

# GEOLOGIA E LITOGEOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANÍTICAS DO MACIÇO CAPÃO BONITO E O CONTEXTO GEOLÓGICO DA SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR AÇUNGUI

Thiago Motta BOLONINI <sup>1</sup>, Antonio Misson GODOY <sup>2</sup>, Lara Cínthia Arndt SAAR <sup>1</sup>

- (1) Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Av. 24A, 1515, Bela Vista, CEP 13.506-900. Rio Claro, SP. Endereço Eletrônico: thiagotro@gmail.com, lara\_saar@yahoo.com.br  
(2) Departamento de Petrologia e Metalogenia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Av. 24A, 1515, Bela Vista, CEP 13.506-900. Rio Claro, SP. Endereço eletrônico: mgodoy@rc.unesp.br.

Introdução  
Geologia Regional  
Geologia Local  
    Unidades Litológicas  
    Caracterização Estrutural/Metamórfica  
Litogeoquímica  
Conclusões  
Agradecimentos  
Referências Bibliográficas

**RESUMO** - O Maciço Granítico Capão Bonito encontra-se associado à evolução da granitogênese neoproterozóica da Província Mantiqueira Central e localiza-se no sudeste do estado de São Paulo, intrusivo em rochas epimetamórficas do Grupo Açungui (Formação Votuverava) e em rochas do Complexo Granítico Três Córregos. As suas rochas afloram junto à borda da Bacia do Paraná e encontram-se parcialmente encobertas por rochas sedimentares do Grupo Itararé e por sedimentos recentes da Bacia do Paraná. Suas rochas estão distribuídas na forma de um corpo alongado e paralelo a direção NE-SW das principais zonas de cisalhamento. É constituído por sienogranitos vermelhos, holo- a leucocráticos com biotita e rara hornblenda, inequigranulares de granulação média a grossa a porfíricos e isotrópicos a levemente cataclásticos nas zonas marginais. São rochas pertencentes às séries cálcio-alcálicas alto potássio a shoshonítica ou às séries subalcalinas potássicas e caráter metaluminoso a peraluminoso. O magmatismo é compatível com os granitos do tipo A, tardi-orogênicos a anorogênicos de ambiente intraplaca, a partir da fusão de material da crosta inferior com *emplacement* associado à estrutura transtensiva correlacionada às zonas de cisalhamentos, em um ambiente extensional ao final do evento colisional da Orogênese Ribeira.

**Palavras-Chave:** Capão Bonito, granitos, petrografia, geoquímica.

**ABSTRACT** – The Capão Bonito Granitic Massif is associated to the granitogenesis evolution of the Mantiqueira Central Province and is situated in the southeast portion of the state São Paulo. It is intrusive in epimetamorphic rocks of Açungui Group, Votuverava Formation, and in rocks of the Três Corregos Granitic Complex. The chief outcrops are found close to the limits of the Paraná Basin and are partially hidden by sedimentary rocks of the Itararé Group and by recent sediments of that Basin. Their litotypes are distributed in the form of a prolonged body that is parallel general direction NE-SW associated to the main transcurrent shear zone. They it constituted by red sienogranites, holo to leucocratic with biotite and rare hornblende, inequigranular with medium to thick grains, porphyritic and isotropic to slightly cataclastic in the marginal zones. The Capão Bonito granitic rocks belong to a calc-alkaline suite that defines high-K calc-alkaline to shoshonitic potassic magmatism with dominant metaluminous to peraluminous types. The magmatism is compatible with A- type granite and other late-orogenic to anorogenic intraplaca ambient, with fusion in the lower crust and emplacement of the granite massif associated to the transtensive structures correlated to the shear zones in extensional ambient of the colisional event of the Ribeira Orogenesis.

**Keywords:** Capão Bonito, granites, petrography, geochemistry.

## INTRODUÇÃO

A área de estudo localiza-se na região sudeste do Estado de São Paulo e resulta do mapeamento geológico em escala 1: 25.000 (Bolonini, 2011). Compreende a área em que afloram as rochas do Maciço Granítico Capão Bonito e as rochas encaixantes, entre as coordenadas 48°35'44"-48°19'00" W e 24°1'00"-24°7'40" S que abrangem partes das

Folhas Topográficas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, em escala de 1: 50.000 de Capão Bonito e Guapiara.

A região é constituída pelas rochas encaixantes epimetamórficas mesoproterozóicas da sequência metavulcano-sedimentar do Grupo Açungui, a Formação Votuverava e pelas rochas intrusivas graníticas neoproterozóicas do

Complexo Três Córregos e do Maciço Granítico Capão Bonito, além de rochas sedimentares do Grupo Itararé, de rochas básicas e de sedimentos recentes associados aos litotipos da Bacia do Paraná (Almeida et al., 1981).

Os estudos apresentam o mapeamento geológico da região em que afloram as rochas do Maciço Capão Bonito e os aspectos da geologia, petrografia, estrutural e geoquímica das rochas do maciço. Este trabalho resulta da

integração inicial dos resultados obtidos inicialmente em Bolonini & Godoy (2010; 2011); Bolonini (2011); Bolonini et al. (2011), que não tiveram como enfoque o a individualização faciológica do maciço, mas apresentam resultados que propiciaram a identificação dos processos tectônicos e metamórficos que encontram-se associados a processos geradores deste magmatismo pós-colisional a anorogênico, relacionado ao final do evento colisional da Orogênese Ribeira.

## GEOLOGIA REGIONAL

A área insere-se na Província Mantiqueira Central (Almeida, 1967; Hasui & Oliveira, 1984), na região sul do Cinturão de Dobramentos Sudeste (Cordani et al., 2000). A Província Mantiqueira Central (Heilbron et al., 2004) é subdividida em grandes compartimentos geotectônicos que são construídos e justapostos a partir da movimentação relativa horizontal e vertical ao longo das zonas de cisalhamento regionais de direção NE-SW.

O Maciço Capão Bonito encontra-se inserido no Terreno Apiaí que é constituído pelas rochas metassedimentares mesoproterozóicas do Grupo Açungui (Fiori, 1990; Campanha 1991) composta na base pela unidade metavulcano-sedimentar da Formação Perau, seguida pela Formação Votuverava, Formação Águas Claras e Formação Itaiacoca e pelas rochas granitóides neoproterozóicas sin-colisionais do Complexo Três Córregos (Prazeres Filho et al., 2003).

Os primeiros trabalhos publicados desta região estão voltados para atividades de prospecção pelo Departamento Nacional de Pesquisa Mineral em 1934 e, em 1968, foi elaborado o mapeamento geológico da Folha Capão Bonito em escala 1: 100.000. Em 1972 a partir do convênio Departamento Nacional de Pesquisa Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais em escala 1: 10.000, contemplou-se os mapeamentos das áreas dos municípios do entorno de Capão Bonito.

Posteriormente, foi realizado o mapeamento geológico da Folha Capão Bonito em escala 1: 50.000 por Chiodi Filho et al. (1983), que apresentou o granito Capão Bonito

delimitado a norte pela falha de Capão Bonito, ao sul pela falha do Bairro dos Alves e a leste por uma faixa de quartzitos do Grupo Açungui.

Pequenas alterações na sua delimitação ocorrem nos mapas geológicos de integrações do estado de São Paulo em escala 1: 500.000 elaborado pelo Instituto de Pesquisa Tecnológica - IPT (Bistrichi et al., 1981; Almeida et al., 1981) e no mapa em escala 1: 750.000 elaborado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM, 2006).

Trabalhos de cunho genético dos granitóides pós-orogênicos a anorogênicos da Faixa de Dobramento Ribeira foram inicialmente propostos por Hasui et al. (1978), que individualizava os inúmeros corpos graníticos pós-tectônicos do estado de São Paulo.

No final do neoproterozóico teria ocorrido o alojamento da granitogênese pós-orogênica a anorogênica em níveis crustais mais rasos, representando o início da extensão crustal, associada à estruturação da Bacia do Paraná (Godoy, 1989; 2003).

Neste contexto, no pré-cambriano do estado de São Paulo ocorrem aproximadamente 12 corpos granitóides de natureza tardi a pós-orogênicos dispostos aproximadamente na borda atual da Bacia do Paraná e constituem em parte o Cinturão Granitóide Rapakivi Itu definido por Vlach et al. (1990) ou a Província Rapakivi Itu definida por Wernick et al. (1993; 1997).

Durante o evento magmático neoproterozóico ocorreria um processo colisional (NW-SE), seguido aos alojamentos do magmatismo cálcio-alcalino a alcalino pós-

orogênico a anorogênico (Godoy, 1989) e, ao final, um processo de escape tectônico com reativações de inúmeras zonas de cisalhamento transcorrentes que seriam responsáveis pela estruturação dos corpos graníticos definindo, assim, a atual compartimentação geotectônica na área.

Dentre os trabalhos geológicos de detalhe dos corpos graníticos desta província destacam-se os de Godoy (1989) e Galembeck (1991), que caracterizam os maiores corpos granitoides *rapakivi* tardi- a pós-tectônicos, os complexos Sorocaba, São Francisco e Itu, respectivamente.

Vlach et al. (1990) reconhece o Cinturão Itu constituído por dezenas de plutons e complexos granitoides tardi- a pós-orogênicos associados ao ciclo Brasileiro acompanhando a borda atual da Bacia do Paraná. Este conjunto magmático é subdividido em quatro associações de rochas, sendo que a unidade é caracterizada pelos *plutons* e batólitos compostos predominantemente por sienogranitos do tipo wiborgíticos Itu, São Francisco, Sguario e Campina do Veado.

Segundo Vlach et al. (1990) o Maciço Capão Bonito encontra-se em uma unidade indiferenciada, em função dos poucos dados petrográficos e geoquímicos existentes para a época. Atualmente, dados geológicos disponibilizados na literatura e a presença localizada de estruturas rapakivíticas permitem a sua correlação com a unidade do tipo *wiborgítica*.

