            | 62,04        | 59,62         | 58,75            | 58,77        |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                              | 25,08          | 25,01        | 24,49         | 25,38            | 24,33        | 25,97         | 26,53            | 26,09        |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                              | 0,00           | 0,04         | 0,15          | 0,03             | 0,02         | 0,04          | 0,12             | 0,10         |  |
| BaO   | 0,00           | 0,00         | 0,03          | 0,03             | 0,02         | 0,00          | 0,01             | 0,00         |  |
| CaO   | 5,85           | 5,72         | 5,26          | 5,81             | 4,62         | 6,72          | 7,19             | 6,92         |  |
| Na <sub>2</sub> O   | 8,06           | 8,11         | 8,59          | 8,14             | 8,69         | 7,68          | 7,42             | 7,48         |  |
| K <sub>2</sub> O  | 0,07           | 0,08         | 0,12          | 0,13             | 0,11         | 0,09          | 0,12             | 0,14         |  |
| <b>Total</b>  | <b>99,60</b>   | <b>98,68</b> | <b>100,47</b> | <b>100,03</b>    | <b>99,83</b> | <b>100,11</b> | <b>100,14</b>    | <b>99,52</b> |  |
| <b>Fórmula estrutural calculada com base em 8 oxigênios</b> |                |              |               |                  |              |               |                  |              |  |
| Si  | 2,70           | 2,69         | 2,73          | 2,69             | 2,75         | 2,65          | 2,62             | 2,63         |  |
| Al  | 1,32           | 1,33         | 1,27          | 1,33             | 1,27         | 1,36          | 1,40             | 1,39         |  |
| Fe <sup>3+</sup>  | 0,00           | 0,00         | 0,00          | 0,00             | 0,00         | 0,00          | 0,00             | 0,00         |  |
| Ba  | 0,00           | 0,00         | 0,00          | 0,00             | 0,00         | 0,00          | 0,00             | 0,00         |  |
| Ca  | 0,28           | 0,28         | 0,25          | 0,28             | 0,22         | 0,32          | 0,36             | 0,34         |  |
| Na  | 0,70           | 0,71         | 0,74          | 0,70             | 0,75         | 0,66          | 0,64             | 0,65         |  |
| K   | 0,00           | 0,00         | 0,01          | 0,01             | 0,01         | 0,01          | 0,01             | 0,01         |  |
| <b>Soma</b>   | <b>4,99</b>    | <b>5,00</b>  | <b>5,00</b>   | <b>5,00</b>      | <b>4,99</b>  | <b>5,00</b>   | <b>5,00</b>      | <b>5,01</b>  |  |
| <b>Membros finais</b>                                       |                |              |               |                  |              |               |                  |              |  |
| Ab  | 71,08          | 71,61        | 74,22         | 71,19            | 76,79        | 67,06         | 63,42            | 64,65        |  |
| An  | 28,51          | 27,94        | 25,12         | 28,07            | 22,57        | 32,42         | 36,08            | 34,64        |  |
| Or  | 0,41           | 0,45         | 0,66          | 0,74             | 0,64         | 0,52          | 0,50             | 0,70         |  |

### Biotita

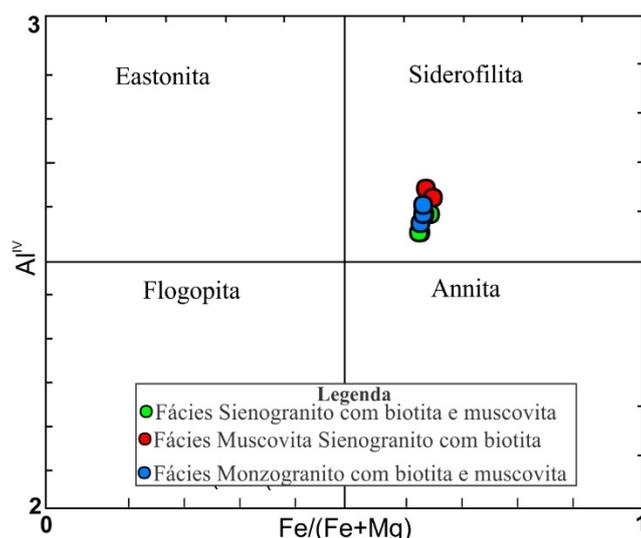
As micas pertencentes ao grupo da biotita ocorrem em pequena quantidade nas litologias. Foram analisados 10 cristais, sendo que a biotitas que se encontram parcialmente alteradas para clorita (pseudomorfos de biotita), não foram analisadas. O conteúdo de átomos por unidade de fórmula (a.p.u.f.) para os cristais analisados de

cada amostra foi calculado na base de 22 oxigênios e estão apresentados os valores significativos na tabela 4.

De acordo com o diagrama Al(IV) versus Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Mg) vs Al<sup>IV</sup> de (Deer et al., 1992, Speer, 1984) os cristais de biotita analisados são quimicamente classificados como do campo da siderofilita (Tabela 4 e Figura 7).

**Tabela 4** - Análises químicas representativas de biotita das rochas graníticas do *Stock* Pilar do Sul.

|  | ● Fácies Cinza |              |              | ● Fácies Rósea 1 |              |              | ● Fácies Rósea 2 |              |              |              |
|--|----------------|--------------|--------------|------------------|--------------|--------------|------------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>   | 34,66          | 35,32        | 35,29        | 34,65            | 35,44        | 34,96        | 35,37            | 35,14        | 34,90        | 24,86        |
| TiO <sub>2</sub>   | 1,74           | 1,41         | 1,76         | 1,65             | 1,32         | 2,14         | 1,40             | 1,68         | 1,58         | 0,08         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                               | 17,01          | 17,30        | 17,67        | 17,47            | 17,53        | 17,30        | 17,58            | 17,50        | 17,55        | 20,71        |
| FeO  | 24,77          | 24,12        | 24,43        | 24,96            | 24,48        | 25,29        | 24,59            | 24,56        | 24,82        | 33,00        |
| MnO  | 0,53           | 0,55         | 0,48         | 0,57             | 0,52         | 0,55         | 0,50             | 0,51         | 0,56         | 0,91         |
| MgO  | 7,66           | 8,21         | 7,91         | 8,04             | 8,16         | 7,67         | 8,23             | 8,04         | 8,13         | 10,56        |
| CaO  | 0,10           | 0,03         | 0,06         | 0,06             | 0,02         | 0,04         | 0,04             | 0,05         | 0,03         | 0,02         |
| Na <sub>2</sub> O  | 0,03           | 0,05         | 0,07         | 0,08             | 0,10         | 0,06         | 0,06             | 0,12         | 0,09         | 0,00         |
| K <sub>2</sub> O   | 9,32           | 9,31         | 9,42         | 9,12             | 9,22         | 9,47         | 8,57             | 9,11         | 8,92         | 0,15         |
| <b>Total</b>   | <b>95,81</b>   | <b>96,30</b> | <b>97,09</b> | <b>96,59</b>     | <b>96,80</b> | <b>97,47</b> | <b>96,34</b>     | <b>96,72</b> | <b>96,58</b> | <b>90,27</b> |
| <b>Fórmula estrutural calculada com base em 22 oxigênios</b> |                |              |              |                  |              |              |                  |              |              |              |
| Si   | 2,71           | 2,73         | 2,71         | 2,68             | 2,73         | 2,69         | 2,72             | 2,71         | 2,70         | 2,09         |
| Al <sup>iv</sup>   | 1,29           | 1,27         | 1,29         | 1,32             | 1,27         | 1,31         | 1,28             | 1,29         | 1,30         | 1,91         |
| Ti   | 0,10           | 0,08         | 0,10         | 0,10             | 0,08         | 0,12         | 0,08             | 0,10         | 0,09         | 0,00         |
| Fe   | 1,62           | 1,56         | 1,57         | 1,62             | 1,58         | 1,63         | 1,58             | 1,58         | 1,60         | 2,32         |
| Mn   | 0,03           | 0,04         | 0,03         | 0,04             | 0,03         | 0,04         | 0,03             | 0,03         | 0,04         | 0,06         |
| Mg   | 0,89           | 0,95         | 0,91         | 0,93             | 0,94         | 0,88         | 0,94             | 0,92         | 0,94         | 1,32         |
| Ba   | 0,00           | 0,00         | 0,00         | 0,00             | 0,00         | 0,00         | 0,00             | 0,00         | 0,00         | 0,00         |
| Na   | 0,00           | 0,01         | 0,01         | 0,01             | 0,02         | 0,01         | 0,01             | 0,02         | 0,01         | 0,00         |
| K  | 0,93           | 0,92         | 0,92         | 0,90             | 0,90         | 0,93         | 0,84             | 0,90         | 0,88         | 0,02         |
| <b>Membro final</b>  |                |              |              |                  |              |              |                  |              |              |              |
| Fe/Fe+Mg   | 0,64           | 0,62         | 0,63         | 0,64             | 0,63         | 0,65         | 0,63             | 0,63         | 0,63         | 0,64         |



**Figura 8** - Diagrama de classificação de biotita das rochas graníticas do *Stock Pilar do Sul* (Speer, 1984).

### Muscovita

Foram analisados 20 cristais de micas “muscovita” nas amostras das faciologias graníticas e 09 do *greisen* muscovítico.

O conteúdo de átomos por unidade de fórmula (a.p.u.f.) para os cristais de muscovita analisados de cada amostra foram calculados na base anidra para de 22 oxigênios (Tabela 5).

De acordo com a classificação de Tischendorf

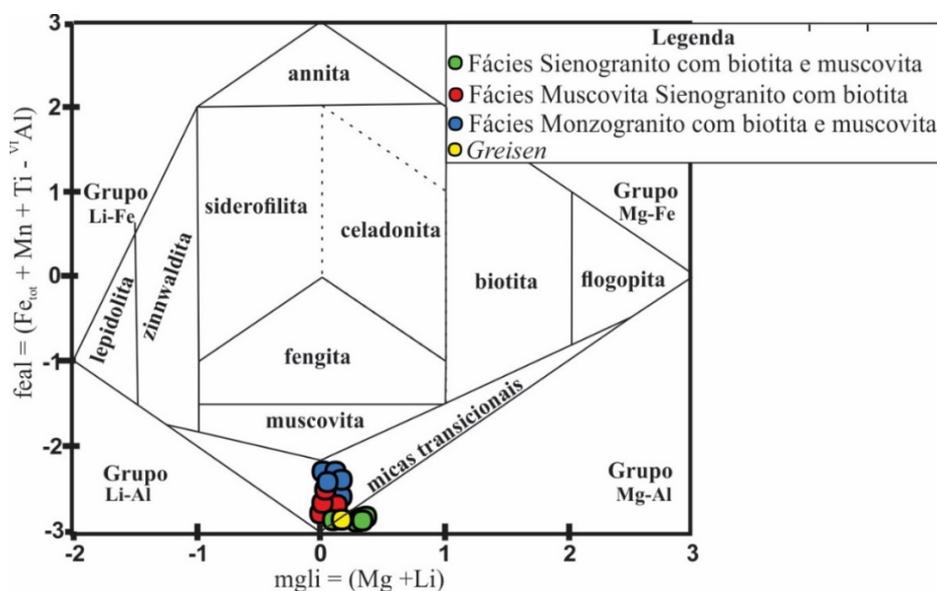
et al. (2004, 2007) proposta para apresentação gráfica e subdivisão de micas K tri e dioctaédricas, a partir da variação dos cátions e que faz uso de diferenças elementares dos índices (em a.p.f.u.): (Mg – Li) [= mgli] e (Fetot + Mn + Ti – VIAI) [= feal]. Os cristais analisados são quimicamente classificados como micas transicionais para muscovita como observado na tabela 5 e figura 8.

