



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JULIO DE MESQUITA FILHO"
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS



Trabalho de Formatura
Curso de Graduação em Geologia

Petrologia e Geoquímica das Rochas Graníticas do Maciço Capão Bonito, SP

Otávio Augusto Ruiz Paccola Vieira

Prof.Dr. Antonio Misson Godoy

Rio Claro (SP)

2015

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

OTÁVIO AUGUSTO RUIZ PACCOLA VIEIRA

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS
GRANÍTICAS DO MACIÇO CAPÃO BONITO, SP

Trabalho de Formatura apresentado ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do grau de Geólogo.

Rio Claro - SP

2015

OTÁVIO AUGUSTO RUIZ PACCOLA VIEIRA

PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS
GRANÍTICAS DO MACIÇO CAPÃO BONITO, SP

Trabalho de Formatura apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências
Exatas - Câmpus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista Júlio de
Mesquita Filho, para obtenção do grau de
Geólogo.

Comissão Examinadora

Antonio Misson Godoy (orientador)

George Luiz Luvizotto

Filipe Goulart Lima

Rio Claro, 05 de abril de 2015.

Assinatura do(a) aluno(a)

assinatura do(a) orientador(a)

RESUMO

O Maciço Granítico Capão Bonito localiza-se no sudoeste do Estado de São Paulo e está associado à evolução neoproterozóica da Província Mantiqueira Central. As suas rochas afloram junto à borda da Bacia do Paraná em um corpo com forma alongada cujo eixo maior apresenta direção geral NE-SW, perfazendo uma área aproximada de 110km². Ocorre intrusivo em rochas epimetamórficas da Formação Votuverava, do Grupo Açungui e em rochas graníticas do Complexo Três Córregos e a sua colocação encontra-se relacionada a uma tectônica rúptil das zonas de cisalhamento de direção NE-SW. Nos metassedimentos, quando preservados das feições deformacionais impostas pela deformação milonítica, preservam-se texturas e mineralogias do metamorfismo de contato com desenvolvimento de minerais na fácies albita-epidoto e hornblenda hornfels. O Maciço Capão Bonito é constituído por sienogranitos vermelhos, holo- a leucocráticos com biotita e rara hornblenda, inequigranulares de granulação média a grossa a porfiríticos e isotrópicos a levemente miloníticos e/ou cataclásticos nas regiões marginais. Comercialmente são denominados de Vermelho Capão Bonito e para exportação como *Rubi Red Granite*. 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. O metamorfismo ocorreu na região na fácies xisto verde, baixo a médio, gerando quartzitos, filitos, xistos, metabásicas e cálcio-silicatadas.

ABSTRACT

The granitic massif Capão Bonito is located in the southwest of the State of São Paulo and is associated with Neoproterozoic evolution of Central Mantiqueira Province. Its rocks outcrop along the edge of the Paraná Basin in a body with elongated shape whose major axis has a general NE-SW, covering an area of approximately 110km². Occurs in intrusive epimetamorphic rocks of Votuverava Formation, Acungui Group and granitic rocks of the Três Córregos Complex and their placement is related to a brittle tectonics of NE-SW direction shear zones. In metasediments, when preserved from deformational features imposed by mylonitic deformation, preserve up textures and mineralogy of contact metamorphism with development of mineral in albite-epidote and hornblende hornfels facies. The Massif Capão Bonito consists of red syenogranites, holo-leucocratic with biotite and rare hornblende, medium to coarse inequigranulars and isotropic lightly mylonitic and / or cataclastic in marginal regions. Commercially are called Vermelho Capão Bonito and for export as Ruby Red Granite. Rocks belonging to the calcium-alkaline high potassium to shoshonitic series or the series subalkaline potassic and metaluminous to peraluminous character. The magmatism is compatible with granite type A, tardi-orogenic to anorogenic of intraplate environment, from the crust material with lower melting emplacement associated with correlated transtensive structure to shear zones in an extensional environment at the end of collisional event of Orogênese Ribeira. Metamorphism occurred in the region in the greenschist facies, low to medium, generating quartzites, phyllites, schists, and calcium-silicate metabasics.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. A. Localização da área de estudo. B. Mapa geotectônico do Domínio Apiaí –São Roque (mod. de Heilbron et al., 2004) com a localização do Maciço Capão Bonito, SP.	1
Figura 2. 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).	3
Figura 3. Compartimentação geotectônica no Ciclo Brasileiro, com destaque para o Sistema Orogênico Mantiqueira, onde localiza-se a área (Hasui, 2012).	5
Figura 4. Compartimentação do Sistema Orogênico Mantiqueira. (HEILBRON <i>et al.</i> , 2004)...	6
Figura 5. Domínios do Sistema Mantiqueira (Domínio Apiaí em verde, entre PR e SP) (Hasui, 2012).	6
Figura 6. Mapa mostrando o Sistema Transcorrente Paraíba do Sul, que afeta o Cinturão Ribeira. (Hasui, 2012).	10
Figura 7. Mapa dos cinturões e crátons brasileiros/panafricanos situados no Gondwana (Hasui, 2012).	12
Figura 8. Mapa geológico da região de Capão Bonito (Bolonini & Godoy, 2010).	14
Figura 9. Filitos sericíticos de coloração avermelhada, o litotipo representativo da área ...	15
Figura 10. Quartzitos esbranquiçados localizados próximos a Serra do Cantagalo, sul da área estudada.	16
Figura 11. Biotita xisto alterado, localizado a sudoeste da área de estudo.	16
Figura 12. Metabásica de coloração avermelhada, devido a alteração.	17
Figura 13. Fotografias identificando a principal pedreira da empresa “Somibras” (Figuras 13A e B) e aspectos mineralógicos, petrográficos, estruturais e texturais dos principais litotipos rochosos (Figuras 13C e D) das rochas do Maciço Capão Bonito.	19
Figura 15. Classificação modal das rochas do Maciço Granítico Capão Bonito	21
Figura 16. Sienogranito “Vermelho Capão Bonito”	22
Figura 17. Fotomicrografias de cristais de quartzo anedrais apresentando microfissuras com preenchimento geralmente feito por sericita.	23