Este agrupamento de corpos magmáticos, que inclui o Complexo Sorocaba (Godoy, 1989), foi denominado quimicamente por Wernick et al. (1997) como Província *Rapakivi* Itu. Wernick (1998; 2000) define o conjunto magmático de plutons e complexos granitoides tardi- a pós-orogênicos do Cinturão

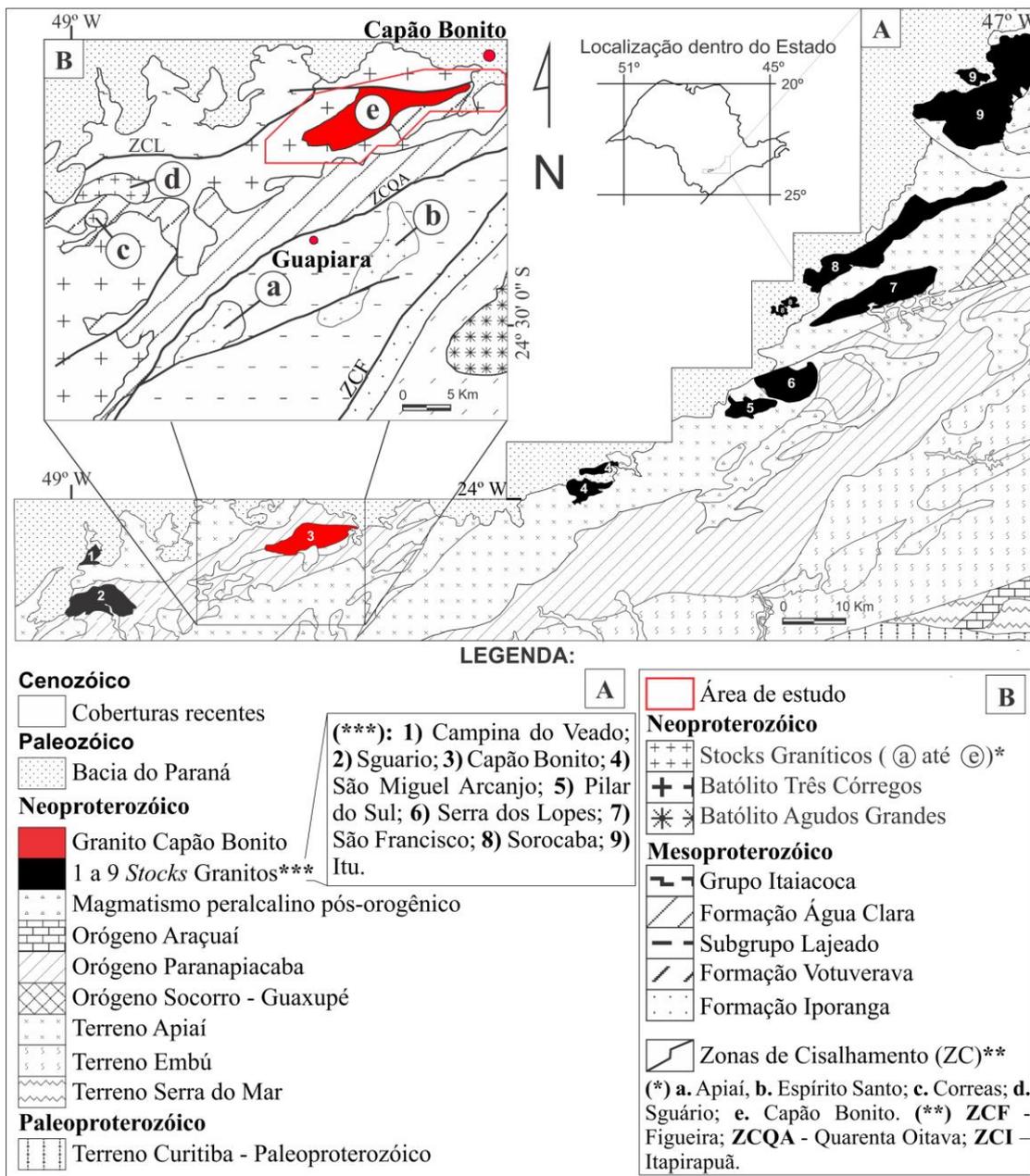
Itu (Vlach et al., 1990) associado à Faixa Ribeira como Sistema Pluriserial Magmático Ribeira e ao conjunto dos granitos anorogênicos *rapakivis* como constituinte do arco magmático de natureza *rapakivi* da Faixa Ribeira.

Segundo Prazeres Filho et al. (2003) o período pós-colisional anorogênico é marcado pela intrusão de plutons graníticos rasos, e inclui os corpos Capão Bonito e São Miguel Arcanjo à extensão da Província Granítica Itu (Figura 1).

Trabalho específico de geoquímica e geocronologia de Leite (2003) para a área do magmatismo pós-orogênico que ocorre associado às rochas sin-colisionais do Batólito Granítico Agudos Grandes, permite a definição de dois conjuntos de granitos apresentando afinidades geoquímicas com os granitos do tipo A.

Um conjunto é caracterizado pelos *plutons* São Miguel Arcanjo e Capão Bonito que apresentam para as rochas a idade de 585 Ma através do método U-Pb e valores fortemente negativos de  $\epsilon_{\text{Nd}}^{(t)}$  (-16), e altos valores  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial (entre 0,715 a 0,717), consistentes com a participação importante de uma fonte crustal antiga empobrecida e/ou evoluída para o magma parental e o outro conjunto mais jovens, com idade de 565 Ma, constituído pelos *plutons* fortemente alongados da Serra da Bateia e Serra da Queimada.

Quimicamente, características de granito tipo-I anorogênicos como propostos por Leite (2003) e Leite et al. (2007) encontram-se reforçadas nos trabalhos de Bolonini et al. (2011) e Salazar et al. (2011) para as rochas do Maciço Capão Bonito. Além destes trabalhos ressalta-se os de cunho geofísico realizados por Souza Júnior & Porsani (2003) e Porsani et al. (2005) em frentes de lavra da empresa “Somibras”.



**Figura 1.** A) Mapa do Pré-Cambriano do estado de São Paulo com a disposição dos principais corpos graníticos pós-orogênicos a anorogênicos. Mod. da CPRM (2003). B) Detalhamento das principais unidades geológicas no entorno do Maciço Capão Bonito. Mod. de Prazeres Filho et al. (2003).

## GEOLOGIA LOCAL

As rochas neoproterozóicas do Maciço Capão Bonito afloram junto à borda da Bacia do Paraná e distribuem-se em um corpo alongado segundo a direção geral NE-SW, paralela a direção das principais zonas de cisalhamento.

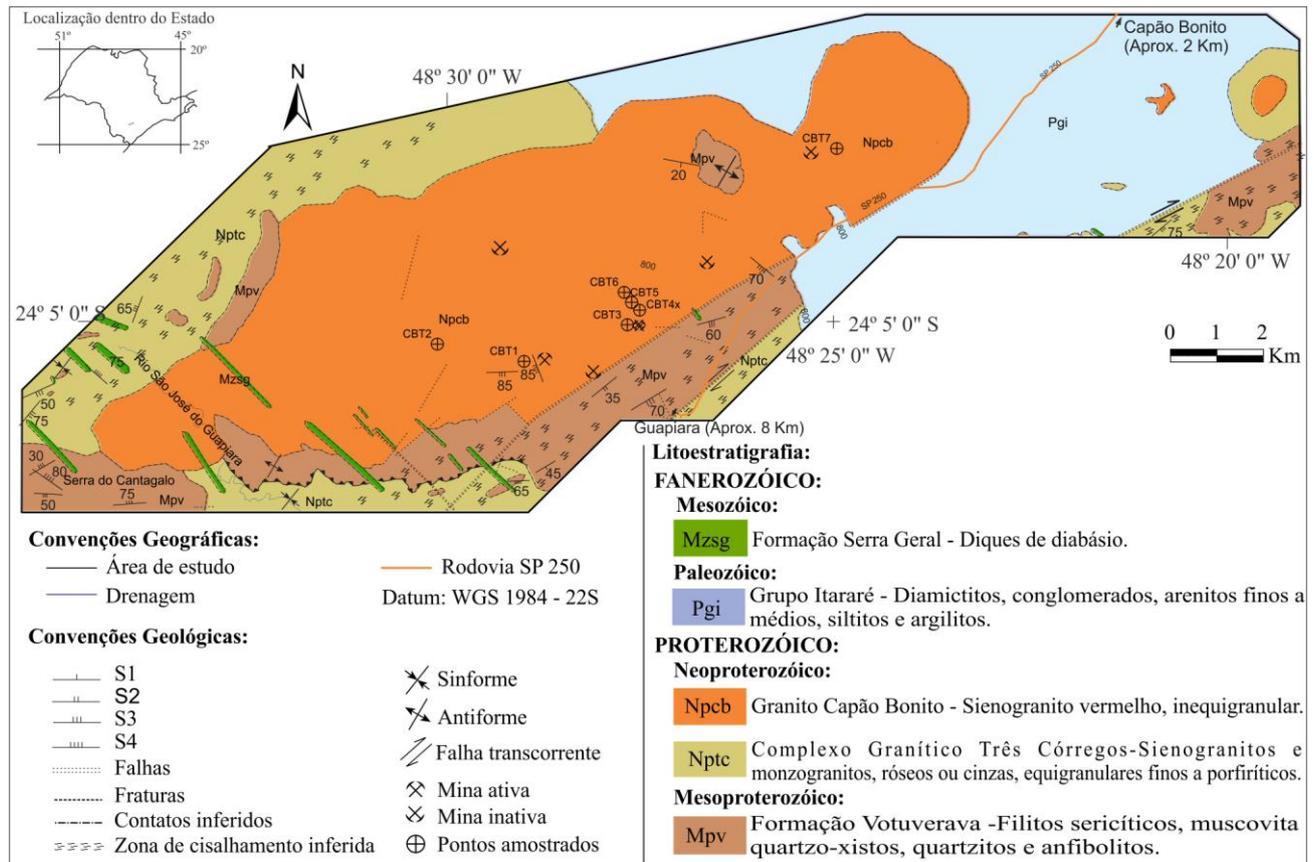
O corpo principal apresenta comprimento de 20 km e largura média de 5,5 km, perfazendo uma área aproximada de 110 km<sup>2</sup>. No extremo NE da área estudada ocorrem

pequenas exposições destas rochas, parcialmente encobertas por sedimentos recentes.

Os granitos são intrusivos em rochas de idade mesoproterozóica do Grupo Açungui, representado na área principalmente pela Formação Votuverava que é constituída predominantemente por filitos, muscovita xistos, quartzitos e mais raramente por metabásicas e em biotita sieno- a monzogranitos porfiríticos

róseos a cinzas neoproterozóicos do Batólito Granítico Três Córregos. As exposições das rochas graníticas encontram-se, em grande

parte, parcialmente encobertas por rochas sedimentares do Grupo Itararé e por sedimentos recentes da Bacia do Paraná (Figura 2).