**Tabela 5** - Análises químicas representativas de muscovita das rochas graníticas do *Stock Pilar do Sul* e *greisen*.

|                                | ● Fácies Cinza |              |              |              |              |              |              |              |              |              | ● Fácies Rósea 1 |              |              |              |              |
|--------------------------------|----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 46,12          | 45,70        | 46,72        | 46,46        | 46,60        | 44,96        | 45,64        | 45,39        | 46,43        | 46,24        | 45,49            | 44,68        | 45,05        | 46,58        | 44,84        |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,27           | 0,36         | 0,27         | 0,63         | 0,33         | 0,07         | 0,11         | 0,54         | 0,45         | 0,46         | 0,24             | 0,11         | 0,21         | 0,57         | 0,19         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 31,33          | 32,06        | 31,13        | 32,44        | 33,06        | 35,26        | 33,77        | 31,66        | 30,58        | 32,13        | 30,70            | 31,51        | 30,74        | 31,72        | 31,11        |
| FeO                            | 3,40           | 3,96         | 3,27         | 3,25         | 3,21         | 2,62         | 2,42         | 3,82         | 3,16         | 3,54         | 4,91             | 5,81         | 5,97         | 2,28         | 5,57         |
| MnO                            | 0,08           | 0,04         | 0,05         | 0,04         | 0,05         | 0,04         | 0,03         | 0,06         | 0,04         | 0,05         | 0,12             | 0,16         | 0,05         | 0,19         | 0,11         |
| MgO                            | 1,70           | 1,63         | 1,84         | 1,34         | 1,33         | 0,67         | 0,97         | 1,36         | 1,81         | 1,49         | 1,28             | 0,40         | 0,67         | 1,41         | 0,44         |
| CaO                            | 0,01           | 0,00         | 0,05         | 0,00         | 0,05         | 0,00         | 0,00         | -0,01        | 0,01         | 0,07         | 0,00             | 0,00         | -0,01        | 0,01         | 0,00         |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,15           | 0,23         | 0,22         | 0,26         | 0,28         | 0,32         | 0,32         | 0,21         | 0,20         | 0,27         | 0,19             | 0,47         | 0,46         | 0,33         | 0,24         |
| K <sub>2</sub> O               | 10,75          | 10,46        | 10,42        | 10,42        | 10,28        | 10,44        | 10,44        | 10,36        | 10,44        | 9,65         | 10,69            | 10,01        | 10,01        | 10,60        | 10,48        |
| BaO                            | 0,17           | 0,07         | 0,14         | 0,09         | 0,09         | 0,04         | 0,05         | 0,04         | 0,08         | 0,08         | 0,07             | 0,08         | 0,11         | 0,05         | 0,10         |
| Cl                             | 0,01           | 0,00         | 0,00         | 0,00         | 0,01         | 0,00         | 0,00         | 0,01         | 0,00         | 0,01         | 0,01             | 0,01         | 0,01         | 0,01         | 0,01         |
| <b>Total</b>                   | <b>94,08</b>   | <b>94,64</b> | <b>94,25</b> | <b>95,02</b> | <b>95,41</b> | <b>94,45</b> | <b>93,80</b> | <b>93,53</b> | <b>93,34</b> | <b>94,08</b> | <b>94,26</b>     | <b>93,60</b> | <b>93,72</b> | <b>94,36</b> | <b>93,46</b> |
| Si                             | 6,33           | 6,24         | 6,38         | 6,29         | 6,27         | 6,09         | 6,22         | 6,27         | 6,40         | 6,30         | 6,30             | 6,24         | 6,29         | 6,34         | 6,28         |
| Al IV                          | 1,67           | 1,76         | 1,62         | 1,71         | 1,73         | 1,91         | 1,78         | 1,73         | 1,60         | 1,70         | 1,70             | 1,76         | 1,71         | 1,66         | 1,72         |
| Al VI                          | 3,40           | 3,41         | 3,39         | 3,46         | 3,51         | 3,72         | 3,64         | 3,42         | 3,37         | 3,46         | 3,31             | 3,43         | 3,35         | 3,42         | 3,41         |
| Ti                             | 0,03           | 0,04         | 0,03         | 0,06         | 0,03         | 0,01         | 0,01         | 0,06         | 0,05         | 0,05         | 0,03             | 0,01         | 0,02         | 0,06         | 0,02         |
| Fe                             | 0,35           | 0,41         | 0,34         | 0,33         | 0,33         | 0,27         | 0,25         | 0,40         | 0,33         | 0,36         | 0,51             | 0,61         | 0,63         | 0,23         | 0,59         |
| Mn                             | 0,01           | 0,00         | 0,01         | 0,00         | 0,01         | 0,00         | 0,00         | 0,01         | 0,00         | 0,01         | 0,01             | 0,02         | 0,01         | 0,02         | 0,01         |
| Mg                             | 0,35           | 0,33         | 0,37         | 0,27         | 0,27         | 0,14         | 0,20         | 0,28         | 0,37         | 0,30         | 0,26             | 0,08         | 0,14         | 0,29         | 0,09         |
| Na                             | 0,04           | 0,06         | 0,06         | 0,07         | 0,07         | 0,08         | 0,09         | 0,06         | 0,05         | 0,07         | 0,05             | 0,13         | 0,12         | 0,09         | 0,07         |
| K                              | 1,88           | 1,82         | 1,81         | 1,80         | 1,76         | 1,81         | 1,82         | 1,82         | 1,84         | 1,68         | 1,89             | 1,78         | 1,78         | 1,84         | 1,87         |
| Ba                             | 0,01           | 0,00         | 0,01         | 0,00         | 0,00         | 0,00         | 0,00         | 0,00         | 0,00         | 0,00         | 0,00             | 0,00         | 0,01         | 0,00         | 0,01         |
| Fe/Fe+Mg                       | 0,50           | 0,55         | 0,47         | 0,55         | 0,55         | 0,66         | 0,56         | 0,59         | 0,47         | 0,55         | 0,66             | 0,88         | 0,82         | 0,45         | 0,87         |
| Fe+Mn+Ti -AlVI                 | 0,35           | 0,96         | 0,20         | 0,46         | 0,08         | -1,01        | -1,08        | 1,00         | 0,28         | 0,60         | 1,95             | 2,65         | 2,88         | -0,39        | 2,46         |

**Tabela 5** - Análises químicas representativas de muscovita das rochas graníticas do *Stock Pilar do Sul* e do *greisen* (continuação)

|                                | ● <b>Fácies Rósea 2</b> |       |       |       |       | ● <b>Greisen</b> |       |       |       |       |       |       |       |       |
|--------------------------------|-------------------------|-------|-------|-------|-------|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 45,82                   | 43,93 | 45,82 | 46,37 | 45,93 | 44,98            | 45,58 | 44,87 | 44,79 | 34,76 | 45,23 | 45,44 | 45,65 | 45,13 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,67                    | 0,13  | 0,73  | 0,77  | 0,84  | 0,65             | 0,71  | 0,46  | 0,86  | 0,17  | 0,55  | 0,43  | 0,60  | 0,60  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 29,36                   | 31,24 | 31,01 | 30,76 | 29,17 | 28,87            | 28,90 | 29,09 | 28,93 | 23,69 | 29,14 | 28,85 | 29,29 | 28,62 |
| FeO                            | 4,91                    | 5,92  | 5,43  | 2,69  | 5,46  | 6,23             | 6,21  | 6,64  | 6,03  | 6,32  | 5,93  | 6,31  | 5,95  | 6,21  |
| MnO                            | 0,11                    | 0,11  | 0,21  | 0,16  | 0,13  | 0,10             | 0,12  | 0,12  | 0,12  | 0,10  | 0,10  | 0,13  | 0,10  | 0,12  |
| MgO                            | 1,69                    | 0,30  | 0,42  | 1,51  | 1,73  | 1,51             | 1,61  | 1,56  | 1,44  | 1,59  | 1,50  | 1,71  | 1,60  | 1,59  |
| CaO                            | 0,00                    | 0,01  | 0,03  | 0,03  | 0,02  | -0,01            | -0,01 | 0,01  | -0,01 | 0,23  | -0,01 | 0,00  | 0,01  | -0,01 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,20                    | 0,43  | 0,44  | 0,31  | 0,41  | 0,37             | 0,32  | 0,25  | 0,21  | 0,10  | 0,46  | 0,42  | 0,40  | 0,21  |
| K <sub>2</sub> O               | 10,59                   | 10,22 | 10,04 | 10,23 | 10,17 | 10,02            | 10,42 | 9,91  | 10,34 | 7,72  | 10,19 | 10,19 | 10,24 | 10,50 |
| BaO                            | 0,02                    | 0,08  | 0,06  | 0,08  | 0,07  | 0,02             | 0,06  | 0,05  | 0,02  | 0,27  | 0,05  | 0,01  | 0,00  | 0,07  |
| Cl                             | 0,01                    | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,02  | 0,00             | 0,00  | 0,00  | -0,01 | 0,09  | 0,01  | 0,00  | 0,00  | 0,01  |
| Total                          | 94,08                   | 92,74 | 94,64 | 93,56 | 94,66 | 93,62            | 94,87 | 93,94 | 93,69 | 75,77 | 94,19 | 94,65 | 94,97 | 94,14 |
| Si                             | 6,36                    | 6,22  | 6,31  | 6,37  | 6,35  | 6,32             | 6,33  | 6,30  | 6,30  | 6,32  | 6,33  | 6,32  | 6,33  | 6,31  |
| Al IV                          | 1,64                    | 1,78  | 1,69  | 1,63  | 1,65  | 1,68             | 1,67  | 1,70  | 1,70  | 1,68  | 1,67  | 1,68  | 1,67  | 1,69  |
| Al VI                          | 3,17                    | 3,43  | 3,35  | 3,35  | 3,11  | 3,10             | 3,07  | 3,11  | 3,09  | 3,11  | 3,06  | 3,10  | 3,06  | 3,11  |
| Ti                             | 0,07                    | 0,01  | 0,08  | 0,08  | 0,09  | 0,07             | 0,07  | 0,05  | 0,09  | 0,06  | 0,04  | 0,06  | 0,06  | 0,06  |
| Fe                             | 0,51                    | 0,63  | 0,56  | 0,28  | 0,57  | 0,66             | 0,65  | 0,70  | 0,64  | 0,62  | 0,66  | 0,62  | 0,66  | 0,61  |
| Mn                             | 0,01                    | 0,01  | 0,02  | 0,02  | 0,02  | 0,01             | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,01  | 0,02  | 0,01  | 0,01  | 0,01  |
| Mg                             | 0,35                    | 0,06  | 0,09  | 0,31  | 0,36  | 0,32             | 0,33  | 0,33  | 0,30  | 0,31  | 0,36  | 0,33  | 0,33  | 0,33  |
| Na                             | 0,06                    | 0,12  | 0,12  | 0,08  | 0,11  | 0,10             | 0,09  | 0,07  | 0,06  | 0,13  | 0,11  | 0,11  | 0,06  | 0,12  |
| K                              | 1,88                    | 1,85  | 1,76  | 1,79  | 1,79  | 1,80             | 1,85  | 1,77  | 1,85  | 1,82  | 1,81  | 1,81  | 1,88  | 1,81  |
| Ba                             | 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  |
| Fe/Fe+Mg                       | 0,60                    | 0,91  | 0,87  | 0,47  | 0,61  | 0,68             | 0,66  | 0,68  | 0,68  | 0,67  | 0,65  | 0,65  | 0,66  | 0,65  |
| Fe+Mn+Ti<br>-AlVI              | 2,52                    | 2,74  | 3,02  | 0,27  | 3,32  | 3,87             | 3,97  | 4,11  | 3,91  | 3,48  | 3,52  | 3,77  | 3,60  | 3,82  |



**Figura 8** - Diagrama de classificação de muscovita das rochas graníticas do *Stock Pilar do Sul* e do *greisen* muscovítico. Diagrama de classificação de micas. Modificado de Tischendorf et al. (2004, 2007).