Figura 18. Fotomicrografias de cristais de quartzo anedrais com extinção ondulante e subgrãos em contato com oligoclásio anedral com geminação polissintética apresentado-se saussuritizado.....	23
Figura 19. Fotomicrografias de cristais de biotita com início de cloritização e minerais opacos secundários, microfissuras com preenchimento por sericitas em contato com cristais de quartzo e microclínio.....	24
Figura 20. Fotomicrografias mostrando a hornblenda cloritizada, presença de cristal de hornblenda pouco alterado em contato com cristal de microclínio pertítico e quartzo.....	24
Figura 21. Sienogranito Vermelho Capão Bonito	25
Figura 22. Fotomicrografias de cristal de quartzo anedral com extinção ondulante, em contato com cristal de microclínio anedral, pertítico e com geminação em grade.....	26
Figura 23. Fotomicrografias de cristal de quartzo anedral em contato com oligoclásio subhedral com geminação polissintética e leve saussuritização.	27
Figura 24. Fotomicrografias mostrando hornblenda com transformações para biotita e clorita em contato com cristais de microclínio.	27
Figura 25. Sienogranito Vermelho Capão Bonito.	28
Figura 26. Fotomicrografias de cristais de oligoclásio sericitizado em contato com quartzo anedral e biotita. Legenda: Qtz) Quartzo; Pl) Plagioclásio (Oligoclásio); Bt) Biotita; A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados.	29
Figura 27. Fotomicrografias de cristais de biotita em contato com cristais de quartzo e plagioclásio.....	29
Figura 28. Diagramas de variação para elementos maiores (Harker, 1909).	31
Figura 29. Diagramas binários para elementos traços.....	33
Figura 30. 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).	34
Figura 31. 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..... 35

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Composição mineralógica modal CBT1 (%)	22
Tabela 2. Composição mineralógica modal CBT2 (%)	26
Tabela 3. Composição mineralógica modal CBT3 (%)	28
Tabela 4. Análises geoquímicas das amostras do Maciço Capão Bonito.	30

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	1
Objetivos	3
Material e Métodos	3
GEOLOGIA REGIONAL	4
Cinturão Ribeira	5
Domínio Apiaí	7
Litoestratigrafia do Domínio Apiaí	7
Geologia Estrutural	9
Evolução	11
Geologia Econômica	11
ASPECTOS GEOLÓGICOS GERAIS	13
PETROGRAFIA DO GRANITO CAPÃO BONITO	20
GEOQUÍMICA DO GRANITO CAPÃO BONITO	30
CONCLUSÃO	36
BIBLIOGRAFIA	37

INTRODUÇÃO

O Maciço Capão Bonito ocorre no sudoeste do Estado de São Paulo e encontra-se aflorando em parte das Folhas Topográficas, em 1: 50.000, de Capão Bonito e Guapiara, entre as coordenadas: 48°35'44" - 48°19'00" W / 24°1'00" - 24°7'40" S (Figura 1A).

Regionalmente, insere-se na Província Mantiqueira de Almeida et al. (1967) e na região sul do Cinturão de Dobramentos Sudeste, na parte sul da Faixa Ribeira de Hasui et al. (1975). Segundo Heilbron et al. (2004) a região situa-se na Província Mantiqueira Central subdividida em três compartimentos tectônicos: parte sul do Orógeno Brasília, Orógeno Ribeira e os Terrenos Apiaí, São Roque e Embu. A área de exposição das rochas do Maciço Capão Bonito encontra-se no Domínio Apiaí - São Roque (Figura 1B).