**Figura 2.** Mapa geológico da região de Capão Bonito (Bolonini & Godoy, 2010, 2011; Bolonini, 2011).

A região central e norte do maciço caracterizam-se por uma área arrasada constituindo um planalto entre os fortes da serra com pequeno número de afloramentos expostos na forma de matacões isolados ou de pequenos lajedos.

Os contatos norte e nordeste encontram-se encobertos parcialmente por rochas sedimentares do Grupo Itararé e por sedimentos recentes da Bacia do Paraná, expondo as rochas graníticas somente nas cabeceiras das principais drenagens.

O contato noroeste ocorre com as rochas do Complexo Três Córregos e com as rochas metassedimentares da Formação Votuverava, a partir da Falha de Capão Bonito (Chiodi Filho et al., 1983) ou por falhas que compõem a Zona de Cisalhamento Itapirapuã (Prazeres Filho et al., 2003).

As porções sul e sudoeste do corpo apresentam-se mais íngremes e encontram-se mais dissecadas e erodidas apresentando

inúmeras exposições das litologias do maciço na forma de grandes matacões e lajedos parcialmente encobertos.

O contato sul encontra-se delimitado por contatos normais e tectônicos com as rochas metassedimentares da Formação Votuverava, através da Falha do Bairro dos Alves (Chiodi Filho et al., 1983) ou por falhas que compõem a Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava (Prazeres Filho et al., 2003).

### Unidades Litológicas

O Grupo ou Supergrupo Açungui é representado, na área, pelas unidades mesoproterozóicas da Formação Votuverava que ocorrem predominantemente no contato sul, sudeste e noroeste com as rochas graníticas do maciço, além de pequenas exposições (tetos pendentes) remanescentes sobre o corpo ígneo, sendo que o maior ocorre no extremo nordeste do corpo.

Esta formação apresenta grande abrangência na área mapeada, sendo constituída

por uma sequência metavulcano-sedimentar caracterizada por uma sucessão de litotipos clásticos e raros químicos, além de intrusivas básicas metamorfisadas em fácies xisto verde em zona da biotita.

A Formação Votuverava é representada predominantemente por filitos, metarenitos a metassiltitos, metarritmitos e localmente ocorre a presença de xistos representados por uma granulação mais desenvolvida dos minerais micáceos, além das rochas metabásicas e rochas cálcio-silicáticas.

Os filitos de coloração avermelhada a arroxeada constituem o litotipo mais representativo da área e são constituídos predominantemente por sericita (50-70%) e quartzo (50-30%) e gradam para metarritmitos a partir de estruturas rítmicas onde se alternam porções psamo-pelíticas (arenosas, siltosas e argilosas) com diferentes espessuras ou colorações. Os pacotes onde prevalecem metassedimentos argilosos ou siltosos-arenosos, cujas espessuras são destacadas, foram descritos respectivamente como lentes de filitos, metassiltitos e metarenitos.

Os filitos são sericíticos e ocorrem sob a forma de um pacote de baixo ângulo e direção NE-SW, em contato gradacional com metassiltitos e metarenitos, definido por um bandamento composicional primário e apresentando uma feição planar (clivagem ardosiana) bem proeminente nestas rochas, quando distantes das zonas de contato com o granito Capão Bonito.

Esta feição planar é vista ao longo de toda área, alternando-se apenas ao longo da zona de cisalhamento, nas extremidades norte e sul em proximidades ao maciço granítico onde esta feição passa a um bandamento tectônico verticalizado, podendo-se observar um bandamento composicional tectônico definido por lentes milimétricas a submilimétricas de diferentes composições e texturas.

As lentes de metarenitos apresentam-se na forma de bancos ou de corpos geometricamente lenticulares de pequenas espessuras inseridos nos metarritmitos. São compostos basicamente por quartzo e pequenas quantidades de sericita de granulometria fina e que se encontram paralelizadas à foliação. Quando a recristalização dos grãos é mais intensa são denominados de quartzitos, como

evidenciado na Serra do Cantagalo.

As ocorrências de veios de quartzo leitoso são frequentes em meio aos metarenitos, ou em contato entre camadas de filitos e metarritmitos, sustentando as cristas das principais elevações, com direções NE-SW e E-W. Os veios de maiores expressões ocorrem sustentando as cristas mais elevadas da Serra do Cantagalo, na forma de uma serra alongada na direção NE-SW, com aproximadamente 3 km de extensão.

Estes quartzitos afloram na região noroeste da área fazendo contato entre as rochas graníticas dos maciços Capão Bonito e Três Córregos e são constituídos por quartzitos de coloração branca e composição predominantemente quartzosa com menores ocorrências associadas de muscovita, podendo gradar para níveis mais feldspáticos.

As rochas quartzíticas da serra evidenciam um caráter deformacional imposto por uma deformação subvertical associada à Falha de Capão Bonito (NE-SW), que faz parte da Zona de Cisalhamento Itapirapuã.

Os metassiltitos restringem-se a pequenas lentes em contato transicional com os metarritmitos finos. Constituem uma transição lateral da unidade metarenítica aflorante e são compostos predominantemente por quartzo e porcentagens menores de sericita.

O muscovita xisto e muscovita-biotita xisto ocorrem na forma de lentes ou na forma de camadas geometricamente lenticulares de pequenas espessuras, numa faixa de direção NE-SW, constituindo graduações das rochas filíticas que são dominantes na área. A rocha é marcada por uma foliação principal dada pela intercalação de bandas mais quartzosas e outras mais micáceas compostas pelo domínio de muscovita e biotita.

São rochas de granulações médias e de coloração esbranquiçada, constituída por quartzo e muscovita, às vezes avermelhada pela presença, também de biotita, com variações composicionais dadas por porções mais quartzosas e outras mais micáceas. Apresentam composições aproximadas de 50% de quartzo, < 30% de muscovita, 5 a 30% de biotita e quantidades menos significativas de feldspato potássico, minerais opacos e zircão.

As metabásicas no entorno do maciço são raras e ocorrem na forma de pequenos

corpos alongados com direção geral NE-SW, concordantes com a direção das camadas dos metassedimentos e localizam-se na porção centro-oeste da área em meios aos filitos sericíticos.

Apresentam textura granonematoblástica fina a média e um bandamento composicional incipiente formado pela maior concentração de plagioclásio em camadas milimétricas descontínuas, alternadas com camadas ricas em anfibólio. Compõem-se predominantemente por actinolita-tremolita, clorita e albita e menores porcentagens por quartzo, epidoto e carbonatos.

A sequência química é representada por rochas cálcio-silicatadas que gradam para cálcio-filitos ou cálcio-metarenitos, dispostas em pequenas lentes não individualizadas.

Localmente, quando preservadas da deformação milonítica, nas rochas metassedimentares em contato com o Granito Capão Bonito são observadas texturas e mineralogias impostas pelo metamorfismo de contato com desenvolvimento de minerais em fácies albita-epidoto e hornblenda hornfels, além de serem comuns rochas de granulação mais grossa, como muscovita xisto e muscovita-biotita xisto possivelmente associadas ao metamorfismo de contato.

O Complexo Granítico Três Córregos aflora em contato com o Granito Capão Bonito no extremo leste da área e nos contatos noroeste e sudeste do corpo, disposto segundo a direção NE-SW. O contato noroeste do Granito Capão Bonito com estes granitóides se faz por meio de contato tectônico através da Falha de Capão Bonito da Zona de Cisalhamento Itapirapuã, impondo uma deformação milonítica subvertical nas rochas granitóides Três Córregos, superposta a uma foliação de baixo ângulo associada às falhas de empurrão.

A mesma situação deformacional é encontrada no contato sul imposta pela Falha do Bairro dos Alves da Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava, deformação identificada por cristais de quartzo e fenocristais de feldspato potássico estirados com formatos sigmoides em meio a uma matriz mais escura de granulação fina a média ou por uma forte textura cataclástica com a presença de pseudotaquilitos. Distanto destas zonas de cisalhamento, somente é observada a deformação de baixo ângulo de intensidade fraca a moderada.

Na área de estudo as rochas do batólito Granítico Capão Bonito podem ser caracterizadas predominantemente por fácies porfirítica e fácies equigranular, ambas apresentando composições sienoa-monzograníticas e podendo variar de tonalidades róseas a acinzentadas.

Os monzogranitos porfiríticos apresentam matriz de granulação média a grossa onde estão dispostos fenocristais de feldspato potássico de coloração rósea, numa proporção de 10 a 20% do total da rocha, com tamanhos de 1 a 3 cm, podendo atingir porcentagens maiores que 30%.

O índice de coloração destes litotipos é basicamente leucocrático com variedades desde holo até melagranitóides. A mineralogia compreende microclínio pertítico, oligoclásio e/ou andesina, quartzo, biotita e hornblenda, ao lado de zircão, apatita, titanita, allanita e minerais opacos.

Os sienoa-monzogranitos equigranulares róseos ocorrem localmente e com pequena expressão apresentando coloração rósea a branco intrusivos nas fácies porfiríticas e apresentando mineralogias semelhantes, somente mais enriquecidos em feldspato potássico e/ou quartzo.

As rochas do Maciço Capão Bonito são constituídas predominantemente por sienogranitos vermelhos a rosados, holo- a leucocráticos, inequigranulares de granulação média a grossa entre 0,2 cm a 1,5 cm a levemente porfiríticas com predominância de fenocristais de feldspato potássico variando entre 0,5 e 4,5 cm, isotrópicas a levemente miloníticas e/ou cataclásticas nas regiões marginais do maciço ou em zona de fraturamento interna ao maciço.

A figura 3 apresenta características da frente de lavra na pedreira da empresa “Somibras” (Figuras 3A e B) e as rochas evidenciam uma grande homogeneidade para todo o maciço quanto aos aspectos mineralógicos, petrográficos, estruturais e texturais. Os litotipos característicos encontram-se evidenciados nas (Figuras 3C e D), mas localmente podem ocorrer quantidades menores de quartzo monzodioritos escuros que ocorrem na forma de enclaves e as fácies tardias de sienogranitos equi- a inequigranulares a pegmatóides de menores expressões.