### Granada

Foram analisados 04 cristais de granada nas amostras das faciologias graníticas.

O conteúdo de átomos por unidade de fórmula (a.p.u.f.) para os cristais de granada analisados de cada amostra foram calculados na base anidra para de 12 oxigênios (Tabela 6 e Figura 9).

As porcentagens dos membros almandina,

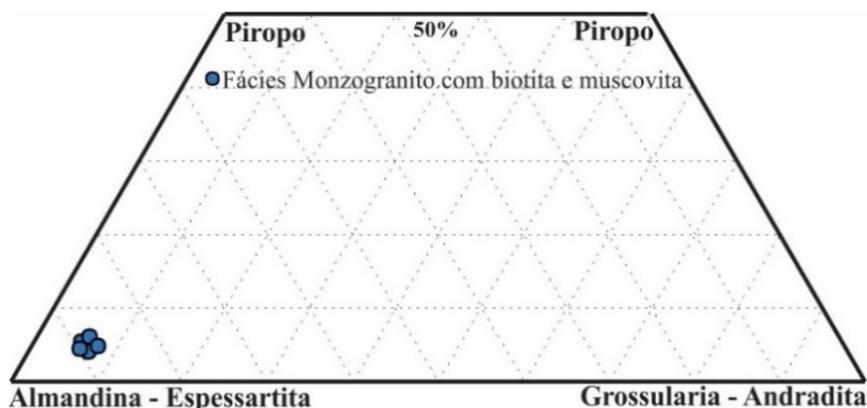
piropo e grossulária foram calculadas segundo as expressões descritas na tabela 6.

De acordo com a classificação de (Deer et al., 1997), os cristais granada são analisados e classificados quimicamente com porcentagens de almandina- Alm<sub>(86-91)</sub>, grossulária- Grs<sub>(05-08)</sub>, piropo- Prp<sub>(04-06)</sub>. Os resultados são observados na tabela 6 e figura 9.

**Tabela 6** - Análises químicas representativas de granada das rochas graníticas do *Stock* Pilar do Sul.

| ● <b>Fácies Cinza</b>                                 |              |              |              |              |
|---|--------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO <sub>2</sub>                                      | 36.2         | 36.46        | 36.24        | 36.29        |
| TiO <sub>2</sub>                                      | 0            | 0            | 0.02         | 0.01         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | 20.92        | 20.67        | 20.81        | 20.82        |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | 0            | 0            | 0            | 0            |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                        | 1.12         | 0.62         | 0.75         | 1.14         |
| FeO   | 22.97        | 23.51        | 23.16        | 23.01        |
| MnO   | 14.69        | 14.74        | 14.74        | 15.08        |
| MgO   | 1.19         | 1.26         | 1.29         | 1.19         |
| CaO   | 2.53         | 2.17         | 2.27         | 2.24         |
| Na <sub>2</sub> O                                     | 0.01         | 0.03         | 0            | 0.02         |
| K <sub>2</sub> O                                      | 0            | 0            | 0.02         | 0.01         |
| <b>Total</b>  | <b>99.64</b> | <b>99.47</b> | <b>99.31</b> | <b>99.82</b> |
| Fórmula estrutural calculada com base em 12 oxigênios |              |              |              |              |
| Si  | 2.959        | 2.985        | 2.971        | 2.964        |
| Ti  | 0            | 0            | 0.001        | 0.001        |
| Al  | 2.015        | 1.995        | 2.011        | 2.004        |
| Cr  | 0            | 0            | 0            | 0            |
| Fe <sup>3</sup>                                       | 0.069        | 0.038        | 0.046        | 0.07         |
| Fe <sup>2</sup>                                       | 1.57         | 1.61         | 1.588        | 1.572        |
| Mn  | 1.017        | 1.022        | 1.024        | 1.044        |
| Mg  | 0.145        | 0.154        | 0.158        | 0.145        |
| Ca  | 0.221        | 0.19         | 0.2          | 0.196        |
| Na  | 0.002        | 0.005        | 0            | 0.004        |
| K   | 0            | 0            | 0.002        | 0.001        |
| <b>Soma</b>   | <b>7.998</b> | <b>7.999</b> | <b>8.001</b> | <b>8.001</b> |
| <b>Almandina (Alm)</b>                                | <b>53</b>    | <b>54</b>    | <b>53</b>    | <b>53</b>    |
| <b>Piropo</b>   | <b>5</b>     | <b>5</b>     | <b>5</b>     | <b>5</b>     |
| <b>Grossulária (Grs)</b>                              | <b>4</b>     | <b>5</b>     | <b>4</b>     | <b>3</b>     |
| <b>Espessartita (Sps)</b>                             | <b>34</b>    | <b>34</b>    | <b>34</b>    | <b>35</b>    |
| <b>Andradita (Adr)</b>                                | <b>3</b>     | <b>2</b>     | <b>2</b>     | <b>3</b>     |

% de Almandina (Alm):  $(\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ca}) \times 100$ ; % de Piropo (Prp):  $(\text{Mg}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ca}) \times 100$ ; % de Grossulária (Grs):  $(\text{Ca}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ca}) \times 100$ ; % de Espessartita (Sps):  $(\text{Mn}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}+\text{Mn}+\text{Ca}) \times 100$ ; % de Andradita (Adr):  $(\text{Fe}/\text{Fe}^{2+}+\text{Al}) \times 100$



**Figura 9** - Diagrama de classificação de granada das rochas graníticas do *Stock* Pilar do Sul (Deer et al., 1997).

## LITOGEOQUÍMICA

As análises geoquímicas das rochas graníticas do *Stock* Pilar do Sul encontram-se na tabela 7.

A distribuição química dos elementos maiores encontra-se representada nos diagramas de Harker (1909) nas figuras 10A a H, e caracterizam das rochas de composição granítica em um intervalo

de sílica, extremamente elevado e restrito, com variação entre ( $\pm 72$  e  $75\%$ ), evidenciando magmas altamente enriquecidos e diferenciados.

Os valores de distribuição dos elementos Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO e MnO (Figuras 10 A, B, C, D, E, F), definem no geral um leve *trend*

Tabela 7 - Análises geoquímicas de amostras de rochas das faciologias graníticas do Stock Pilar do Sul.