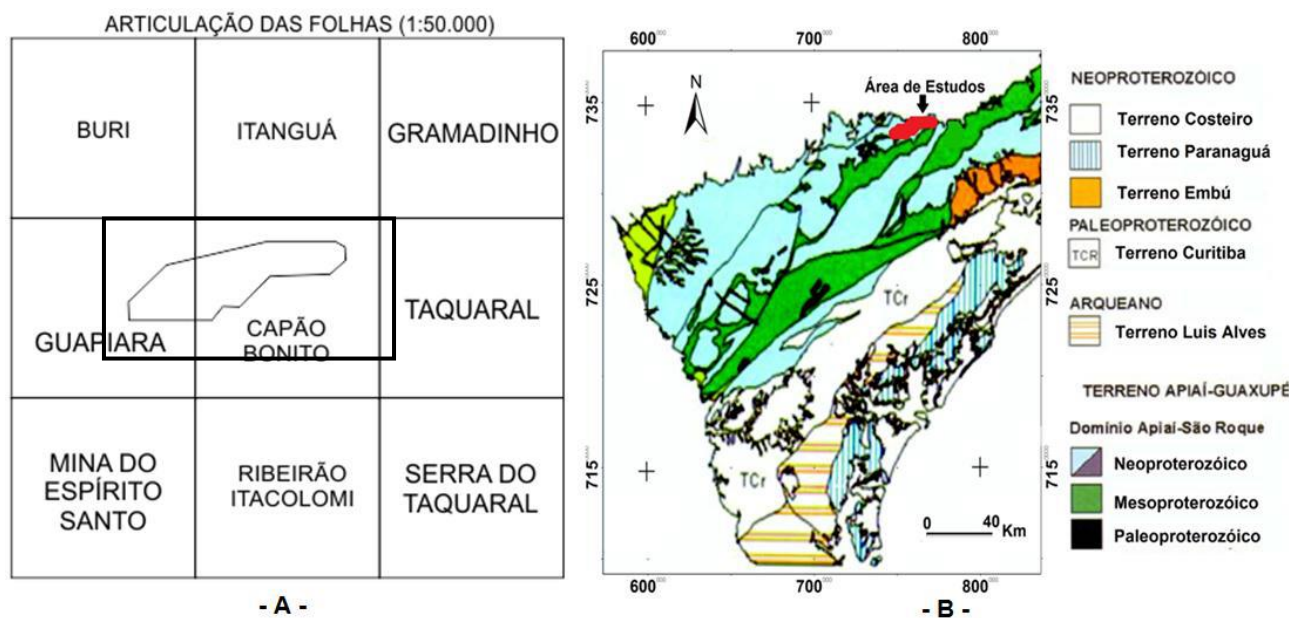


Figura 1. A. Localização da área de estudo. **B.** Mapa geotectônico do Domínio Apiaí-São Roque (mod. de Heilbron et al., 2004) com a localização do Maciço Capão Bonito, SP.

O maciço ocorre intrusivo no Domínio Apiaí, no segmento das unidades metassedimentares mesoproterozóicas que compreendem rochas supracrustais metamorfasadas em condições de fácies xisto verde a anfibolito baixo da Formação Votuverava do Grupo Açungui.

Esta sequência de rochas foi posteriormente redefinida como Supergrupo (Campanha, 1991) e apresentado por Fiori (1990) com uma estratigrafia não original, mas resultante do

empilhamento de fatias tectônicas decorrentes de cavalgamentos que ocorreram durante o fechamento da bacia.

Na área ocorre a suíte granítica cálcio-alcálica alinhada na direção NE-SW, caracterizada pelas rochas do Batólito Granítico Três Córregos e pelo granito pós-colisional anorogênico do Maciço Granítico Capão Bonito, com idade U-Pb de 564 ± 8 Ma (Leite, 2003).

Sobrepostas a estas unidades afloram rochas sedimentares da Bacia do Paraná representada pelo Grupo Itararé onde dominam arenitos, siltitos, folhelhos, diamictitos e ritmitos; e as manifestações básicas da Formação Serra Geral na forma de soleiras e diques.

Dentre os trabalhos geológicos de detalhe dos corpos graníticos desta província destacam-se os de Godoy (1989), que caracteriza os maiores corpos granitóides *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 granitóides 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 (1998) como Província *Rapakivi* Itu. Wernick (1998; 2000) define o conjunto magmático de plutons e complexos granitóides tardi- a pós-orogênicos do Cinturão Itu (Vlach et al., 1990) associado à Faixa Ribeira como Sistema Pluriserial Magma 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 plútons graníticos rasos, e inclui os corpos Capão Bonito e São Miguel Arcajo à extensão da Província Granítica Itu (Figura 2).