As fácies inequigranulares grossas a levemente porfiríticas apresentam domínio do corpo magmático e apresentam estrutura isotrópica, com distribuição caótica dos fenocristais de feldspato potássico na matriz e apresentam raros fenocristais manteados arredondados a subédricos de tamanho médio de 1 a 2 cm, constituindo texturas *rapakivi*. Por vezes esta fácies apresenta tendência para porções de granulação mais grossas não sendo individualizada.

Feições geológicas localizadas são

observadas como a presença de veios de quartzo e de material quartzo-feldspático pegmatóide ou aplítico, estruturas de *schlieren* definidas pela concentração de minerais máficos ou pela concentração de megacristais de feldspato potássico, zonas de mistura magmática definida pelo consumo de magmas mais ricos em máficos e raramente pequenos enclaves microgranulares e surmicáceos, xenólitos de granitos distintos e de rochas metassedimentares, além dos diques de diabásio tardios.



**Figura 3.** Fotografias identificando a principal pedreira da empresa “Somibras” (Figuras 3A e B) e aspectos mineralógicos, petrográficos, estruturais e texturais dos principais litotipos rochosos (Figuras 3C e D) das rochas do Maciço Capão Bonito.

A fácies equigranular de granulação média apresenta composição semelhante a da anterior, porém ocorre nas porções mais próximas ao contato com as rochas encaixantes na região centro-sul da área estudada e sugere-se a suas feições texturais devido a uma cristalização mais rápida na borda do maciço.

As rochas são constituídas por quartzo, microclínio, oligoclásio, hornblenda e biotita parcialmente cloritizadas, apatita, titanita,

zircão, minerais opacos primários e secundários e minerais de alteração como epidoto, carbonato, sericita, clorita e argilo-minerais.

O microclínio (39-41%) são predominantemente pertíticos com formas subedrais de hábito tabular, porém ocorrem formas com bordas corroídas e ovaladas apresentando texturas *rapakivi* localizadas. Estas texturas podem ser contínuas ou descontínuas envolvendo os fenocristais.

O quartzo (30-33%) apresenta-se em duas frações, predominando a forma anedral intersticial e em menores proporções observam-se feições de corrosão das suas bordas e arredondamentos dos grãos, definindo o quartzo globular.

O oligoclásio (20-22%) ocorre como grãos subédricos, parcialmente alterados, com processos de saussuritização moderada, frequentemente zonados ou lípidos na forma de coroas nos feldspatos alcalinos.

O mineral máfico principal é a biotita (4-6%) que ocorre sob a forma de pequenas palhetas dispersas ou aglutinadas, apresentando-se geralmente alterações para clorita. Observam-se raras hornblendas (1%) comumente transformando-se para biotitas ou cloritas.

Os minerais acessórios são a titanita, allanita, zircão, apatita e minerais opacos (magnetita e pirita). Os minerais secundários são constituídos por sericita, epidoto minerais opacos e argilo-minerais.

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

Associado ao magmatismo básico da Formação Serra Geral ocorrem na área, diques subverticais de espessuras métricas de diabásios de granulação fina a média, bem mais raramente de granulação grossa. Estes corpos encontram-se controlados por um *trend* de direção principal NW-SE, que são correlatos aos diques que se encaixam na direção das juntas e enxames de diques do Lineamento Guapiara (NW-SE).

As coberturas sedimentares são constituídas por depósitos recentes formados por argilas, siltes, areias, cascalheiras, oriundos dos processos de erosão, transporte e posterior deposição em margens de rios, fundos de canal e planícies de inundação, além de sedimentos coluvionares expostos pouco expressivos no sopé das principais serranias.

### **Caracterização Estrutural e Metamórfica**

O arranjo deformacional–metamórfico é identificado principalmente nas rochas epimetamórficas do Grupo Açungui e apresenta uma evolução estrutural do tipo polifásica

definida por quatro deformações principais associadas aos eventos metamórficos.

A manutenção das estruturas primárias ( $S_0$ ) é observada principalmente pelo acamamento gradacional reliquiar, em áreas menos deformadas, onde ocorrem somente as foliações de baixo ângulo ( $S_{1/2}$ ). Em área onde a deformação milonítica de alto ângulo ( $S_3$ ) é intensa, observa-se um forte processo de transposição, sendo caracterizado por um bandamento composicional tectônico.

As deformações progressivas tangenciais  $D_{1/2}$  encontram-se associadas ao início do processo colisional, com a formação de dobras isoclinais a recumbentes com foliação plano-axial  $S_1$  de atitude N100/20SW, definindo uma clivagem ardosiana paralela a subparalela a  $S_0$ .

A fase  $D_2$  é definida por redobramentos assimétricos gerando uma clivagem ardosiana ou de crenulação  $S_2$ , com atitude média de N51/35SE, constituindo a fase mais penetrativa e preservada nos afloramentos, sendo responsável pelo desenho dos dobramentos regionais inversos ou recumbentes associados às zonas de cavalgamento. Localmente ocorrem as duas foliações ( $S_{1/2}$ ), no geral apenas a foliação  $S_2$  é preservada.

Associada à tectônica dúctil  $D_2$ , ocorre o *emplacement* das rochas graníticas sincolisionais do Complexo Granítico Três Córregos e a imposição de uma foliação  $S_2$ , vista principalmente na reorientação dos minerais máficos (biotita e hornblenda).

A deformação  $D_3$  ocorre associada à ascensão magmática tardia das rochas do Maciço Capão Bonito, em estruturas transtensivas do tipo *pull-apart*, associadas a zonas de cisalhamentos e a atual estruturação alongada do maciço encontra-se correlacionada a esta deformação. À esta fase deformacional associa-se a formação de dobras suaves a abertas (sinformais e antiformais) com uma tênue clivagem subvertical, com plano axial de atitude N60/V, que evolui gradativamente e localmente para falhas direcionais, com foliação milonítica e/ou cataclásticas  $S_3$  afetando principalmente as bordas do corpo, paralelas ao *trend* regional NE-SW.

A foliação  $S_3$  é penetrativa nas zonas de cisalhamento caracterizando-se por uma foliação milonítica e apresentando indicativos

de movimentos basicamente dextrais no conjunto das zonas de cisalhamento, com a geração de filonitos com acamamento tectônico que oblitera estruturas reliquias nas rochas metassedimentares.

As rochas granitóides evidenciam um caráter fracamente milonítico e/ou cataclástico nas suas bordas, quando expostos os seus contatos com as rochas encaixantes, apresentando o contato norte a partir da Falha de Capão Bonito ou Zona de Cisalhamento Itapirapuã e o contato sul através da Falha do Bairro dos Alves ou Zona de Cisalhamento Quarenta Oitava.

A fase D4 é marcada por uma tênue foliação ou clivagem de fratura de direção N140/75SW. Tardiamente observam-se diques básicos intrusivos controlados por um *trend* de direção principal NW-SE, que são correlatos aos diques que se encaixam na direção das juntas e enxames de diques do Lineamento Guapiara (NW-SE).

Os eventos metamórficos foram descritos principalmente nos litotipos dominantes, os filitos que frequentemente transicionam para metarrilitos e metarenitos e localmente nas ocorrências de rochas metabásicas. Identificam-se as rochas pelo marcante domínio de um bandamento composto por porções com texturas predominantemente granoblásticas (quartzo-feldspática) e porções com texturas lepidoblásticas (clorita, sericita e biotita), constituindo a mineralogia principal destes metassedimentos.

O metamorfismo regional dos metassedimentos do Grupo Açungui é do tipo dinamotermal (barroviano), em fácies xisto-verde. A paragênese quartzo+sericita+clorita é a associação metamórfica (M<sub>1</sub>) mais comum, quando preservada nas ardósias, mas é acompanhada comumente por biotita e muscovita constituindo a paragênese metamórfica (M<sub>2</sub>) dos filitos. Esta fase caracteriza-se pelo auge do metamorfismo evidenciado pelo crescimento de biotita e muscovita como um dos minerais formadores da clivagem S<sub>2</sub>, e geralmente encontra-se reorientada segundo um bandamento composicional deformacional, além de parcial

recristalização de quartzo.

Mais raramente ocorrem cálcio-silicáticas que apresentam paragêneses compostas por quartzo+albita+carbonato+sericita+epidoto e nas rochas básicas, verifica-se a paragênese definida por actinolita-tremolita+clorita+carbonato+epidoto+albita+biotita. Quando observadas paragêneses nas metabásicas com hornblenda+plagioclásio estas se encontram aflorantes próximas aos corpos graníticos e associados ao metamorfismo de contato.

À fase S<sub>3</sub> de caráter rúptil-dúctil encontra-se associada o *emplacement* das rochas do Maciço Capão Bonito e a geração de auréola de metamorfismo de contato, associada às bordas do maciço, ocorrendo à recristalização e desenvolvimento de minerais de contato (M<sub>3</sub>), principalmente biotita e andaluzita na forma de megaporfiroblastos sobre as paragêneses do metamorfismo regional M<sub>1/2</sub>, alcançando as fácies albita e hornblenda hornfels.

Localmente observa-se o metamorfismo de contato sendo identificado pela recristalização dos filitos, gerando micaxistos de ocorrência lateral aos corpos ígneos. As auréolas de metamorfismo termal apresentam-se parcialmente preservadas em função do menor ou maior grau de deformação imposto pelas zonas miloníticas nos contatos do maciço.

O metamorfismo dinâmico é intenso e vinculado a uma foliação milonítica e/ou cataclástica, com desenvolvimento de filonitos com acamamento tectônico que obliteram as estruturas reliquias e as estruturas deformacionais mais antigas. Quando atuante sobre os corpos graníticos é observado principalmente nas suas zonas marginais próximo aos seus contatos com as rochas metassedimentares e localmente nas regiões internas do corpo por falhamentos direcionais, sempre com direções paralelas às zonas de cisalhamento desenvolvidas no final da fase D<sub>3</sub>.

Este processo rúptil superpõe ao conjunto das rochas, a partir de transformações minerais retrometamórficas (M<sub>4</sub>), desestabilizando as paragêneses tanto nas paragêneses de contato como nas regionais para condições de fácies xisto-verde baixa.