|                                |  Monzogranito com biotita e muscovita |  Muscovita sienogranito com biotita |              |              |              |              |              |  Sienogranito com biotita e muscovita |              |              |
|--------------------------------|--|--|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--|--------------|--------------|
|                                | Fácies Cinza   | Fácies Rósea 1   |              |              |              |              |              | Fácies Rósea 2   |              |              |
|                                | PI-42  | PI-01  | PI-11        | PI-13        | PI-14        | PI-16        | PI-21        | PI-41  | PI-43        | PI-56        |
| SiO <sub>2</sub>               | 72,54  | 74,46  | 73,19        | 72,82        | 72,21        | 71,90        | 72,82        | 74,29  | 73,33        | 73,21        |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,16   | 0,11   | 0,23         | 0,26         | 0,29         | 0,31         | 0,25         | 0,17   | 0,24         | 0,30         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 13,98  | 13,11  | 13,60        | 13,84        | 13,61        | 13,74        | 13,73        | 13,48  | 13,78        | 13,48        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,85   | 1,04   | 1,64         | 1,58         | 1,81         | 1,83         | 1,60         | 1,08   | 1,56         | 1,84         |
| MnO                            | 0,09   | 0,03   | 0,03         | 0,04         | 0,04         | 0,04         | 0,03         | 0,04   | 0,03         | 0,02         |
| MgO                            | 0,64   | 0,33   | 0,43         | 0,47         | 0,81         | 0,57         | 0,50         | 0,26   | 0,38         | 0,43         |
| CaO                            | 2,42   | 1,12   | 1,07         | 1,20         | 1,68         | 1,46         | 1,30         | 0,78   | 0,89         | 1,13         |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,14   | 3,75   | 3,62         | 3,68         | 3,37         | 3,52         | 3,43         | 3,51   | 3,37         | 3,47         |
| K <sub>2</sub> O               | 3,32   | 4,23   | 4,56         | 4,45         | 4,55         | 4,98         | 4,50         | 4,42   | 4,64         | 4,52         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,10   | 0,05   | 0,08         | 0,10         | 0,10         | 0,13         | 0,12         | 0,09   | 0,10         | 0,11         |
| LOI                            | 0,76   | 0,77   | 0,55         | 0,56         | 0,52         | 0,53         | 0,71         | 0,90   | 0,67         | 0,50         |
| <b>Soma</b>                    | <b>99,00</b>   | <b>99,00</b>   | <b>99,00</b> | <b>99,00</b> | <b>99,00</b> | <b>99,00</b> | <b>99,00</b> | <b>99,00</b>   | <b>99,00</b> | <b>99,00</b> |
| Ba                             | 577  | 313  | 837          | 735          | 757          | 891          | 691          | 450  | 862          | 800          |
| Co                             | 73,5   | 58,4   | 58,4         | 21           | 19,3         | 55,9         | 33           | 44,1   | 53,4         | 90,7         |
| Cs                             | 11,67  | 5,44   | 5,88         | 5,04         | 7,1          | 8,58         | 7,87         | 17,69  | 4,55         | 2,49         |
| Ga                             | 18,4   | 24,3   | 26           | 27,7         | 27           | 27,1         | 29,1         | 29,1   | 25           | 25,1         |
| Hf                             | 3,21   | 2,87   | 5,17         | 5,31         | 5,63         | 6,28         | 5,17         | 3,6  | 5,07         | 5,92         |
| Nb                             | 6,82   | 15,44  | 10,73        | 8,72         | 10,26        | 14,28        | 14,11        | 11,32  | 9,72         | 4,8          |
| Rb                             | 163,6  | 223,9  | 221,1        | 263,1        | 230,8        | 274,6        | 266,7        | 333,1  | 231,4        | 203,4        |
| Sr                             | 336  | 202  | 351          | 285          | 288          | 329          | 266          | 203  | 318          | 306          |
| Ta                             | 0,04   | 1,35   | <0,05        | <0,05        | 0,06         | 0,04         | 1,05         | 0,35   | 0,04         | 0,04         |
| Th                             | 9,8  | 7,9  | 21,6         | 16,6         | 27           | 11,3         | 20,9         | 19,3   | 24,9         | 24,8         |
| U                              | 4,89   | 4,32   | 3,31         | 6,76         | 3,75         | 5,09         | 5,52         | 30,21  | 4,2          | 2,02         |
| V                              | 49   | 60   | 70           | 44           | 76           | 117          | 53           | 43   | 35           | 55           |
| W                              | 302  | 205,8  | 403,3        | 158,9        | 131,8        | 371,8        | 182,7        | 495,8  | 334,4        | 629,9        |
| Y                              | 18,33  | 6,71   | 11,67        | 11,38        | 9,74         | 10,28        | 12,4         | 94,1   | 7,34         | 6,24         |
| Zr                             | 115  | 75   | 177          | 180          | 210          | 217          | 185          | 112  | 177          | 221          |
| Zn                             | 53   | 43   | 54           | 68           | 52           | 66           | 57           | 38   | 55           | 65           |
| La                             | 43,6   | 17,5   | 73,4         | 47,6         | 85,6         | 39,3         | 61,5         | 115,3  | 65,8         | 79,8         |
| Ce                             | 58,9   | 31,8   | 121,7        | 79,7         | 154,6        | 68,8         | 112,5        | 130,6  | 121,9        | 140,4        |
| Cu                             | <5   | 14   | <5           | <5           | 8            | 6            | <5           | <5   | <5           | 12           |
| Pr                             | 8,13   | 3,43   | 13,52        | 8,78         | 16,05        | 7,39         | 11,82        | 28,87  | 12,42        | 14,26        |
| Nd                             | 27   | 11   | 40,9         | 28,3         | 49,1         | 22,7         | 34,5         | 102,1  | 36,6         | 43,3         |
| Sm                             | 4,6  | 2,4  | 6,2          | 4,6          | 8            | 3,9          | 5,8          | 16,9   | 5,9          | 5,9          |
| Sn                             | 2,5  | 8,1  | 3,6          | 3,4          | 3,5          | 3,9          | 7,2          | 4  | 2,3          | 2,6          |
| Mo                             | <2   | <2   | <2           | <2           | <2           | 3            | <2           | 2  | <2           | <2           |
| Ni                             | <5   | <5   | <5           | <5           | <5           | <5           | <5           | <5   | <5           | <5           |
| Eu                             | 0,96   | 0,47   | 1            | 0,97         | 1,06         | 0,9          | 1,03         | 3,16   | 1,01         | 0,95         |
| Gd                             | 4,12   | 1,99   | 3,85         | 3,02         | 4,17         | 2,63         | 3,71         | 15,32  | 3,4          | 3,18         |
| Tb                             | 0,49   | 0,25   | 0,41         | 0,33         | 0,44         | 0,35         | 0,42         | 1,85   | 0,35         | 0,33         |
| Dy                             | 3,11   | 1,47   | 1,97         | 1,79         | 2,15         | 1,76         | 2,05         | 11,24  | 1,5          | 1,54         |
| Ho                             | 0,52   | 0,25   | 0,37         | 0,34         | 0,34         | 0,31         | 0,35         | 2,07   | 0,24         | 0,24         |
| Er                             | 1,27   | 0,69   | 0,97         | 0,82         | 0,86         | 0,88         | 0,96         | 6,17   | 0,68         | 0,53         |
| Tl                             | <0,5   | <0,5   | <0,5         | 0,8          | 0,6          | <0,5         | <0,5         | 0,6  | 0,5          | <0,5         |
| Tm                             | 0,19   | 0,09   | 0,14         | 0,12         | 0,11         | 0,14         | 0,13         | 0,86   | 0,1          | 0,09         |
| Yb                             | 1,2  | 0,5  | 0,8          | 0,6          | 0,7          | 0,8          | 0,7          | 5  | 0,5          | 0,4          |
| Lu                             | 0,19   | 0,08   | 0,15         | 0,1          | 0,1          | 0,11         | 0,12         | 0,6  | 0,07         | 0,08         |
| Be                             | 0  | 0  | 0            | 0            | 0            | 0            | 0            | 0  | 0            | 0            |
| ∑ ETR                          | 159,3  | 76,92  | 270,38       | 182,07       | 323,88       | 154,97       | 240,59       | 445,04   | 255,47       | 296          |
| [La/Yb] <sub>n</sub>           | 24,50  | 23,60  | 61,86        | 53,49        | 82,44        | 33,12        | 59,23        | 15,55  | 88,72        | 134,50       |
| <b>Média</b>                   | <b>24,5</b>  | <b>52,29</b>   |              |              |              |              |              | <b>79,59</b>   |              |              |
| Eu*                            | 31,54  | 16,15  | 39,23        | 29,42        | 49,08        | 25,08        | 36,91        | 116,24   | 36,82        | 36,40        |
| <b>Média</b>                   | <b>31,54</b>   | <b>32,65</b>   |              |              |              |              |              | <b>63,15</b>   |              |              |
| Eu/Eu*                         | 0,41   | 0,40   | 0,347        | 0,449        | 0,29         | 0,49         | 0,38         | 0,37   | 0,37         | 0,36         |
| <b>Média</b>                   | <b>0,41</b>  | <b>0,39</b>  |              |              |              |              |              | <b>0,37</b>  |              |              |
| Ce-Sm                          | 3,09   | 3,20   | 4,74         | 4,18         | 4,66         | 4,26         | 4,68         | 1,87   | 4,99         | 5,74         |
| <b>Média</b>                   | <b>3,09</b>  | <b>4,3</b>   |              |              |              |              |              | <b>4,2</b>   |              |              |
| Gd-Yb                          | 2,77   | 3,21   | 3,88         | 4,06         | 4,81         | 2,65         | 4,28         | 2,47   | 5,49         | 6,42         |
| <b>Média</b>                   | <b>2,77</b>  | <b>3,82</b>  |              |              |              |              |              | <b>4,79</b>  |              |              |

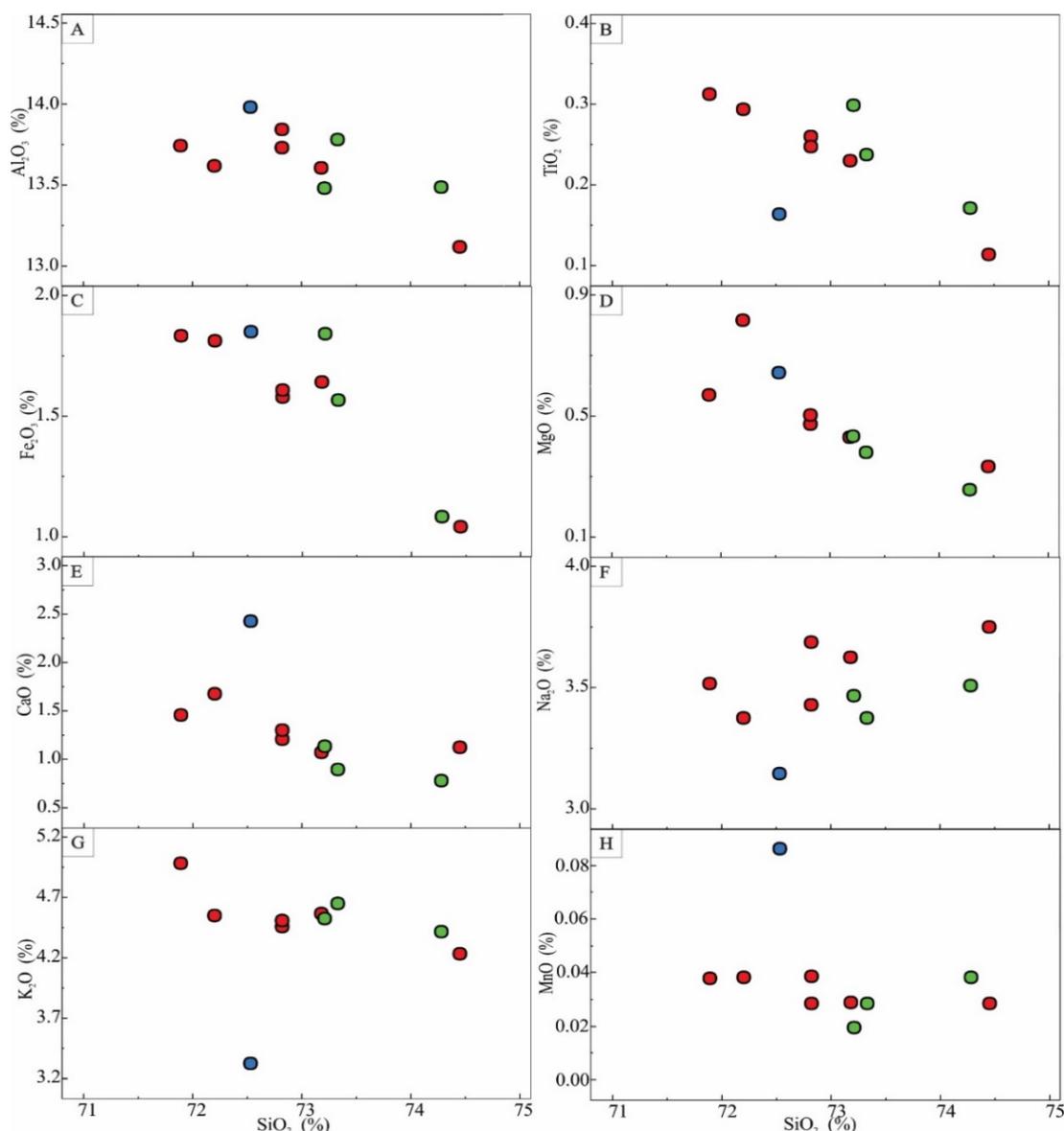
negativo, visto pela redução dos elementos com o aumento da sílica. O conteúdo de  $Al_2O_3$  observado na figura 10A apresenta variação restrita entre 13 a 14%, razão da pequena porcentagem de minerais aluminosos (muscovita + biotita e raras granada e turmalina), mas evidenciando o caráter peraluminoso definido pela razão média das rochas das fácies com Índice de Alumina Saturação (IAS = 1,51).

Na figura 10C, os teores de  $Fe_2O_3$  dos leucogranitos, como esperado, apresentam baixo teor em ferro contido nas raras: biotita, turmalina preta e raros minerais opacos.

Devido ao caráter peraluminoso, os teores de  $MgO$  e  $CaO$  são extremamente baixos, razão da falta de minerais cálcio alcalinos.

O conteúdo de  $Na_2O$ , visto na figura 10F, apresenta valores moderados de 3.0 – 3,9% e, os teores de  $K_2O$  discriminados na figura 10G demonstram valores elevados, variando de 4,3 a 5.0%. A soma destes valores é similar a teores presentes em granitos alcalinos.

O conteúdo de  $MnO$  (0,03 a 0,05%) não apresenta grandes variações de conteúdo nas diferentes fácies, com exceção da Fácies Cinza que é mais elevada, resultado da presença de raras granadas.



**Figura 10** - Diagramas de Harker (1909) com variação dos elementos maiores e menores para as rochas graníticas do Stock Pilar do Sul.

A partir da distribuição química dos elementos maiores possibilita-se a determinação de diversos diagramas classificatórios.

No diagrama de classificação petrográfica de Middlemost (1985), visto na figura 11A de

( $Na_2O+K_2O$ ) *versus*  $SiO_2$ , as amostras distribuem-se concentradamente no campo de granitos (sieno- a monzogranito). Identifica-se uma amostra com menores teores, que constitui um litotipo (Fácies Cinza) que transiciona para as rochas

granodioríticas.

No diagrama químico QAP de Lameyre & Bowden (1982) da figura 11B, as amostras foram classificadas por monzogranitos que transicionam para sienogranitos.

Segundo o diagrama ternário Rb-Ba-Sr (Figura 11C) de El Bouseily & El Sokyary (1975), o comportamento das amostras corresponde ao de granitos anômalos, que é caracterizado por tipos graníticos que provavelmente foram afetados por metasomatismo e devido a um maior enriquecimento de Ba e valores menores de Rb, sugerido pela fraca participação de biotita, que é vista com afinidade para o rubídio.