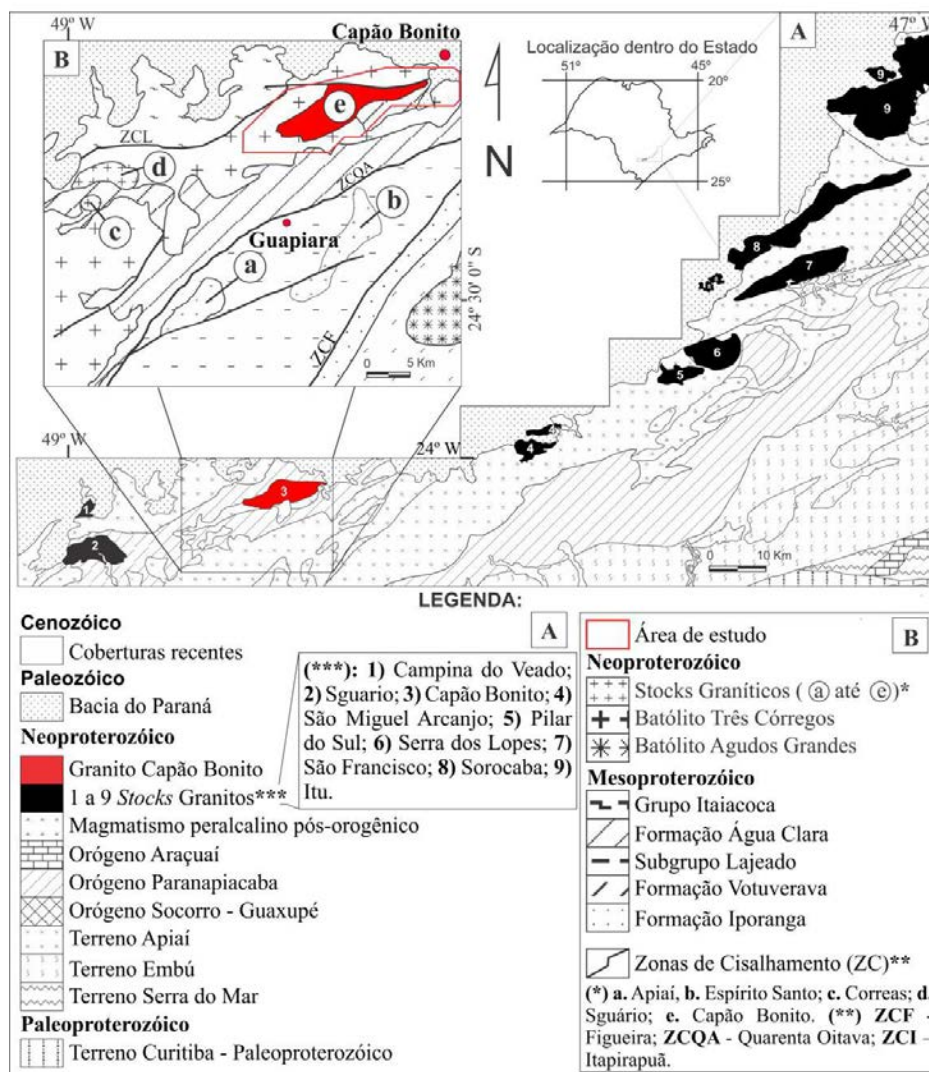


Figura 2. A. Mapa do Pré-Cambriano do estado de São Paulo com a disposição dos principais corpos graníticos pós-orogênicos a anorogênicos. Mod. da CPRM (2003). B. Detalhamento das principais unidades geológicas no entorno do Maciço Capão Bonito. Mod. de Prazeres Filho et al. (2003).

Objetivos

O presente trabalho objetiva a caracterização geoquímica e a análise petrográfica das rochas graníticas do Maciço Capão Bonito, sudoeste do estado de São Paulo, visando uma maior compreensão da área e seu papel e influência na região.

Material e Métodos

Foram desenvolvidas as seguintes etapas de pesquisa:

- Levantamento Bibliográfico: foi realizada pesquisa sobre os trabalhos já existentes na área, incluindo artigos publicados em periódicos, dissertações de mestrado e teses de doutorado, livros e mapas geológicos regionais e locais.

- Atividade de campo: para a descrição geológica e coleta de amostras do granito, foram realizados 7 dias de campo, durante o mês de agosto e setembro de 2014.

-Confecção de secções delgadas: para interpretação microestrutural e microtextural do granito. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM), a partir de 3 amostras do granito Capão Bonito coletadas em trabalho de campo, chamadas aqui como: CBT1, CBT2 e CBT3. Cada amostra providenciou 2 lâminas, gerando um total de 6 lâminas descritas

-Interpretação das lâminas: utilizando microscópios óticos petrográficos, disponíveis no Laboratório de Microscopia do DPM.

-Análises geoquímicas: As análises geoquímicas foram elaboradas das litologias de granito dominantes da região (descritas na geologia local) 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). Ao todo foram 7 amostras principais analisadas, nomeadas aqui como CBT 1 a CBT7.

GEOLOGIA REGIONAL

A extensa área de terrenos pré-cambrianos da região oriental da Plataforma Sul-Americana, exposta no Escudo Atlântico, é composta de quatro províncias estruturais: São Francisco, Borborema, Tocantins e Mantiqueira. A área de estudo encontra-se inserida na Província Mantiqueira, que corresponde em área ao Sistema Orogênico Mantiqueira (Figura 3).

O sistema apresenta-se como uma faixa alongada que vai do sul da Bahia até o Rio Grande do Sul, com extensão para o Uruguai. Possui cerca de 3.000 km de comprimento, 200 km de largura na parte sul e 600 km na parte norte.

A oeste faz limites com o Cráton do São Francisco, com a extremidade sul do Cinturão Brasília, do Sistema Orogênico Tocantins, e com a cobertura da Bacia do Paraná. Em Santa Catarina e no Rio Grande do Sul a continuidade está oculta sob essa bacia. A leste faz limite com

a Província Margem Continental Leste, onde se reconhece que o sistema tem continuidade, mas não está caracterizado por se encontrar submerso (Hasui, 2012).