## LITOGEOQUÍMICA

As análises geoquímicas (Tabela 1) foram elaboradas das litologias dominantes identificadas na figura 3 e realizadas no LABOGEO-IGCE/UNESP-Rio Claro utilizando-se Fluorescência de Raios X para os elementos maiores (concentração em %), através de pastilha fundida em meio borato, e para os elementos traços (concentração em

ppm), através de pastilha prensada, e para os elementos de terras raras ICP-AES, segundo os padrões de rotina do laboratório propostos por Malagutti et al. (1998). Trabalhos que discutem os aspectos geoquímicos para as rochas do Maciço Capão Bonito são recentes (Leite, 2003; Bolonini et al., 2011; Salazar et al., 2011).

**Tabela 1.** Análises geoquímicas das amostras do Maciço Capão Bonito.

	CB-1	CB-2	CB-3	CB-4	CB-4X	CB-5	CB-6	CB-7
SiO <sub>2</sub>	73,38	74,39	73,81	72,41	72,66	72,56	73,59	72,59
TiO <sub>2</sub>	0,2	0,22	0,23	0,3	0,3	0,29	0,25	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,77	12,9	13,1	13,75	13,38	13,29	13,25	13,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,95	1,9	2,07	2,65	2,72	2,69	2,12	2,61
MnO	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
MgO	0,16	0,2	0,2	0,27	0,28	0,27	0,17	0,29
CaO	0,82	0,95	1,1	1	1,08	1,12	1,02	1,1
Na <sub>2</sub> O	3,1	3,25	3,42	3,33	3,35	3,39	3,33	3,32
K <sub>2</sub> O	5,98	5,47	5,38	5,49	5,52	5,66	5,73	5,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,05	0,05	0,07	0,07	0,07	0,03	0,08
LOI	0,59	0,63	0,6	0,7	0,62	0,62	0,47	0,51
<b>Total</b>	<b>100,01</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>10,01</b>	<b>100,02</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100,01</b>
Cr	14	17	35	23	102	37	22	44
Cu	8	6	6	5	5	6	7	6
Ni	1	1	1	1	1	2	1	4
Zn	21	22	16	23	55	25	19	24
Ba	394	346	367	407	406	383	515	472
Rb	330	317	347	369	359	356	313	341
Sr	46	64	62	68	90	72	56	84
Zr	204	217	205	238	402	233	264	224
Y	61	60	62	61	83	53	74	60
Nb	37	35	37	38	48	38	37	36
La	117,54	79,40	84,77	87,19	80,35	72,90	145,94	74,20
Ce	237,42	171,75	177,95	177,15	169,76	151,66	191,08	152,44
Nd	91,46	71,63	70,87	71,97	68,64	59,13	111,00	60,44
Sm	16,05	13,55	13,42	13,01	14,31	11,47	18,34	11,21
Eu	1,16	1,10	1,14	1,17	1,15	1,16	1,39	1,14
Gd	11,28	9,97	10,63	10,41	13,58	8,58	12,80	8,45
Dy	9,66	8,90	9,22	9,01	15,06	7,79	11,15	8,04
Er	4,99	4,74	5,17	5,01	7,94	4,24	5,89	4,34
Yb	4,90	4,79	5,11	4,85	6,94	3,78	5,84	4,01
Lu	0,69	0,69	0,74	0,71	0,91	0,54	0,80	0,55

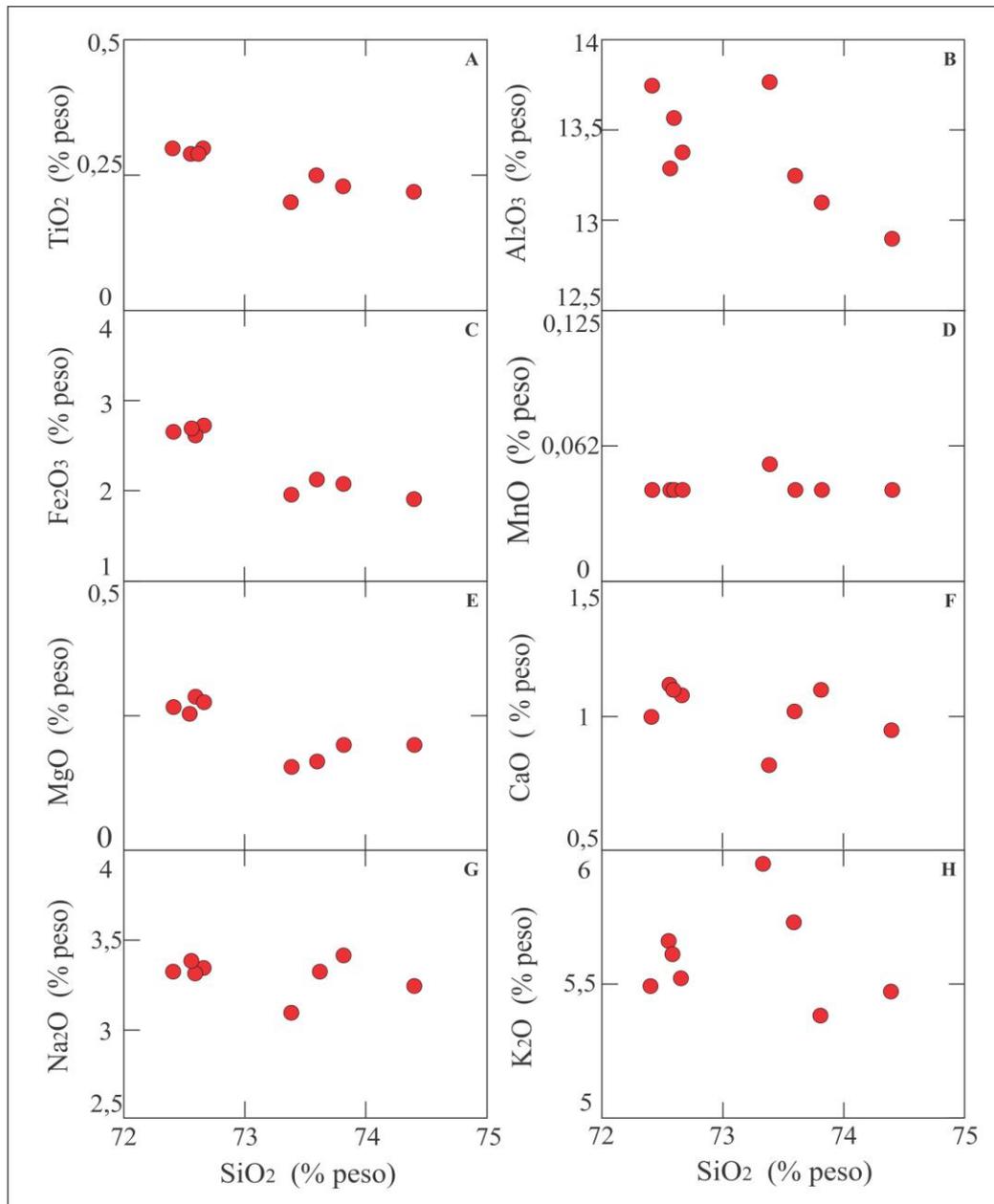
A distribuição dos elementos maiores encontra-se caracterizada nos diagramas de Harker (1909) (Figuras 4A a 4H) e mostram valores de sílica restritos, com valores elevados no intervalo de 72% a 75% de SiO<sub>2</sub>, caracterizando um magmatismo predominantemente ácido e evoluído, mas

apresentando dois agrupamento distintos de amostras, coincidentes com variedades dominantes das fácies do maciço. O agrupamento de amostras no intervalo de 72% a 73% de SiO<sub>2</sub> ocorrem concentradas, o que dificulta a determinação de uma tendência.

Os valores de amostras no intervalo de

73% a 75% de SiO<sub>2</sub> apresentam TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e MnO (Figura 4A, B, C, D) mostra um ligeiro empobrecimento em relação as rochas mais enriquecidas em sílica e para os valores de MgO e CaOs (Figuras 4E, F), indicam um leve

enriquecimento. Os valores elevados de Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O (Figuras 4G, H) são condizentes com as rochas altamente diferenciadas deste conjunto magmático.



**Figura 4.** Diagramas de variação para elementos maiores (Harker, 1909).

Quanto à distribuição dos elementos traços apresentada nos diagramas binários da figura 5, observa-se que a distribuição de Rb apresenta altos valores e nos diagramas Rb *versus* SiO<sub>2</sub> (Figura 5A) e Rb *versus* K (Figura 5B), no geral contida em feldspato potássico e biotita, apresenta uma leve correlação negativa com o incremento da sílica para os dois conjuntos analisados. Sugere-se o decaimento de Rb deva-se a associação com a diminuição

na porcentagem de biotita para as rochas mais diferenciadas, já que a presença de feldspato potássico é elevada e constante nas amostras.