De acordo com o diagrama de Frost et al. (2001), visto na figura 11D de  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$  versus  $\text{SiO}_2$ , as rochas são similares àquelas do campo alcalinas-cálcicas, sendo que a amostra da Fácies Cinza apresenta com características de enriquecimento de CaO.

O diagrama de classificação petrográfica de Debon et al. (1988), da figura 11E, que utiliza os parâmetros multicatiônicos (Q versus P), mostra que os litotipos são classificados como predominantemente monzogranitos, e os tipos mais enriquecidos em potássio transicionam para sienogranito, apresentando afinidade semelhante com as rochas da série cálcio alcalina (CAA).

No diagrama de Taylor (1976), visto na figura 11F de  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$ , as amostras são similares aos litotipos que se distribuem em rochas correlacionadas a série de cálcio-alcalina de alto K, devido à presença alta de feldspato potássico nas amostras.

Quanto à saturação em alumínio definido pelo Índice de Shand, do diagrama de Maniar & Picolli (1989), observado na figura 11G e identificado a partir dos parâmetros das razões molares  $A/(\text{CNK})$  versus  $A/(\text{NK})$ , os valores analisados são de litotipos que apresentam caráter peraluminoso, refletido pela presença de biotita + muscovita e rara granada e turmalina.

No diagrama da figura 11H a partir dos parâmetros (A versus B) de Debon & Le Fort (1983) as rochas do stock são constituídas predominantemente por (LG) leucogranitos peraluminosos e por rochas graníticas peraluminosas a duas micas, distribuídas entre subtipos que transicionam no campo I– muscovita > biotita; no campo II– biotita > muscovita e no campo III– biotita.

A distribuição química dos elementos traços encontra-se representada nos diagramas binários

das figuras 12A a F de Harker (1909).

Com relação aos elementos traços, observa-se que a distribuição de rubídio (Rb) versus  $\text{SiO}_2$ , do diagrama da figura 12A, apresenta valores relativamente baixos e no geral uma correlação negativa. Geralmente, o rubídio encontra-se substituindo o potássio do feldspato potássico e da biotita e, portanto, os menores valores de Rb estão diretamente associados às menores porcentagens de biotita nos granitos mais enriquecidos em sílica.

Observa-se para a relação do estrôncio (Sr) versus  $\text{SiO}_2$ , no diagrama da figura 12B, que os litotipos mostram valores médios a baixos de estrôncio, apresentando uma leve distribuição positiva com o acréscimo de  $\text{SiO}_2$ .

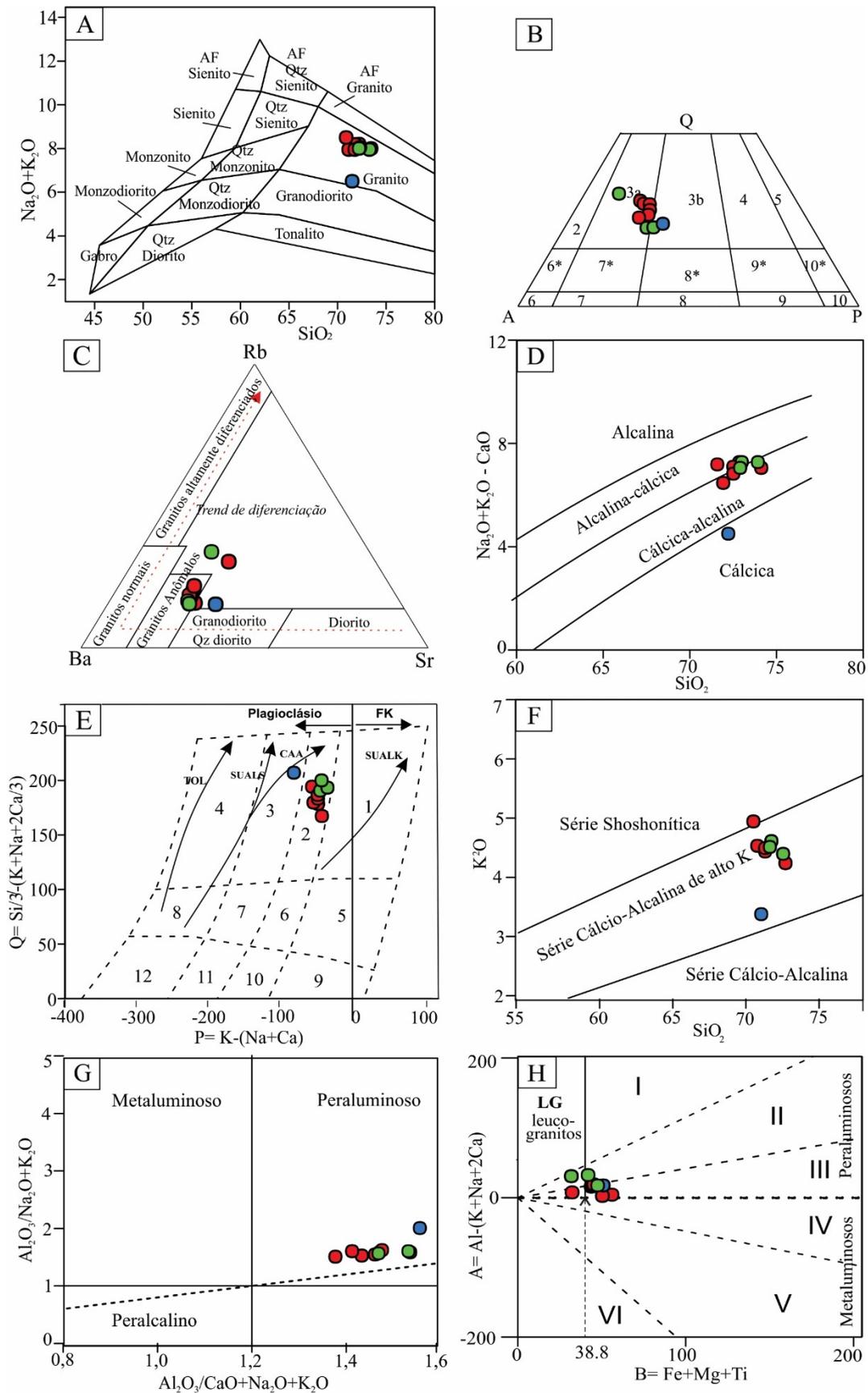
Na figura 12C é observada uma distribuição levemente negativa com o acréscimo acentuado da  $\text{SiO}_2$ . Os teores no diagrama de bário (Ba) versus  $\text{SiO}_2$ , evidenciam a forte correlação deste elemento com o Ca do plagioclásio ácido-intermediário. Portanto, sugere-se a evolução dos litotipos a partir do fracionamento magmático envolvendo principalmente o fracionamento do feldspato e, conseqüentemente para as rochas mais diferenciadas, um aumento de feldspato potássico a partir da segregação e leve redução em plagioclásio, portanto, com um empobrecimento de Ba do líquido magmático, disponível para as fases mais diferenciadas.

Os teores no diagrama de zircônio (Zr) versus  $\text{SiO}_2$ , observado na figura 12D, mostram no geral uma distribuição negativa para as fácies mais diferenciadas. Estes teores relativamente baixos de zircônio sugerem forte grau de fracionamento da evolução magmática e, portanto, um fraco fracionamento simultâneo de titanomagnetita, ilmenita e zircão no processo de evolução do líquido residual magmático.

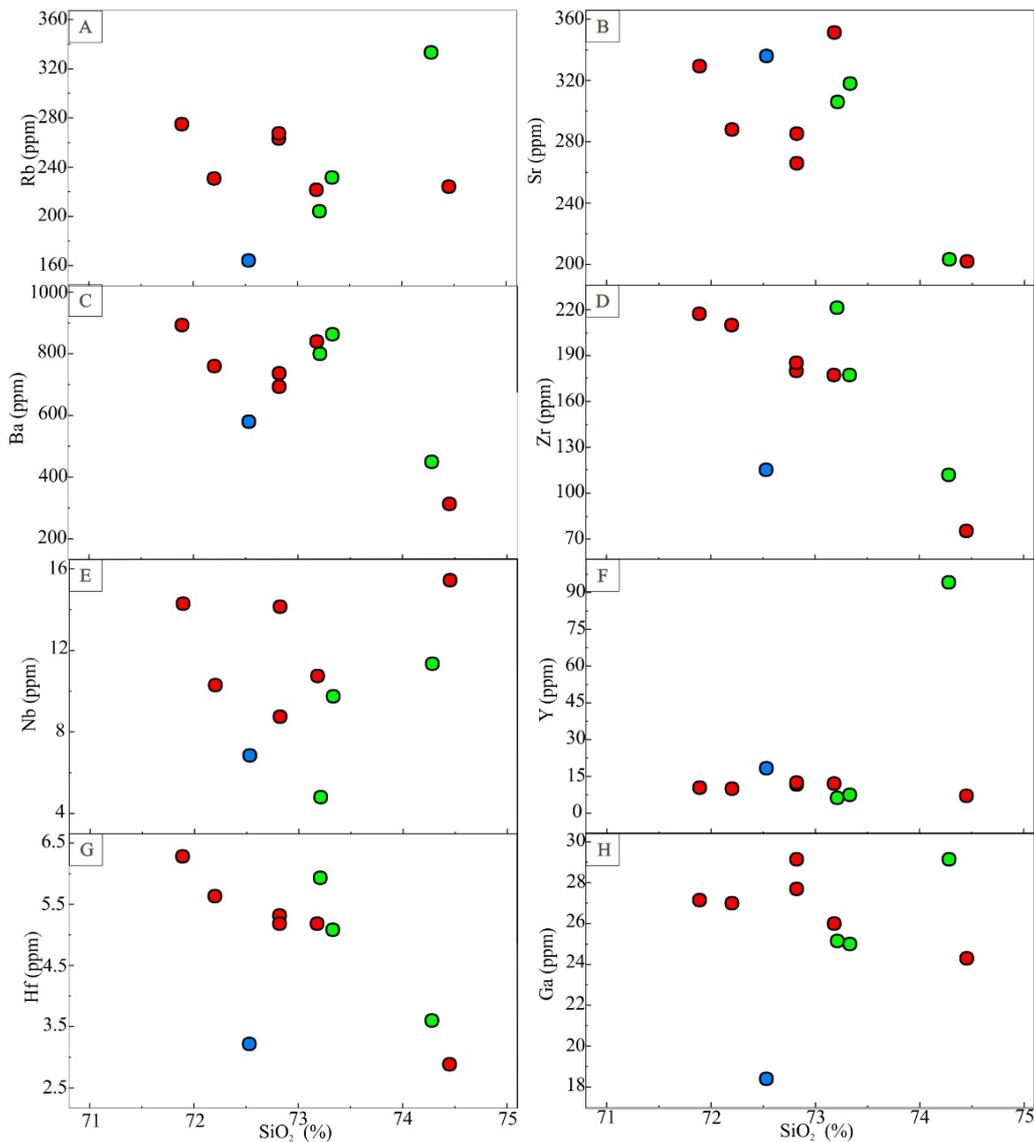
Os valores observados no diagrama de nióbio (Nb) versus  $\text{SiO}_2$ , da figura 12E, mostram teores relativamente baixos, apresentando a disposição das amostras com um leve aumento em relação ao crescente valores de  $\text{SiO}_2$ .

Os valores no diagrama de ítrio (Y) versus  $\text{SiO}_2$ , da figura 12F, mostram que o conjunto varia pouco no conjunto das rochas.