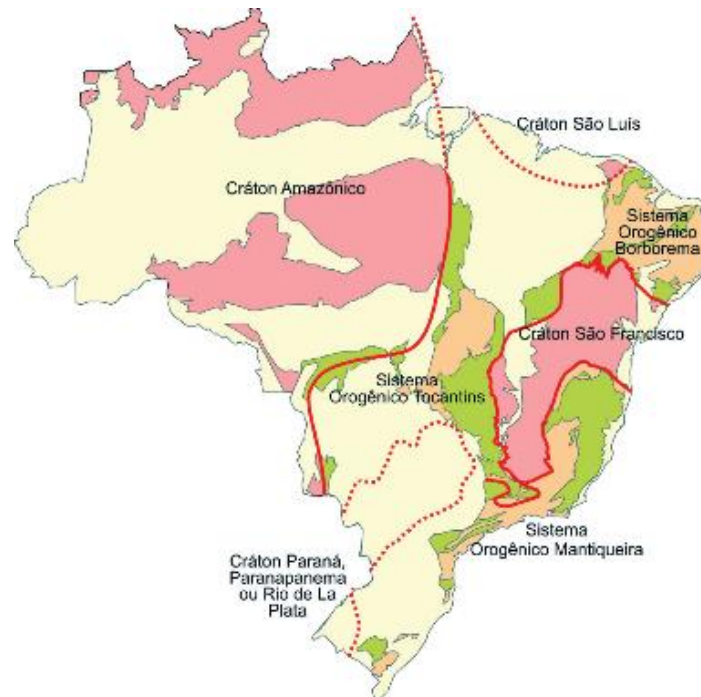


Figura 3. Compartimentação geotectônica no Ciclo Brasileiro, com destaque para o Sistema Orogrênico Mantiqueira, onde localiza-se a área (Hasui, 2012).

O Sistema Mantiqueira é formado essencialmente de rochas pré-silurianas (> 450 M.a), que se expõem em praticamente toda sua área. Outras unidades ocorrem em pequenas extensões, sendo muito discretas, como: diques de diabásio e corpos magmáticos alcalinos do Cretáceo e Paleogeno; coberturas sedimentares representadas por depósitos cretáceos e paleogênicos, alguns incluindo discretas ocorrências de rochas vulcânicas; coberturas sedimentares neogênico-quaternárias, relacionadas com a neotectônica e com a evolução do relevo e da rede de drenagem atual (Hasui, 2012).

O Sistema Orogrênico Mantiqueira foi compartimentado em três setores: setentrional, central e meridional (Figura 4). Esses setores correspondem a três cinturões orogênicos: Araçuaí no setentrional, Ribeira no central e Tijuca no meridional (Hasui, 2010).

Cinturão Ribeira

O Cinturão Ribeira se limita com o Cinturão Araçuaí na região da divisa Minas Gerais-Rio de Janeiro-São Paulo. O Cinturão Ribeira estende-se para sudoeste até o Paraná e leste de Santa Catarina. A oeste é encoberto pela Bacia do Paraná e a leste faz limite com a Província da

Margem Continental Leste. No centro-sul de Minas Gerais relaciona-se com a porção sul do Cinturão Brasília, e sua extremidade sul, com o Cinturão Tijucas.

No Cinturão Ribeira distinguem-se os domínios Varginha, Embu, Costeiro, São Roque, Apiaí, Curitiba, Paranaguá e Luís Alves (Figura 5). Nos domínios Apiaí, São Roque e parte do Curitiba aparece a Faixa Apiaí-São Roque (Hasui, 2012).

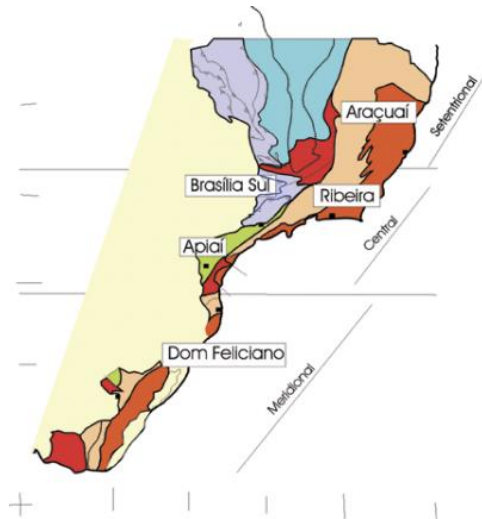


Figura 4. Compartimentação do Sistema Orogênico Mantiqueira. (HEILBRON *et al.*, 2004).

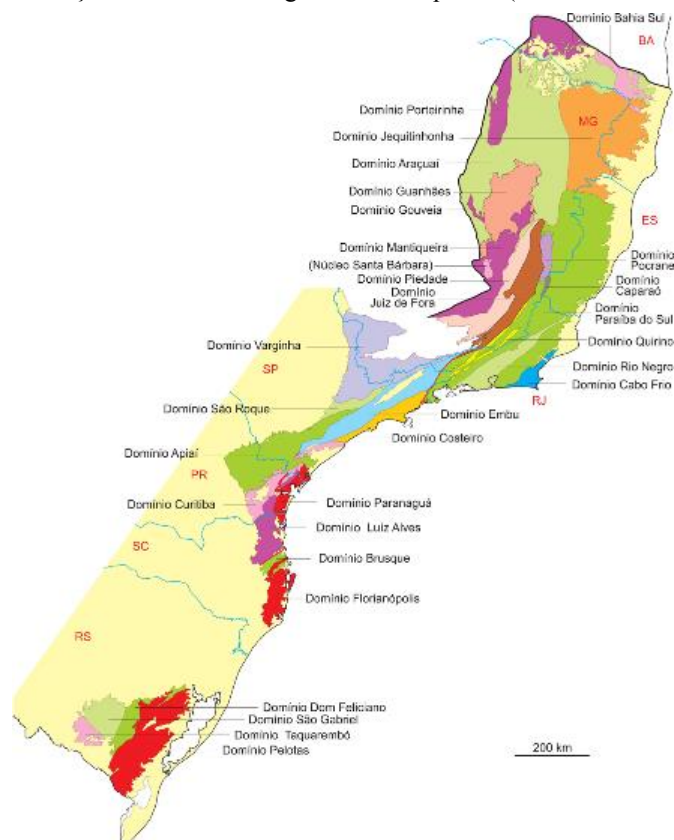


Figura 5. Domínios do Sistema Mantiqueira (Domínio Apiaí em verde, entre PR e SP) (Hasui, 2012).