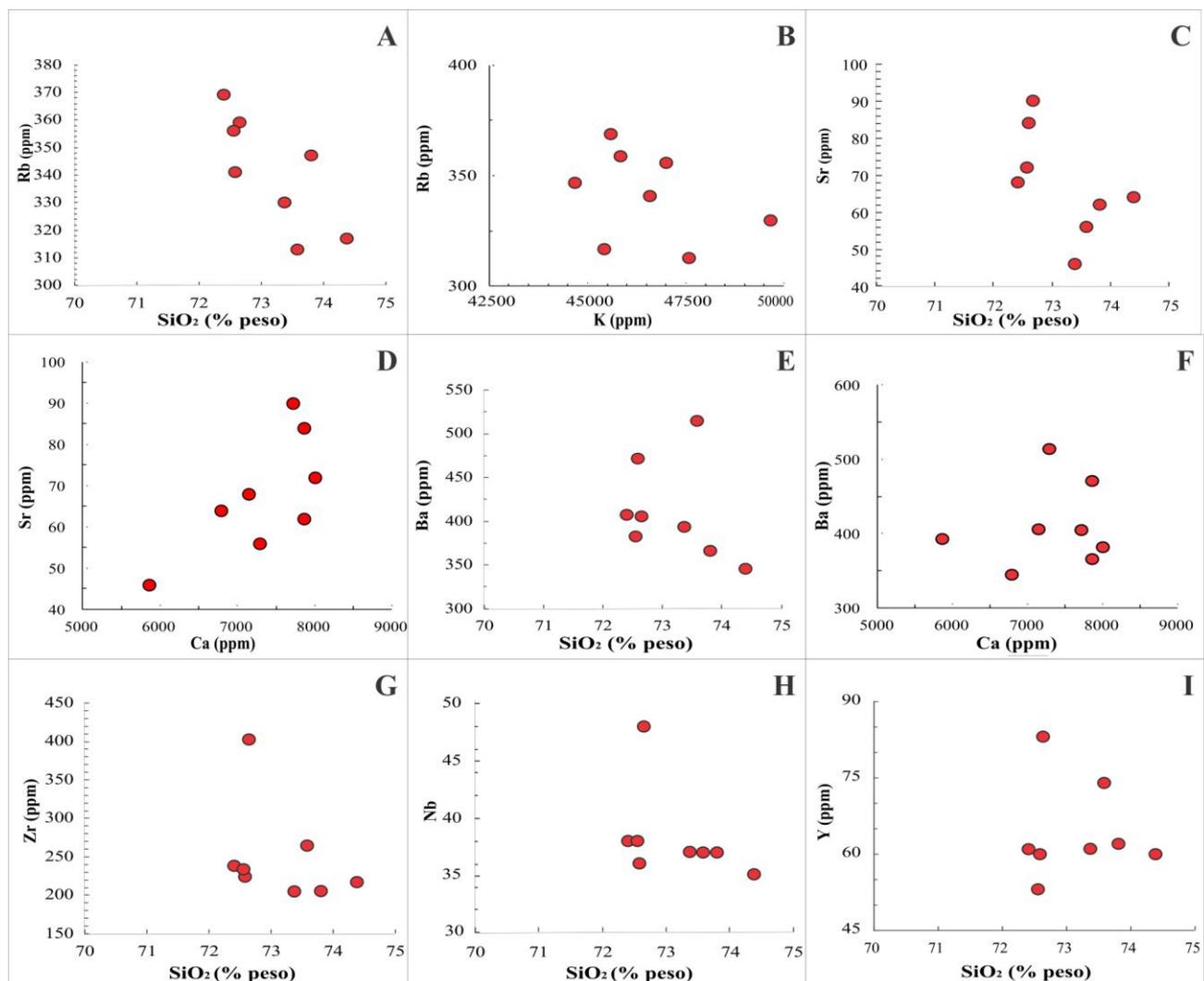
Em relação Sr os litotipos mostram baixos valores e nos diagramas Sr *versus* SiO<sub>2</sub> (Figura 5C) e Sr *versus* Ca (Figura 5D) mostram uma leve correlação positiva dos agrupamentos de amostras com a sílica em associação direta na redução de plagioclásios para as rochas mais diferenciadas. Portanto,

sugere-se o processo de fracionamento magmático envolvendo principalmente os feldspatos, com consequente aumento de feldspato potássico a partir da segregação de plagioclásios e, portanto, um leve enriquecimento de Sr do líquido magmático para as fases mais diferenciadas.

Em relação às porcentagens de Ba mostram baixos valores e é admitida sua associação mais facilmente aos feldspatos potássicos e à biotita. Nos diagramas Ba *versus* SiO<sub>2</sub> (Figura 5E) e Ba *versus* Ca (Figura 5F) apresenta-se uma leve correlação negativa com

a sílica, sugerindo as mesmas correlações que ocorrem com o Rb.

Os valores de Zr (Figura 5G), Nb (Figura 5H) e Y *versus* SiO<sub>2</sub> (Figura 5I) são elevados e não definindo uma tendência, apresentando a disposição das amostras horizontalizada a leve correlação negativa com SiO<sub>2</sub>, razão do maior fracionamento magmático e consequentemente diminuição das suas concentrações nos líquidos mais diferenciados finais e empobrecimento de minerais ferromagnesianos.



**Figura 5.** Diagramas binários para elementos traços

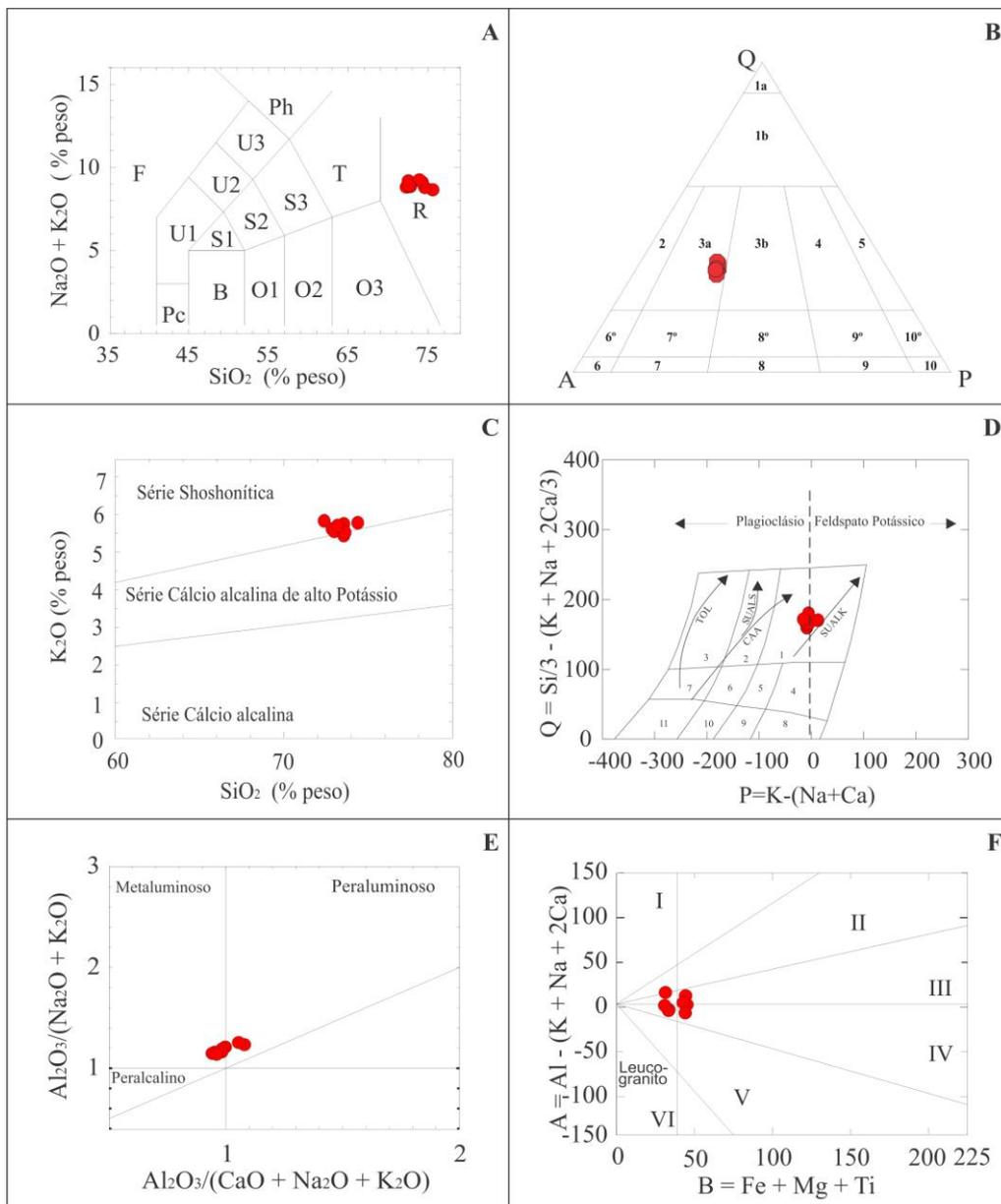
Nos diagramas de classificação petrográfica de Le Maitre (1989) (Figura 6A) os litotipos distribuem-se concentradamente no campo R dos riólitos ou seu correspondente plutônico, os granitos. O diagrama QAP de Lameyre & Bowden (1982) (Figura 6B) as rochas são classificadas predominantemente no campo 3a que se refere aos sienogranitos.

No diagrama de K<sub>2</sub>O *versus* SiO<sub>2</sub> de Taylor (1976) observa-se que as amostras distribuem-se na transição do campo da série cálcio-alcalina alto potássio para litotipos na série shoshonítica (Figura 6C). No diagrama Q x P (Debon et al., 1988) da figura 6D mostra que os litotipos são classificados como granitos de afinidade com as séries subalcalinas

potássicas.

Quanto à saturação em alumínio, no diagrama de Maniar & Picolli (1989) (Figura 6E), os litotipos evidenciam caráter peraluminoso transicionando para tipos metaluminosos pela presença de hornblenda.

O diagrama de Debon & Le Fort (1983) (Figura 6F) define para a sequência magmática a predominância de leucogranitos peraluminosos à biotita (campo III) e leucogranitos metaluminosos à biotita e hornblenda (campo IV).



**Figura 6.** Diagramas de classificação. **A)** Le Maitre (1989); **B)** Middlemost (1985), **C)** QAP de Lameyre & Bowden (1982); **D)** Taylor (1976); **D)** Q x P de (Debon et al., 1988); (sienogranitos); **E)** Índice de Shand de Maniar & Picolli (1989); **F)** Debon & Le Fort (1983) (leucogranitos III a biotita e leucogranitos IV a hornblenda e biotita).

Os diagramas geoquímicos para elementos traços utilizados na caracterização de ambiente geotectônico de Batchelor & Bowden (1985) (Figura 7A) as amostras encontram-se distribuídas entre os campos predominantemente tardi- orogênico a anorogênico.