Os valores de Háfio (Hf) versus  $\text{SiO}_2$ , na figura 12G, apresentam pequeno decréscimo em teor nas fácies mais diferenciadas, além de mostrarem um leve aumento com os crescentes valores de sílica. Os valores observados de gálio



**Figura 11-** Diagramas geoquímicos de classificação das amostras graníticas do *Stock Pilar do Sul*. (A) Middlemost (1985); (B) Lameyre & Bowden (1982) (3b- monzogranitos); (C) El Bouseily & El Sökkary (1975); (D) Frost et al. (2001); (E) Debon et al. (1988) 1- sienogranito; 2- monzogranito, 3- granodiorito. TOL= toleítica, CAA= cálcico-alcalina, SUBALS= subalcalina sódica, SUBALK= subalcalina potássica; (F) Taylor (1976); (G) Maniar & Picolli (1989); (H) Debon & Le Fort (1983) LG- leucogranitos peraluminosos; rochas graníticas do campo I– muscovita > biotita; do campo II– biotita > muscovita; do campo III– biotita e do campo IV– biotita + hornblenda.



**Figura 12** - Diagramas binários para elementos traços das rochas graníticas do *Stock Pilar do Sul*.

(Ga) *versus* SiO<sub>2</sub>, na figura 12H, apresentam correlação negativa com o crescente aumento de SiO<sub>2</sub>. Estes valores estão correlacionados à diminuição de minerais ferromagnesianos e consequente dificuldade de assimilação desses elementos por minerais magmáticos mais fracionados.

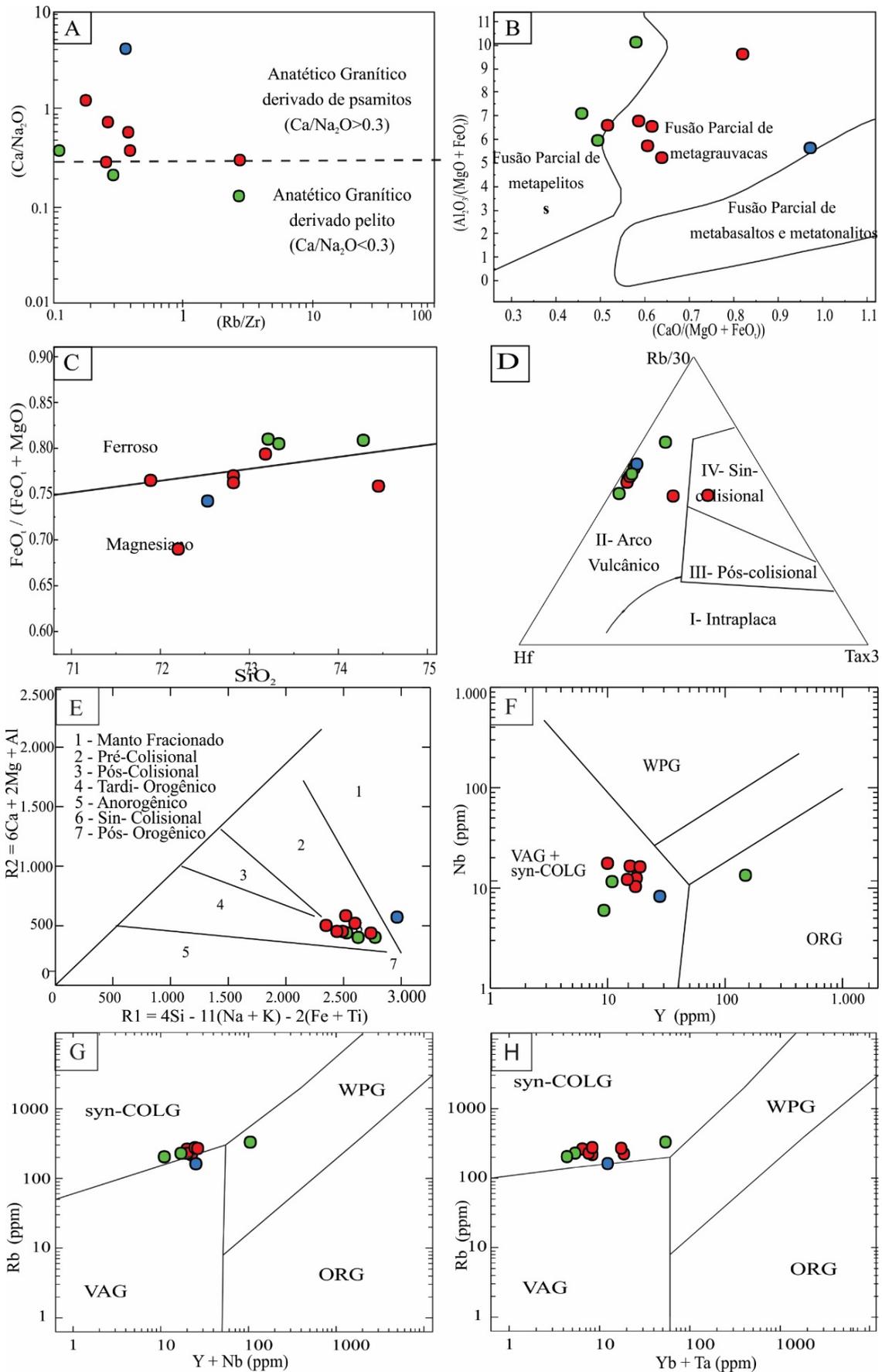
A fim de tentar correlacionar estes leucogranitos e granitos duas micas tipo S, a um tipo particular de rocha protólito do conjunto de litotipos dominantes sedimentares das quais se originaram, as composições químicas, foram comparadas com aquelas de diferentes fundidos experimentais que podem ser visualizados nos gráficos das figuras 13A e B.

Para o conjunto de amostras plotadas no diagrama de Liu et al. (2003) da figura 13A, que apresenta as razões de Rb/Sr *versus* CaO/Na<sub>2</sub>O, o protólito proposto para origem por fusão parcial são rochas sedimentares de composição psamítica, ou seja, mais enriquecidas em sílica.

No diagrama de Altherr et al. (2000), visto na figura 13B, observa-se que as razões de altos valores molares CaO/(MgO+FeO<sup>l</sup>) indicam que foram derivados da fusão parcial de metagrauvacas, mantendo as relações ainda para rocha pretérita, de elevada sílica e baixos valores de magnésio + ferro, razão da baixa porcentagem de biotita presente na maioria das litologias.

No diagrama de Frost et al. (2001), visto na figura 13C, a partir das razões de FeO<sub>t</sub>/(FeO<sub>t</sub> + MgO) *versus* SiO<sub>2</sub>, as rochas graníticas podem ser correlacionadas na transição entre granito ferroso a magnésiano.

Nos diagramas de caracterização de ambiente geotectônico pode-se observar no diagrama triangular de Rb/30 *versus* Hf *versus* Tax3 da figura 13D de Harris et al. (1986), que as amostras se posicionam predominantemente no campo de granitos crustais associados a arco vulcânico continental.



**Figura 13** - Diagramas geoquímicos das rocha graníticas *Stock Pilar* do Sul. Composicionais do protólito sedimentar A) Liu et al. (2003); B) Altherr et al. (2000); C) Frost et al. (2001); Diagramas de ambientes tectônicos para elementos traços D) Harris et al. (1986); E) Batchelor & Bowden (1985); F, G, H) Pearce et al. (1984) - Granitoide sin-colisional (Syn-COLG); Granitoide de arco vulcânico (VAG); Granitoide intraplaca (WPG); Granitoides de cadeias oceânicas (ORG).

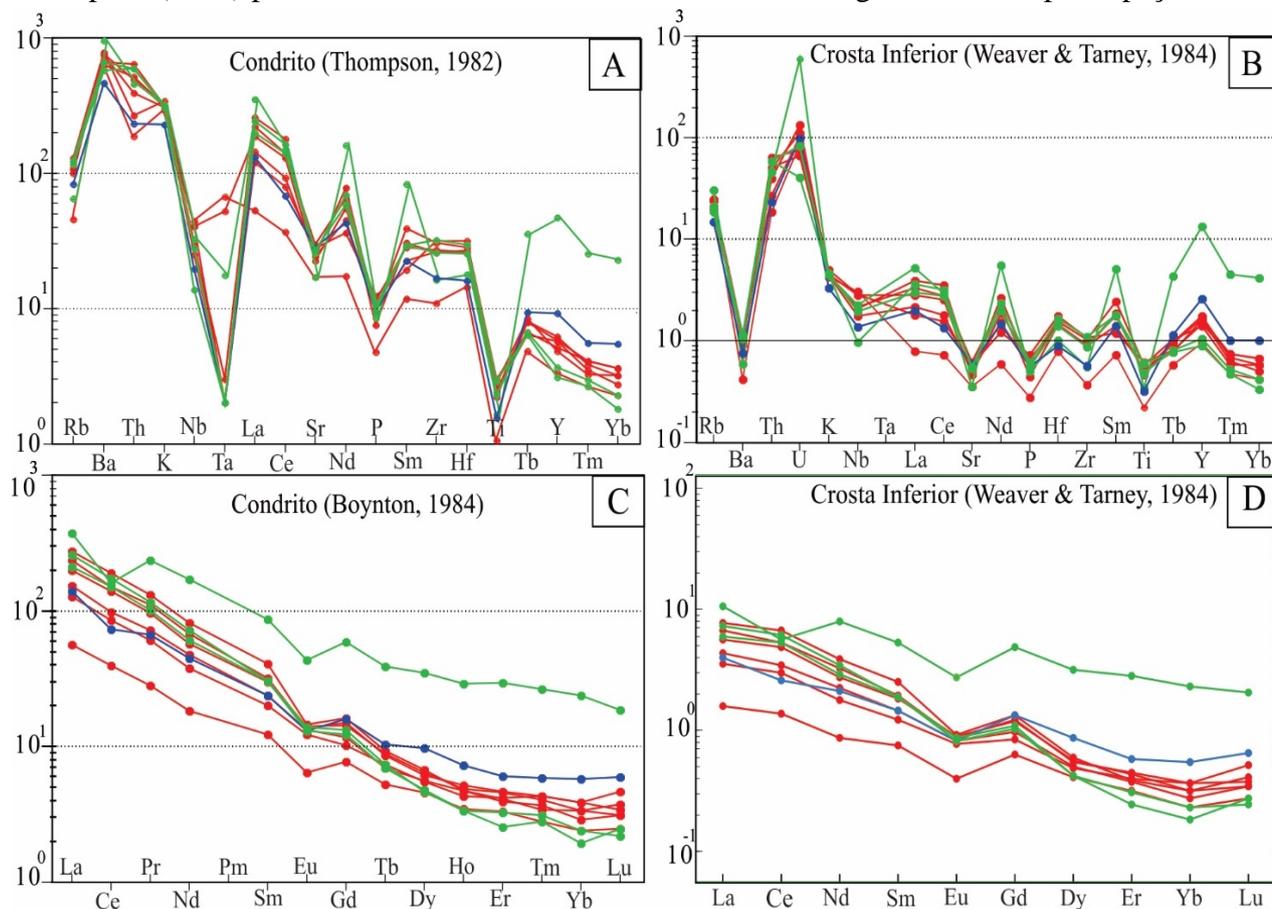
No diagrama de Batchelor & Bowden (1985) da figura 13E, de classificação R1 *versus* R2, as amostras são classificadas pertencendo um evento magmático sin-colisional.