Domínio Apiaí

Em função das características litoestruturais e geocronológicas, Hasui (2012) separou o Cinturão Ribeira em vários domínios, entre eles o Domínio Apiaí. Heilbron *et al.* (2004) classificam esses domínios sob a designação de terrenos tectono-estratigráficos (Heilbron *et al.*, 2004), separados ora por falhas de empurrão, ora por zonas de cisalhamento oblíquas transpressivas. No presente trabalho, a classificação adotada será a de Hasui (2012) por se tratar de uma revisão mais atualizada.

O Domínio Apiaí integra o Segmento Central da Província Mantiqueira. Suas relações com os domínios da extremidade sul da Faixa Brasília, bem como com o Cinturão Ribeira ainda são objeto de muita especulação. Integram-se os domínios Apiaí e São Roque à borda da placa Paranapanema, e portanto, neste caso, sua história tectônica estaria ligada à extremidade sul da Faixa Brasília.

O Domínio Apiaí limita-se com o Domínio São Roque e a Nappe Socorro-Guaxupé, a norte, e com os domínios Curitiba e Embu, a sul e sudeste, através de zonas de cisalhamento destrais, chamadas de Jundiuvira, de Lancinha e de Caucaia-Rio Jaguari, respectivamente (Hasui, 2012; Heilbron *et al.*, 2004).

O Maciço Capão Bonito encontra-se intrusivo em rochas metassedimentares mesoproterozóicas do Grupo Açungui, em rochas neoproterozóicas da Formação Votuverava e rochas granitoides neoproterozóicas sin-colisionais do Complexo Três-Córregos.

Nas proximidades também ocorrem rochas associadas a Bacia do Paraná, constituídas basicamente pelo Grupo Itararé e pelo magmatismo básico da Formação Serra Geral (Bolonini & Godoy, 2010).

Litoestratigrafia do Domínio Apiaí

As exposições de embasamento paleoproterozóico no Domínio Apiaí são raras e se restringem a núcleos de ortognaisses peralcalinos (Heilbron *et al.*, 2004). Na porção sudoeste do Domínio Apiaí afloram metassedimentos que classicamente foram denominados de Grupo Açungui (Campanha & Sadowsky, 1999).

Estudos que se seguiram sugeriram que na verdade o Grupo Açungui era constituído por três megassequências stratigráficas discordantes, separadas em vários blocos por zonas de

cisalhamento transcorrente (Heilbron *et al.*, 2004). Hasui (2012), reúne esses metassedimentos nos grupos Setuva, de idade mesoproterozoica, e Açungui, do Neoproterozoico.

O Grupo Setuva é um pacote metavulcanossedimentar cujos protólitos se acumularam em uma margem passiva, com fundo oceânico pouco expressivo. Ele ocorre no Domínio Curitiba e em núcleos de antiformas do Domínio Apiaí.

Os representantes do Grupo Setuva são as formações Perau e Água Clara, de 1,59 – 1,48 G.a (Weber *et al.*, 2004). A Formação Perau é constituída de quartzitos, mica xistos, metadolomitos, metacalcários, rochas cálcio-silicáticas, metatufos félsicos, anfíbolitos.

Na região de estudo encontra-se os litotipos associados a Formação Água Clara, predominantemente carbonática. Ela é composta por mármores, rochas cálcio-silicáticas, cálcio-filitos, incluindo quartzitos e metacherts, associados com anfíbólio xistos, granada-clorita-biotita xistos, metatufos básicos e intermediários, e anfíbolitos. O metamorfismo registrado é de baixo a médio grau (Hasui, 2012).

O Grupo Açungui forma no Paraná duas faixas de direção NE, separadas pela área de ocorrência da Formação Votuverava: a da Formação Capiru a sudeste, no Domínio Curitiba e recobrimo rochas do embasamento, e a Formação Itaiacoca a oeste, no Domínio Apiaí (Hasui, 2012).

A Formação Votuverava (1,48 – 1,43 Ga) aflora no Paraná e em São Paulo, no Domínio Apiaí (Heilbron *et al.*, 2004). A Formação Votuverava é composta por metarritmitos, metassiltitos, metarenitos e filitos grafitosos, que exibem estratos gradados, laminações planoparalelas e laminações tipo-*climbing ripple*.

Apresenta metabasitos derivados de arcos insulares e fundos oceânicos de possível bacia retroarco. Subordinam-se metaconglomerados, anfíbolitos, turmalinitos, formações ferríferas bandadas e gonditos, que sugerem a manutenção, mais discreta, do vulcanismo toleítico na bacia. Mármores e quartzitos em meio a micaxistos finos (Seqüência Serra das Andorinhas) ocorrem no interior da Formação Votuverava (Heilbron *et al.*, 2004).