Nos diagramas de Pearce et al. (1984)

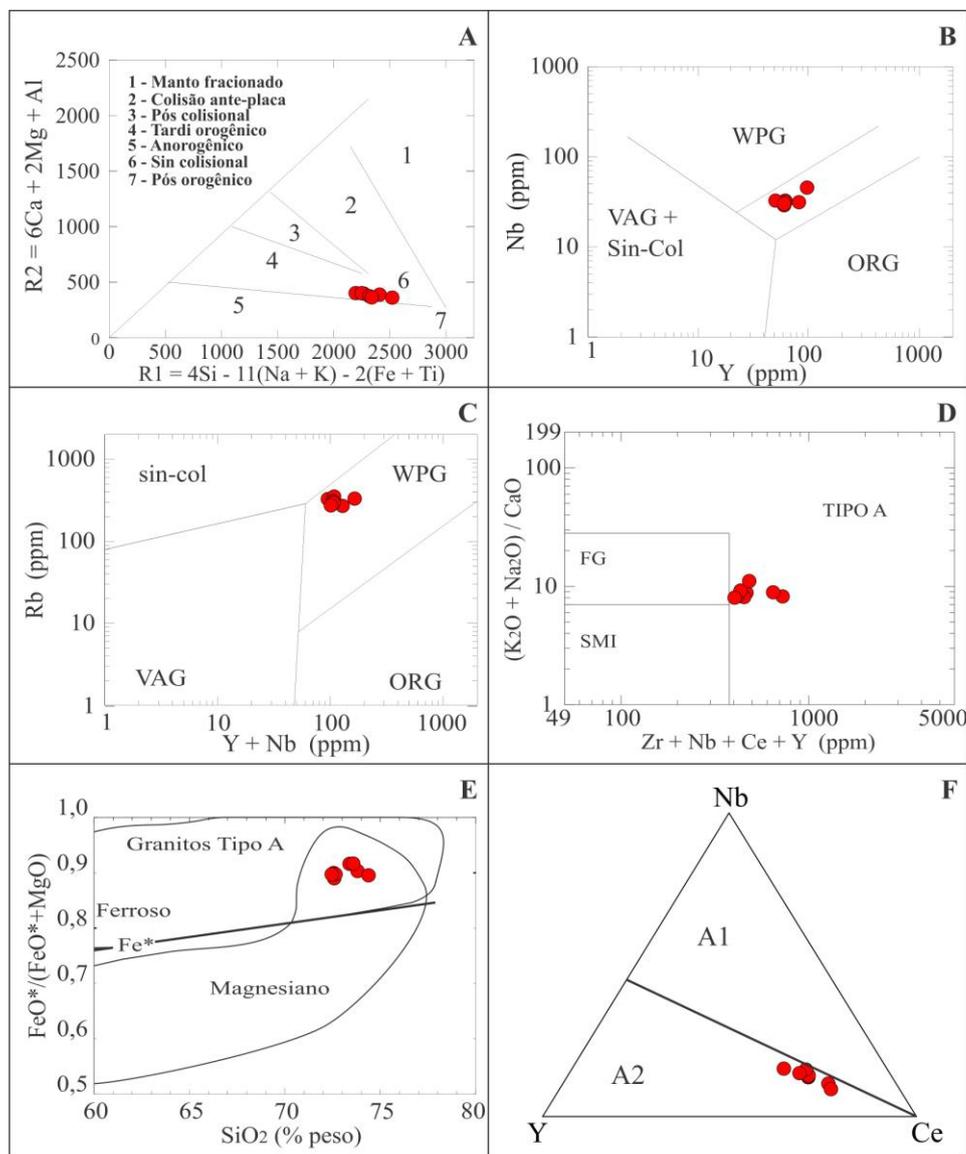
(Figuras 7B, C) classificam as rochas como pertencentes a uma suíte magmática com características de granitos pós-colisionais a anorogênicos formados em ambiente de intraplaca.

Para este ambiente de intraplaca são características as gerações de granitos com

afinidade do tipo A. O resultado obtido nos diagramas de Whalen et al. (1987) (Figura 7D) reforçam este caráter das rochas. No diagrama classificação utilizando-se elementos maiores (Frost et al., 2001) (Figura 7E) as amostras incidem no campo dos granitos do tipo A.

No diagrama triangular (Figura 7F) de

Eby (1992) as amostras se agrupam no campo A2, sugerido para granitos pós-orogênicos a anorogênicos de ambiente intraplaca, gerados a partir da fusão de material da crosta inferior, ambiente comum também a geração dos granitos *rapakivis*.



**Figura 7.** Diagramas geoquímicos de ambientes tectônicos para elementos traços. **A)** Batchelor & Bowden (1985); **(B e C)** Pearce et al. (1984) (Syn-COLG)–granitóide sin-colisional; (VAG)–granitóide de arco vulcânico; (WPG)–granitóide intra-placa, (ORG)–Granitóides de Cadeias Oceânicas, **(D)** Whalen et al. (1987)-S M I: médias composicionais dos granitos dos tipos S, M e I; FG: granitos félsicos fracionados, **(E)** Frost et al. (2001) utilizando elementos maiores e **(F)** Eby (1992)-A1: granitos do tipo A de origem mantélica e A2: granitos do tipo A de origem crustal.

Nos variogramas de multielementos os elementos traços foram normalizados para os valores de meteoritos condríticos de Thompson (1982) (Figura 8A) e para os elementos traços normalizados para os valores de crosta inferior de Weaver & Tarney (1984) (Figura 8B).

Observa-se que a maioria dos litotipos exibe um forte empobrecimento em Ba, Sr e Ti e enriquecimento em Rb, Zr, Nb e Y, baixas razões de Ba/Rb, além relações elevadas de K/Na, evidenciando rochas fortemente diferenciadas e condizentes com os granitos do

Tipo A.

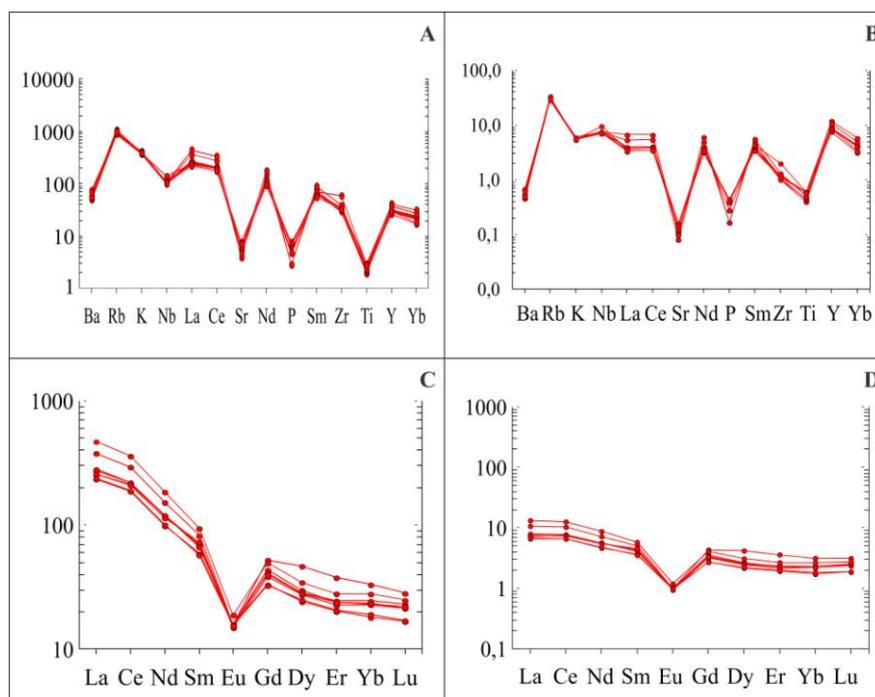
Os diagramas de elementos terras raras foram normalizados segundo os valores de meteoritos condríticos de Boynton (1984) (Figura 8C) e normalizadas segundo os valores para crosta inferior Weaver & Tarney (1984) (Figura 8D).

Os padrões gerais de distribuições de elementos terras raras obtidos para as rochas são similares e com uma distribuição assimétrica e paralela, evidenciando amostras distintas e cogenéticas, apresentam valores crescentes de elementos terras raras para as rochas mais diferenciadas. Mostram forte anomalia negativa em Eu, sugerindo a intensificação do processo de fracionamento magmático, a partir do magma inicial, através da remoção dos plagioclásios e enriquecimento de feldspato.

Os padrões gerais de distribuições dos

elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito apresentam  $[La/Yb= 12,59]_N$ , sugerindo que durante o fracionamento magmático não ocorreu uma expressiva participação das fases enriquecidas em elementos terras raras pesadas (ETRP), consequência das rochas empobrecidas em minerais ferromagnesianos e minerais acessórios.

Apresentam forte anomalia negativa de Eu, com  $[Eu/Eu^*=0,02]_N$ , que sugere importante fracionamento de plagioclásio e feldspato potássico e forte assimetria definida pela relação elevada de elementos terras raras leves (ETRL),  $[Ce/Sm]_N=3,12$ , em relação ao empobrecimento de elementos terras raras pesadas (ETRP),  $[Gd/Yb]_N=1,73$ , indicando um conjunto de rochas mais evoluídas e enriquecida em feldspatos.



**Figura 8.** Diagramas de variogramas de multielementos normalizados segundo: **A)** pelos valores para meteoritos condríticos de Thompson (1982) e **B)** para os valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984); e para os elementos terras raras foram normalizados segundo: **C)** pelos valores para meteoritos condríticos de Bonwton (1984) e **D)** para os valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984).

### CONCLUSÕES

As rochas neoproterozóicas do Maciço Granítico Capão Bonito encontram-se associadas à evolução da Província Mantiqueira Central e ocorrem intrusivas em rochas epimetamórficas do Grupo Açungui (Formação

Votuverava) e em rochas do Complexo Granítico Três Córregos.

As rochas são constituídas predominantemente por sienogranitos vermelhos, holo- a leucocráticos com biotita e rara

hornblenda, inequigranulares de granulação média a grossa a porfiríticos e isotrópicos a levemente cataclásticos.

As suas rochas estão distribuídas na forma de um corpo alongado e paralelo à direção das principais zonas de cisalhamento de direção NE-SW. Estas zonas de cisalhamento constituem sistemas antigos, que facilitam a ascensão destes magmas possibilitando o seu *emplacement* em estruturas geradas sob regimes transtensivos do tipo *pull-apart* associadas às zonas de cisalhamentos. Estas zonas são reativadas no final do neoproterozóico, condicionando a forma do maciço, bem como afetando tardiamente suas bordas.

O arranjo deformacional–metamórfico é identificado principalmente nas rochas epimetamórficas do Grupo Açungui e apresenta uma evolução estrutural marcada por quatro deformações principais atribuídas a eventos meso- a neoproterozóicos. Nas rochas do Grupo Açungui é possível à identificação de duas fases iniciais de baixo ângulo e duas de alto ângulo. Associada à tectônica dúctil D<sub>2</sub>, ocorre o *emplacement* das rochas graníticas sin-colisionais do Complexo Granítico Três Córregos e a imposição de uma foliação S<sub>2</sub>.