Nos diagramas propostos por Pearce et al. (1984) das figuras 13F, G, H de (Nb *versus* Y), (Rb *versus* Y + Nb) e (Rb *versus* Yb + Ta.), os litotipos analisados apresentam padrões relacionados à geração de magma em ambientes sin-colisionais, associada à evolução de arco vulcânico continental.

No diagrama multielementar os elementos traços estão normalizados segundo os valores de Thompson (1982) para os meteoritos condríticos

(Figura 14A), as amostras graníticas analisadas apresentam forte anomalias negativa de Rb, Nb, Ta e Ti.

No diagrama multielementar os elementos traços normalizados segundo os valores da crosta inferior proposto por Weaver & Tarney (1984) observado na figura 14B, as amostras graníticas analisadas apresentam um forte empobrecimento dos elementos litófilos de grande raio iônico (LILE), com anomalias negativa de Rb, Ba, K e Sr, em relação aos elementos terras raras leves (LREE), além de anomalias negativas de P, Zr, Ti. Pode-se observar altos valores de Th e U, podendo indicar um magma com forte participação crustal.



**Figura 14** - Diagramas de multielementos incompatíveis e elementos terra raras para as amostras graníticas do *Stock Pilar* do Sul. Elementos incompatíveis normalizados: A) Valores para meteoritos condríticos de Thompson (1982) e B) Valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984). Elementos terras raras normalizados: C) Valores dos meteoritos condríticos de Boynton (1984) e D) Valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984).

As rochas graníticas do *Stock Pilar* do Sul no estudo de Elementos Terras Raras (ETR) foram normalizados a partir dos valores de meteoritos condríticos de Boynton (1984) e encontram-se descritos na figura 14C e o padrão geral de distribuição dos elementos terras raras no diagrama de Weaver & Tarney (1984) na figura 14D.

Observa-se em ambos os diagramas um padrão de distribuição com valores no geral fortemente deplecionados, mas muito similar

entre as litologias analisadas, apresentando-se paralelizados e assimétricos. Os padrões observados são uniformes para todo conjunto de amostras, o que indica a fusão parcial de uma fonte composicionalmente homogênea e associa-se processo de fracionamento magmático na evolução do conjunto magmático.

O padrão é definido por um de enriquecimento dos teores dos Elementos Terras Raras Leves (ETRL) em relação aos teores dos Ele-

mentos Terras Raras Pesados (ELTP), com pequenos valores crescentes de ETR, para as rochas mais diferenciadas e uma destacada depleção nos valores de európio - Eu

O enriquecimento de Elementos de Terras Raras (ETR) é caracterizado pelos valores médios de  $[La/Yb=52,12]_N$ , apresentando os maiores

valores médios de  $Eu= 42,11$  com anomalia negativa para Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,39]_N$ . Os dados mostram assimetria a partir de um enriquecimento relativo, entre a média dos Elementos Terras Raras Leves ETRL  $[Ce/Sm]_N=3,86$ , comparado com empobrecimento dos elementos terra raras pesadas ETRP  $[Gd/Yb]_N=3,11$ .

## CONCLUSÕES

A região de ocorrência do *stock* está inserida no Bloco Cotia, no Terreno Apiaí e a área é constituída principalmente por rochas neoproterozoicas da unidade metavulcanossedimentar do Grupo Votuverava do Supergrupo Açungui e as rochas intrusivas de composição graníticas dos *stocks* Pilar do Sul e Serra dos Lopes, constituem corpos satélites mais diferenciados relacionadas à evolução da granitogênese do Batólito Granítico Agudos Grandes.

O corpo granítico apresenta formato alongado com cerca de 35 km<sup>2</sup>, disposto segundo a direção geral NE-SW, imposta pela deformação da Zona de Cisalhamento Taxaquara. As rochas apresentam coloração predominantemente rósea e localmente cinza e são constituídas predominantemente por litotipos plutônicos hololeucocráticos de composição sieno- a monzogranítica de granulação média a grossa, equi- a inequigranulares a levemente porfiríticas e isotrópicas a localmente anisotrópicas.

As rochas ígneas são constituídas por três variedades de fácies definidas por monzogranito cinza com biotita e muscovita, muscovita sienogranito róseo com biotita e sienogranito róseo com biotita e muscovita, além de pegmatitos e aplitos.

A mineralogia é constituída por: quartzo, microclínio, oligoclásio/andesina, biotita (siderofilita), muscovita, rara granada (almandina) e turmalina.

Minerais acessórios caracterizados por apatita, rutilo, allanita, zircão e minerais opacos e minerais de alterações por clorita, sericita/muscovita, epidoto, calcita, fluorita, topázio, leucoxênio, hidróxido de ferro e argilominerais).

O estágio hidrotermal é frequente, sendo expressivas as rochas metassomáticas a partir de processos de alteração tardi- a pós-magmáticos superimpostos caracterizados por uma forte albiti-

zação, cloritização, epidotização, saussuritização, muscovitização, sericitização e caulinitização, além de *greisens* muscovíticos associados.

As análises litogeoquímicas caracterizam as rochas do *stock* como pertencentes a um agrupamento granítico com valores elevados de sílica, entre de 71 a 75% portanto, evoluídos e diferenciados.

É constituído por variedade de leucogranitos e granito a duas micas, ambos apresentando caráter peraluminoso, alto potássio a shoshonítico e com assinatura de granito tipo S, gerados em ambiente sin-colisional de arco vulcânico continental.

Estas rochas graníticas apresentam como protólitos a fusão parcial de rochas de composição psamítica e/ou a partir de grauvascas.

As amostras graníticas evidenciam um forte empobrecimento dos elementos litófilos de grande raio iônico (LILE), com anomalias negativa de Rb, Ba, K e Sr, além de anomalias negativas de P, Zr, Ti. Pode-se observar altos valores de Th e U, podendo indicar um magma com forte participação crustal.

Os elementos terras raras apresentam valores de distribuição no geral fortemente deplecionados, mas muito similares e uniformes entre as litologias analisadas, apresentando-se paralelizados e assimétrico, o que indica a fusão parcial de uma fonte composicionalmente homogênea e associa-se processo de fracionamento magmático na evolução do conjunto magmático.

O magmatismo granítico é gerado pela fusão crustal parcial de rochas metassedimentares em níveis crustais profundos e encontram-se associados a estruturas transtensivas da Zona de Cisalhamento Taxaquara, que é resultado final da estabilização do Terreno Apiaí e final do evento colisional da Orogênese Ribeira.

## AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq pelo apoio à pesquisa (Proc. n<sup>o</sup>: 304614/2017-3 e 127532/2022-6).

## REFERÊNCIAS

- ALGARTE, J.P.; MARTINS, A.J.M.; MORGENTHAU, A.; DAITX, E.C.; ANDRADE Jr, F.S.; BATOLLA Jr, F.; FERREIRA, F.J.F.; PINTO, G.G.; CUNHA, H.C.S.; DRUMOND, J.B.V.; RODRIGUES, J.C.; YAMAMOTO, K.; KAEFER, L.Q.; CHIEREGATI, L.A.; PINHO FILHO, W.D.; ADDAS, W. **Projeto Sudeste do Estado de São Paulo**. Relatório Final. São Paulo: DNP/CPRM, 1973.
- ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro: **Boletim DNP/CPRM**, v. 241, 38 p., 1967.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, 1977, Campina Grande. **Anais...**Campina Grande: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977, p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S.; BISTRICH, C.A. **Mapa Geológico do estado de São Paulo em escala 1:500.000**. Nota explicativa. São Paulo, IPT, Monografias 6, v. 1, 126 p., 1981.
- ALTHERR, R.; HOLL, A.; HEGNER, E.; LANGER, C.; KREUZER, H. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). **Lithos**, v. 50, P. 51–73, 2000.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; KAULFUSS, G.A.; CORDEIRO, H.; NUTMAN, A.; SATO, K.; CURY, L.F.; PRAZERES FILHO, H.J.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.; REIS NETO, J.M.; WEBER, W. "Geochronology and isotope geochemistry of Votuverava and Perai Mesoproterozoic Basins, Southern Ribeira Belt, Brazil". In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY (Short Papers), IV, 2003, São Paulo. **Expanded Abstract...**São Paulo: USP-IG, 2003.
- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v. 48, n. 1, p. 43-55, 1985.
- BETTENCOURT, I.; FULFARO, V.J.; GIRARDI, V.A.V.; PETRI, S. Geologia da Folha de Capão Bonito, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, 1971, São Paulo. **Boletim de Resumos...**São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1971, p. 94.
- BISTRICH, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L.; CAMPANHA, G.A.C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P.; MELO, M.S.; CREMINI, O.A. **Mapa geológico do Estado de São Paulo em 1: 500.000**. IPT/Pró-Minério, São Paulo, v. 2, 1981.
- BOYNTON, W.V. Geochemistry of the rare Earth elements: meteorite studies. In: HENDERSEN, P. (Org.). **Rare earth element geochemistry**. Elsevier Amsterdam, p. 63- 114, 1984
- BRAGHIN, M.A. **Utilização das logicas Booleana e Fuzzy para análise metalogenética na Folha Pilar do Sul (SP) via sistema de informações geográficas**. Campinas, 1998. 122 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de Campinas.
- CAMPANHA, G.A.C. **Tectônica Proterozoica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná**. São Paulo, 1991. 296 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo.
- CAMPANHA, G.A.C. **O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira**. São Paulo, 2002. 105 p. Tese (Livro-Docência), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- CAMPANHA, G.A.C. & SADOWSKI, G.R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiá Domain). **Precambrian Research**, v. 98, p. 31-51, 1999.
- CAMPANHA, G.A.C.; FALEIROS, F.M.; BASEI, M.A.S.; TASSINARI, C.C.G.; NUTMAN, A.P.; VASCONCELOS, P.M. Geochemistry and age of mafic rocks from the Votuverava Group, southern Ribeira Belt, Brazil: Evidence for 1490 Ma oceanic back-arc magmatism. **Precambrian Research**, v. 266, p. 530–550, 2015.
- CAMPOS NETO, M.C.; BERGMANN, M.; SIGA Jr, O.; FIGUEIREDO, M.C.F.L. **Geologia da Folha Pilar do Sul, escala 1:25.000**. Convênio Instituto de Geociências, USP/PRÓ-MINÉRIO, Relatório Final, v. 1, 143 p., 1990.
- CHIEREGATI, L.A.; SILVA, A.A.G.P.; OSTAFIUC, G.B.; MOTA FILHO, J.; ALEGRI, V.; SILVA, V.A.; SILVA, M.E.; FRANCISCONI, Ó.; YAMATO, A.A.; ALGARTE, J.P.; CÓ, A.E O.; MINORELLI, D.; GOUVEIA, J.C.; SHIMAMOTO, R.Y. **Projeto Integração Geológica da Região Metropolitana de São Paulo. Relatório de Integração Geológica**. Relatório Final. São Paulo: CPRM, 1991.
- CPRM-Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. **Projeto Agudos Grandes: relatório preliminar de pesquisa**, DNP n° 820.802/85. São Paulo: CPRM, 29 p., 1989.
- CORDANI, U.G. & BITTENCOURT, J. Estudo geocronológico no grupo Açungui. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 26, p. 58-59, 1967.
- CORDANI, U.G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; BASEI, M.A.S. Crustal evolution of the South American platform. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds.) **Tectonic evolution of South America**, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2000, p. 19- 40.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **Rock forming minerals**. Londres, Longman, 558 p., 1963.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. **An introduction to the rock-forming minerals**. Harlow, Essex, England: New York, NY: Longman Scientific & Technical, 696 p., 1992.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1997. **Rock-forming minerals - Orthosilicates**. v. 1A. The Geological Society (2 ed.), 919 p.
- DEBON, F. & LE FORT, P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences**, v. 73, n. 1, p. 135-149, 1983.
- DEBON, F.; LE FORT, P.; SABATÉ, P. Uma classificação química-mineralógica das rochas plutônicas comuns e suas associações, método e aplicações. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 18, n. 2, p. 122-133, 1988.
- EL BOUSEILY, A.M. & EL SOKKARY, A.A. The Relation between Rb, Ba and Sr in Granitic Rocks. **Chemical Geology**, v. 16, n. 1, p. 207-219, 1975.
- FALEIROS, F.M. **Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR)**. São Paulo, 306 p., 2008. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências- Universidade de São Paulo.
- FERREIRA, F.J.F.; JANASI, V.A.; VLACH, S.R.F. Comportamento aerogamaespectrométrico e aeromagnetométrico dos principais granitóides de parte dos Domínios Embu e São Roque, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Pedro. 1991. **Atas...**São Pedro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991, p. 149 - 150.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; CAMPOS NETO, M.C.; BERGMANN, M. Geoquímica de granitóides e metabasitos de Pilar do Sul, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, **Boletim Resumos Expandidos...**São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1992, v. 2, p. 76-77
- FIORI, A.P. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui, PR. **Boletim IG-USP. Série Científica**, v. 23, p. 55-74, 1992.
- FIORI, A.P. Evolução geológica da bacia Açungui. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 42, p. 7-27, 1994.
- FROST, B.R.; BARNES, C.G.; COLLINS, W.J.; ARCULUS, R.J.; ELLIS, D.J.; FROST, C.D.A. Geochemical Classification for Granitic Rocks. **Journal of Petrology**, v. 42, n. 11, p. 2033-2048, 2001.