A Formação Itaiacoca representa a faixa mais a norte da área, limitada a norte pelos sedimentos fanerozóicos da Bacia do Paraná, e a sul, pelos batólitos e Três Córregos, com o qual faz contato tectônico. É composto por uma formação basal, sedimentar detrítica, formada de metarcóseos, metarenitos, metapelitos, filitos, metadolomitos, metamargas e metavulcanitos, e de uma unidade carbonática, composta de metadolomitos, metacalcários, filitos, filitos calcíferos, talco xistos e metabasitos. Corpos lenticulares de anfíbolitos são frequentes.

Na área também afloram granitos do Complexo Três Córregos, sendo nele reconhecidos quatro conjuntos litológicos (Gimenez Filho *et al.*, 1995): migmatitos, granitoides orientados, Suíte Porfiroide e granito Lajeado. Em diversos afloramentos, tanto dos granitoides orientados quanto de granitos da Suíte Porfiroide, são constatados enclaves de rocha de granulação mais fina, em geral orientados e de coloração escura.

Os granitoides orientados englobam as rochas referidas como ortognaisses e aquelas enfeixadas como granitos gnáissicos porfiroblásticos. A Suíte Porfiroide engloba os granitoides porfiroides. Tratam-se, em geral, de granitos de granulação média, localmente fina, cinza claro a médio, por vezes rosado.

Os contatos destes granitoides com as unidades metassedimentares são em geral bruscos e discordantes e, muitas vezes, tectônicos (Gimenez Filho *et al.*, 1995).

O Grupo Itararé está localizado ao noroeste da área, constituído de arenitos mal selecionados, intercalados com argilitos e conglomerados basais (Schneider *et al.*, 1974). Existem também diques associados ao magmatismo Serra Geral, subverticais de espessura métricas de diabásios de granulação fina, normalmente controlados por um trend na direção NW/SE (Heilbron *et al.*, 2004).

Os depósitos recentes são formados por argilas, siltes, areias, cascalheiras, oriundos de erosão, transporte e deposição em margens de rios, fundos de canal e planícies de inundação (Bolonini & Godoy, 2010).

Geologia Estrutural

Os processos orogênicos brasileiros envolveram metamorfismo e deformações tangencial seguida de transcorrente, de que resultaram feições internas diversas, destacadamente a foliação. A foliação, de modo geral, acompanha o alongamento dos corpos rochosos, que têm geometria de fatias, lentes e sigmoides justapostos, bem visíveis em escalas micro a megascópicas (Hasui, 2012).

A geometria gerada pela deformação tangencial consistiu-se de zonas de empurrão ou reversas que formaram lascas e nappes empilhadas de um sistema de cavalgamento. Ela é caracterizada pela presença da foliação guardando lineação de estiramento de direções e inclinações desde paralelas ao mergulho a oblíquas.

A atuação de sistema transcorrente superpõe deformações nos sistemas de cavalgamento. A foliação e a lineação de estiramento foram rotacionadas, a primeira tendendo a se verticalizar e a segunda, a horizontalizar ao aproximar-se da zona transcorrente (Hasui, 2012).

A deformação transcorrente é o aspecto de maior destaque no cinturão, que atuou após ou em parte acompanhando tardiamente os cavalgamentos no final do Ciclo Brasileiro. Ela transfigurou o Cinturão Ribeira com um feixe de zonas de cisalhamento compondo o Sistema Transcorrente Paraíba do Sul (Heilbron *et al.*, 2004) (Figura 6).

As zonas transcorrentes, de trend NE-SW, separam fatias, lentes e sigmoides justapostos mediante deslocamentos que podem ter alcançado até mais de uma centena de quilômetros. Essa geometria também pode ser observada em escalas micro a megascópicas (Hasui, 2012).

A estruturação geral do cinturão está orientada na direção N35E no oeste do Domínio Apiaí e varia gradativamente para leste.