Associada à fase deformacional D<sub>3</sub> ocorre à ascensão magmática e a atual estruturação alongada do Maciço Capão Bonito, com foliação milonítica e/ou cataclásticas S<sub>3</sub> afetando principalmente às bordas do corpo, paralelas ao *trend* regional NE-SW. A fase D<sub>4</sub> é marcada por uma tênue foliação ou clivagem

de fratura de direção N140/75SW.

O metamorfismo regional dos metassedimentos do Grupo Açungui é do tipo dinamotermal (barroviano), em fácies xisto-verde em zona da biotita, além de metamorfismo de contato associado às bordas principalmente do Maciço Capão Bonito em fácies albita e hornblenda hornfels. Este processo rúptil relacionado à fase D<sub>3</sub> superpõe o conjunto das rochas, a partir de transformações minerais retrometamórficas.

Quimicamente as rochas do Maciço Capão Bonito constituem um evento magmático pertencente às séries cálcio-alcalinas alto potássio a shoshonítica ou às séries subalcalinas potássicas, apresentando caráter predominantemente peraluminoso a metaluminoso.

Os padrões de ETR são bastante similares e fracionados com anomalias negativas de Eu e para as rochas mais diferenciadas sugerem-se a intensificação do processo de fracionamento do magma inicial, através da remoção dos plagioclásios e enriquecimento de feldspato potássio e com consequente elevação dos níveis de ETRL e redução dos níveis de ETRP, além da participação de minerais acessórios.

O magmatismo é compatível com os granitos do tipo A, pós-orogênico a anorogênico de ambiente intraplaca, com fusão de material da crosta inferior associado a um ambiente extensional ao final do evento colisional da Orogênese Apiaí.

## AGRADECIMENTOS

Ao apoio do CNPq proc. no: 137364/2009-1 e 301302/2006-5.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ALMEIDA, F.F.M. de. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineração**, Rio de Janeiro, v. 36, p. 241, 1967.  
2. ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S. de; BISTRICH, C.A. **Mapa geológico do Estado de São Paulo na escala 1:500.000**, nota explicativa. São Paulo, IPT, Monografias 6, v. 1, 126 p. 1981.  
3. BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v. 48, p. 43-55, 1985.  
4. BISTRICH, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L.; CAMPANHA, G.A. da C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A. de; STEIN, D.P.; MELO, M.S. de; CREMINI, O.A. **Mapa geológico do Estado de São Paulo na**

**escala 1: 500.000**. IPT/Pró-Minério, São Paulo, v. 2, 1981.  
5. BOLONINI, T.M. **Geologia e Potencialidade do Granito “Vermelho Capão Bonito” (Sudoeste do Estado de São Paulo) como Rocha Ornamental**. Rio Claro, 2011, 183p. Dissertação (Mestrado em Geociências)- IGCE-UNESP.  
6. BOLONINI, T.M. & GODOY, A.M. Levantamento da Potencialidade do Sienogranito “Vermelho Capão Bonito”, como rocha ornamental e para revestimento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XLIII, 2010, Aracaju. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, CD-ROM, 2010.  
7. BOLONINI, T.M. & GODOY, A.M. Controle estrutural na lavra do Maciço Capão Bonito, SP, para utilização como rocha ornamental e para revestimento. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, XIII, 2011, Campinas. **Anais...** Campinas: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 512-515, 2011.

8. BOLONINI, T.M.; GODOY, A.M.; SAAR, L.C.A. Geoquímica das Rochas do Maciço Capão Bonito, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, XIII e SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, III, 2011, Gramado. **Anais...** Gramado: Sociedade Brasileira de Geoquímica, p. 868-871, 2011.
9. BOYNTON, W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Hendersen P. (ed.), **Rare earth element geochemistry**. Elsevier Amsterdam, p. 63-114, 1984.
10. CAMPANHA, G.A.C. **Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná**. São Paulo, 1991. 296 p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geociências, Universidade São Paulo.
11. CHIODI FILHO, C.; TAKAHASHI, A.T.; SILVA, C.R. da; FERREIRA, J.C.G. **Projeto Capão Bonito**. Relatório Final – CPRM. v. I, Rio de Janeiro, 121 p., 1983.
12. COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Geologia e Recursos Minerais do Estado de São Paulo: Sistemas de Informações Geográficas (SIG)**. Brasília: MME, Programa Geologia do Brasil: Integração, Atualização e Difusão de Dados da Geologia do Brasil, Mapas Geológicos Estaduais. Escala 1:750000, CD-ROM, 2006.
13. 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: p. 19- 40, 2000.
14. 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, p. 135-149, 1983.
15. DEBON, F., LE FORT, P., SABATÉ, P. Uma classificação químico-mineralógica das rochas plutônicas comuns e suas associações, método e aplicações. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 18, n. 2, p. 122-133, 1988.
16. EBY, G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. **Geology**, v. 20, p. 641-644, 1992.
17. FIORI, A.P. **Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba**. São Paulo, 1990, 261 p. Tese (Livre Docência). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
18. 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. 40, p. 261-293, 2001.
19. GALEMBECK, T.M.B. **Aspectos geológicos, petrográficos e geoquímicos da intrusão Cabreúva, Complexo Intrusivo Itu (SP)**. Rio Claro, 1991, 195p. Dissertação (Mestrado em Geociências)- IGCE-UNESP.
20. GODOY, A.M. **Caracterização Faciológica, Petrográfica e Geoquímica dos Maciços Sorocaba e São Francisco, SP**. São Paulo, 1989, 221p. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
21. GODOY, A.M. **Estudos Geológicos das Rochas Granitoides e Metamórficas e suas Aplicações como Rochas Ornamentais e de Revestimento**. Rio Claro, 2003, 243p. Tese (Livre Docência)- Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
22. HARKER, A. **The Natural History of Igneous Rocks**. London, Methuen, 384p., 1909.
23. HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. de. Província Mantiqueira. Setor Central. In: Almeida, F.F. de, Hasui, Y. (Eds). **O Pre-Cambriano do Brasil**. São Paulo, p. 308-344, 1984.
24. 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, Recife. **Anais...** Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 2579-2593. 1978.
25. HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. The Ribeira folded belt. **Revista Brasileira Geociências**, v. 5, n. 4, p. 257-266, 1975.
26. HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B. B. (Org). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora Beca, p. 203-234, 2004.
27. INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS (IPT). **Catálogo de Rochas Ornamentais do Estado de São Paulo**. São Paulo, 1990.
28. LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. Plutonic Rock Types Series: Discrimination of Various Granitoid Series and Related Rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 14, p. 169-186, 1982.
29. LE MAITRE, R.W. **Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological-Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks**. Blackwell, Oxford, 193 p. 1989
30. 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.
31. LEITE, J.JR., HEAMAN, L.M., JANASI, V.A., MARTINS, L., CREASER, R.A. The late- to postorogenic transition in the Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith (Apiaí Domain, SE Brazil): Constraints from geology, mineralogy, and U-Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 23, p. 193-212, 2007.
32. MALAGUTTI, M.I.A.; BAHIA FILHO, O.; MORENO, M.M.T.; NARDY, A.J.R. Determinação de elementos terras raras e ítrio em rochas silicáticas por ICP-AES com separação em resina trocadora de íons. **Geochimica Brasiliensis**, v. 12, n. ½, p. 75-80, 1998.
33. MANIAR, P.D. & PICOLLI, P.M. Tectonic Discrimination of Granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, v. 101, p. 635-643, 1989.
34. 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, p. 956-983, 1984.
35. PORSANI, J.L.; SAUCK, W.A.; SOUZA JUNIOR, A.O. GPR for mapping fractures and as guide for the extraction ornamental granite from a quarry: A case study from southern Brazil. **Journal of Applied Geophysics**, v. 58, p. 177-187, 2005.
36. PRAZERES FILHO, H.J.; HARARA, O.M.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; SIGA JR, O. Litoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. **Série Científica**, São Paulo, v. 3, p. 51-70, 2003.
37. SALAZAR, C.A.; RODRIGUES, S.W. de O.; VELÁSQUEZ, M.E.; ARCHANJO, C.J.; BRUMATTI, M. Geoquímica e Trama do Granito Capão Bonito: Domínio Apiaí, Faixa Ribeira (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, XIII e SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, III, 2011, Gramado. **Anais...** Gramado: Sociedade Brasileira de Geoquímica, p. 657-660, 2011.
38. SOUZA JUNIOR, A.O. & PORSANI, J.L. Localização de fraturas em rochas graníticas, no município de Capão Bonito-SP, Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 20, p. 123-128, 2003.
39. TAYLOR, W.P. Intrusion and differentiation of granitic magma at high level in the crust: the Puscao Pluton. Lima,

- Peru. **Journal of Petrology**, p. 82-133, 1976.
40. THOMPSON, R.N. British Tertiary volcanic province. **Journal of Geology**, v. 18, p. 49-107, 1982.
41. VLACH, S.R.; JANASI, V.A.; VASCONCELLOS, A.C.B. The Itu belt: associated calc-alkaline and aluminous A-type late brasiliano granitoids in the states of São Paulo and Paraná, southern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 36, Natal. **Anais...**Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 4 p. 1700-1711, 1990.
42. WEAVER, B. & TARNEY, J. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. **Nature**, v. 310, p. 575-57, 1984.
43. WERNICK, E. The Pluriserial Ribeira Magmatic System 590, SE/S Brazil and Uruguay. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, SP, v. 28, n. 4, p. 533-542, 1998.
44. WERNICK, E. Arc-related Rapakivi Granites from the Ribeira Fold Belt, SE Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 20-24, 2000.
45. WERNICK, E.; GALEMBECK, T.M.B.; GODOY, A.M.; HERMANN, P.K. Geochemical variability of the Rapakivi Itu Province, State of São Paulo, SE Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 69, n. 3, p. 395-413, 1997.
46. WERNICK, E.; GODOY, A.M.; FERREIRA, C.J.; GALEMBECK, T.M.B.; ARTUR, A.C.; ANDRADE, F.R.D. Estruturação e Evolução Magmática de Granitóides Associados a Falha Transcorrente (Estado de São Paulo, SE Brasil): Um Estudo Comparativo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, 1993, Rio de Janeiro. **Resumos...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 87-89, 1993.
47. WHALEN, J.W., CURRIE, K.L., CHAPPEL, B.W. A-Type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 95, p. 407-419, 1987.

*Manuscrito recebido em: 07 de Novembro de 2011*

*Revisado e Aceito em: 23 de Outubro de 2013*