- GODOY, A.M. **Caracterização Faciológica, Petrográfica e Geoquímica dos Maciços Sorocaba e São Francisco, SP.** São Paulo, 1989. 221 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências-Universidade de São Paulo.
- GODOY, A.M. **Estudos Geológicos das Rochas Granitoides e Metamórficas e suas Aplicações como Rochas Ornamentais e de Revestimento.** Rio Claro, 2003. 243 p. Tese (Livro Docência), Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista
- HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; SCHUMUS, W.R.V.; FETTER, A. Terrenos exóticos na Faixa Ribeira, sim ou não ?. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, VI, 1997, **Atas...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 69 - 71, 1997
- HARKER, A. **The Natural History of Igneous Rocks.** London, Methuen, 384 p., 1909.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: COWARD, M.P., RIES, A.C. (Eds.). **Collision Tectonics.** Geological Society of London, Special Paper, v. 19, p. 115-158, 1986
- HASUI, Y. **Tectônica da área das Folhas de São Paulo e Pilar do Sul, São Paulo.** São Paulo. 1973. 190 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- HASUI, Y. A grande Colisão Pré-Cambriana do Sudeste brasileiro e a Estruturação Regional. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 29, n. 2, p. 141-169, 2010.
- HASUI, Y. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F.F.M.A.; BARTORELLI, A. (Org.) **Geologia do Brasil.** São Paulo, Beca, p. 331- 372, 2012.
- HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. Evolução Geológica do pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 6, p. 182 – 200, 1976.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. Província Mantiqueira. Setor Central. In: ALMEIDA, F.F. & HASUI, Y. (Eds). **O Pré-Cambriano do Brasil.** São Paulo, p. 308-344, 1984.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. The Ribeira folder Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, n. 4, p. 257-266, 1975.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. Os Granitos e Granitoides da Região de Dobramentos Sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978, Recife. **Anais...** Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978, p. 2579-2593
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JÚNIOR, O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.D.; KAWASHITA, K. Datasões Rb-Sr e K-Ar do centro-norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, 1980. **Anais...** Balneário de Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980, v. 5, p. 2659-2667.
- HEILBRON, M.; SOARES, A.C.P.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. Província Mantiqueira. In: **Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo, Ed. DECA, 2004, p. 203-234.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S.; MACHADO, N.A. Orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 249-266, 1995.
- HENNIES, W.T.; HASUI, Y.; PENALVA, F. O Falhamento Transcorrente de Taxaquara. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 21, 1967, Curitiba. **Anais...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1967. p. 159-168
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Folha Topográfica Pilar do Sul (SP) em escala 1:50.000 (SF-23-Y-C-IV-4).** Biblioteca do IBGE, 1 ed., 1970.
- IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. **Geologia da Folha Pilar do Sul (SF-23-Y-C-IV-4) - Estado de São Paulo:** DMGA/IPT (Relatório 19.427). 128 p., 1983.
- IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. **Avaliação da potencialidade mineral na área de Pilar do Sul, São Paulo,** IPT, 120 p., 1990.
- MANIAR, P.D. & PICOLLI, P.M. Tectonic Discrimination of Granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, v. 101, p. 635-643, 1989.
- MIDDLEMOST, E.A.K. **Magma and magmatic rocks: An Introduction to Igneous Petrology.** Longman, 266 p., 1985
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, n. 1, p. 956-983, 1984.
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. Late Proterozoic granitoid magmatism in the State of São Paulo, southeastern Brazil. **Precambrian Research**, v. 51, p. 351-374, 1991.
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. Inventário Bibliográfico de Granitos do Estado de São Paulo. **Boletim Instituto de Geociências.** Publicação Especial, v. 11, 253 p. 1992.
- JANASI, V.A.; VASCONCELOS, A.C.B.C.; VLACH, S.R.F.; MOTIDOME, M.J. Granitoides da região entre as cidades de São Paulo e Piedade (SP): faciologia e contexto tectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Anais...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990, v. 4, p. 1925-1935.
- JANASI, V.A.; LEITE, R.J.; ULBRICH, H.H.G.J. Diversidade do magmatismo granítico tardi-brasiliano na região de piedade, SP: aspectos petrográficos e geoquímicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1995, Balneário de Camboriú. **Anais...** Balneário de Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994, p. 131- 133.
- JANASI, V.A.; LEITE, R.J.; VAN SCHMUS, W.R. U-Pb chronostratigraphic of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo, Brazil) - implications for 142 the evolution of the Ribeira Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 363-376, 2001.
- KRETZ, R. Symbols for rock-forming minerals. **American mineralogist**, v. 68, n. 1-2, p. 277-279, 1983.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. Plutonic rock types series: Discrimination of various granitoids series and related rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 14, n. 1-2, p. 169-186, 1982.
- LEITE, R.J. **Geologia, petrografia e geoquímica dos granitoides da região de Piedade, SP.** São Paulo, 138 p. Tese (Mestrado). Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 138 p., 1997.
- LEITE, R.J. **Petrogênese e geocronologia U-Pb do magmatismo granítico tardi a pós-orogênico no Batólito Agudos Grandes-SP.** São Paulo, 2003. 218 p. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- LEITE, J.Jr.; HEAMAN, L.M.; JANASI, V.A.; MARTINS, L.; CREASER, R.A. The late- to pos-orogenic transition in the Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith (Apiá Domain, SE Brazil): Constraints from geology, mineralogy, and U-Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 23, p. 193-212, 2007.
- LIU, B.X.; QI, Y.; WANG, W.; SIEBEL, W.; ZHU, X.Y.; NIE, H.; HE, J.F.; CHEN, F. Zircon U-Pb ages and O-Nd isotopic composition of basement rocks in the North Qinling Terrain, central China: evidence for provenance and evolution. **International Journal of Earth Sciences and Engineering**, v. 102, p. 2153-2173, 2013.
- RONDINELLI, D.; QUINTANILHA, J.A.; SILVEIRA, C.A.; MAYEAMA, O., BELJAVSKIS. P. Geoquímica regional da Folha Pilar do Sul - São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 2, Rio de Janeiro, 1989. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1989, p. 47-60.

- PERROTTA, M.M. **Potencial aurífero de uma região do Vale do Ribeira, São Paulo, estimado por modelagem de dados geológicos, geoquímicos e geofísicos num sistema de informações georreferenciadas.** São Paulo, 1996. 149 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- PERROTTA, M.; SALVADOR, E.D.; LOPES, R.C.; D'AGOSTINO, L.Z.; PERUFFO, N.; FOMES, S.D.; SACHS, L.L.B.; MEIRA, V.T.; GARCIA, M.G.M.; LACERDA FILHO, J.V. **Mapa geológico do Estado de São Paulo, 1:750.000.** Programa Geologia do Brasil, CPRM, São Paulo, 2005.
- SILVA, P.C.F. Tectônica Rúptil da Região entre Pilar do Sul e Votorantim, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 28, v. 4, p. 485-494, 1998.
- SILVA, A.T.S.F.; FRANCISCONI, O.; GODOY, A.M.; BATOLLA Jr, F. **Projeto integração e detalhe geológico no vale do Ribeira: Relatório Final de integração geológica.** São Paulo: DNPM/CPRM, 1981.
- SPEER, J.A. Micas in igneous rocks. In: BAILEY S.W. (eds.) **Micas. Review in Mineralogy**, 13, Washington, Mineralogical Society of America, p. 299-356, 1984.
- STEIN, D.P. **Esboço da geologia pré-Cambriana da Folha pilar do Sul, SP. SF.23-Y-C-IV-4.** São Paulo, 1984. 179 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências- Universidade de São Paulo.
- STEIN, D.P.; CAMPANHA, G.A.C; FERNANDES, L.A. A Formação Perau na região de Pilar do Sul, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. **Anais...Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia**, 1986, v. 2, p. 919-930.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. **Earth-Science Reviews**, v. 12, p. 1-33, 1976.
- TAYLOR, W.P. Intrusion and differentiation of granitic magma at high level in the crust: The Puscao Pluton, Lima Province, Peru. **Journal of Petrology**, v. 17, n. 2, 194-218, 1976.
- TASSINARI, C.C.G. **As Idades das Rochas e dos Eventos Metamórficos da Porção SE do Estado de São Paulo e sua Evolução Crustal.** São Paulo, 1988. 236 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.
- TASSINARI, C.C.G.; BARBOUR, A.P.; DAITX, E.C.; SATO, K. Aplicação dos isótopos de Pb-Sr na determinação da natureza das fontes das mineralizações de chumbo do Vale do Ribeira - SP e PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal, 1990. **Anais...Natal: Sociedade Brasileira de Geologia**, n. 3, p. 1254-1266, 1990.
- THOMPSON, R.N. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. **Journal of Geology**, v. 18, n. 1, p. 49- 107, 1982.
- TISCHENDORF, G.; RIEDER, M.; GOTTESMANN, B.; GUIDOTTI, C.V. A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. **Mineralogical Magazine**, v. 68, p. 649-667, 2004.
- TISCHENDORF, G.; FÖRSTER, H.J.; GOTTESMANN, B.; RIEDER, M. True and brittle micas: composition and solid-solution series. **Mineralogical Magazine**, v. 71, p. 285-320, 2007.
- VLACH, S.R.F.; JANASI, V.A.; VASCONCELLOS, A.C.B.C. The Itú Belt: associated calc alkaline and aluminous a-type late Brasiliano granitoids in the states of São Paulo and Paraná, southern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Anais...Natal: Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 4, p. 1700-1711, 1990.
- WEAVER, B. & TARNEY, J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. **Nature**, v. 310, n. 1, p. 575-577, 1984.

*Submetido em 19 de fevereiro de 2024  
Aceito para publicação em 15 de março de 2024*