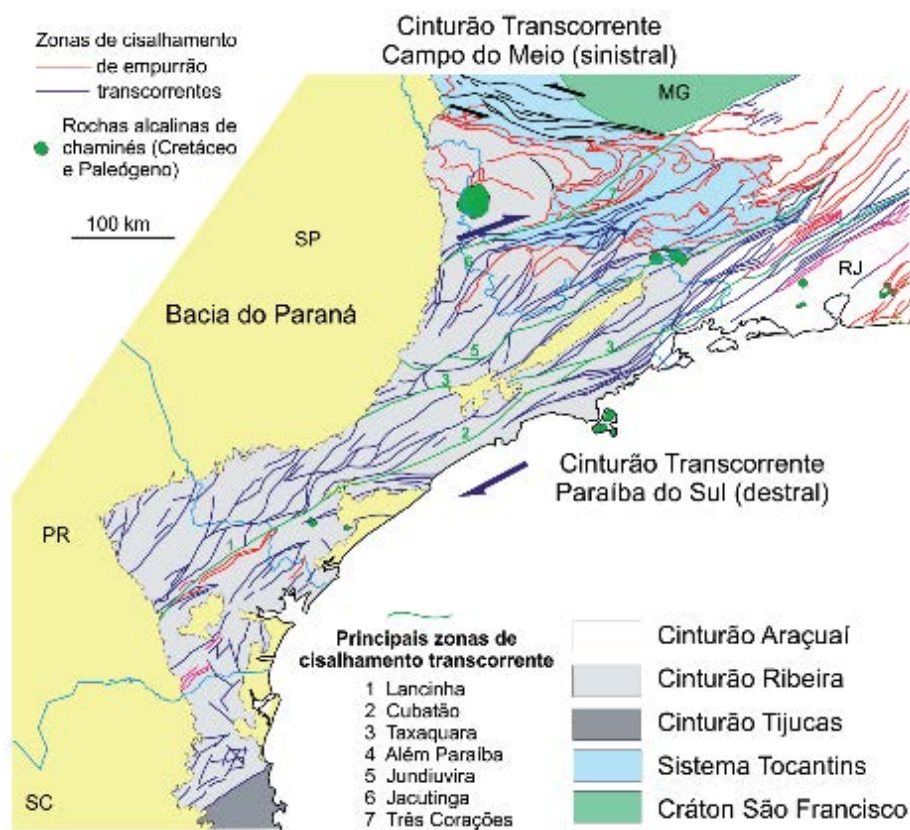


Figura 6. Mapa mostrando o Sistema Transcorrente Paraíba do Sul, que afeta o Cinturão Ribeira. (Hasui, 2012).

Evolução

A evolução do Cinturão Ribeira remonta às rochas pré-silurianas, que representam registros dos processos ocorridos do Arqueano até cerca de 450 M.a, ao final do Ciclo Brasileiro.

Esses processos foram de divergência, acarretando a fragmentação do Supercontinente Rodínia, separação e deriva de continentes e abertura de oceanos, seguidos de outros de convergência, resultando na aproximação e reaglutinação de continentes no Megacontinente Gondwana (Figura 7), que, por sua vez, no Triássico, se juntou a outras massas continentais para gerar o Supercontinente Pangea.

Uma etapa final que encerrou o Ciclo Brasileiro foi a do colapso gravitacional dos orógenos, marcando a passagem de condições de forte atividade compressiva, fechamento de oceanos e aglutinação de massas continentais, para as de estabilização intraplaca.

Essa etapa derradeira se estendeu até o Ordoviciano Superior, por volta de 450 M.a, diacronicamente com o estabelecimento da Bacia do Paraná (Hasui, 2012).

Regionalmente, o Grupo Açungui está inserido nos processos de convergência do Evento Brasileiro, que se desenrolaram de 630 Ma até cerca de 540 Ma, sofrendo metamorfismo de baixo grau, localmente médio.

A forte deformação formou zonas de cisalhamento de empurrão, estas sobrepondo lascas e instalando nappes e, por fim, uma rede de zonas de cisalhamento transcorrente de traços sinuosos. Com isso, o pacote Açungui foi desmembrado em corpos de portes e deslocamento variados, de modo que a estratigrafia original foi desfeita e é difícil de ser reconstituída. Essa evolução foi acompanhada de intrusão de corpos granitoides sin a pós-tectônicos.

Geologia Econômica

Economicamente, o Vale do Ribeira é detentor de grande potencial mineral, ocorrendo nele uma gama de minerais ferrosos, metálicos não ferrosos e preciosos, além de minerais industriais diversos e materiais naturais destinados a indústria de construção civil.

Na região são encontradas ocorrências de cobre, ouro, chumbo, zinco, estanho e prata associada (com potencial significativo para mineralizações), além de reservas importantes de mármore utilizados na indústria cimenteira e como insumo para a agricultura (Sallun & Sallun Filho, 2009).

Segundo os mesmos autores, os indícios de mineralizações correspondem a disseminações ou finos leitos de galena e pirita em rochas carbonáticas associadas à BIF's, intercaladas com xistos carbonosos e clorita-sericita quartzo xistos. Os autores também citam a possibilidade de ocorrência de depósitos hidrotermais similares aos modelos do tipo Skarn e Greisen. Além disso, os granitóides e quartzitos da região podem ser usados como rocha ornamental.



Figura 7. Mapa dos cinturões e crátons brasileiros/panafricanos situados no Gondwana (Hasui, 2012).

Os sedimentos aluvionares, quaternários, por sua vez, podem ser utilizados para construção civil (areia e argila), apresentando depósitos pequenos e sem significado econômico (Sallun & Sallun Filho, 2009).

ASPECTOS GEOLÓGICOS GERAIS

O Granito Capão Bonito encontra-se intrudido em rochas epimetamórficas do Grupo Açungui representado na área pela Formação Votuverava, caracterizada predominantemente por filitos, muscovita xistos, quartzitos e anfibolitos.

A parte nordeste do corpo magmático encontra-se parcialmente encoberta por rochas sedimentares do Grupo Itararé, caracterizado por arenitos mal selecionados e por sedimentos recentes cenozóicos. Sua porção noroeste está em contato direto com as rochas também neoproterozóicas do Complexo Granítico Três Córregos, caracterizado por monzogranitos equigranulares a porfiríticos.

As rochas do maciço afloram junto à borda da Bacia do Paraná e encontram-se distribuídas homoganeamente em um corpo apresentando forma alongada cujo eixo maior apresenta comprimento de 20 km e direção geral NE-SW, segundo a direção das principais zonas de cisalhamento, e uma largura média de 5,5 km, perfazendo uma área aproximada de 110 km² (Figura 8). No extremo NE da área estudada ocorrem pequenos corpos, que se encontram parcialmente encobertos por sedimentos recentes.

O 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.

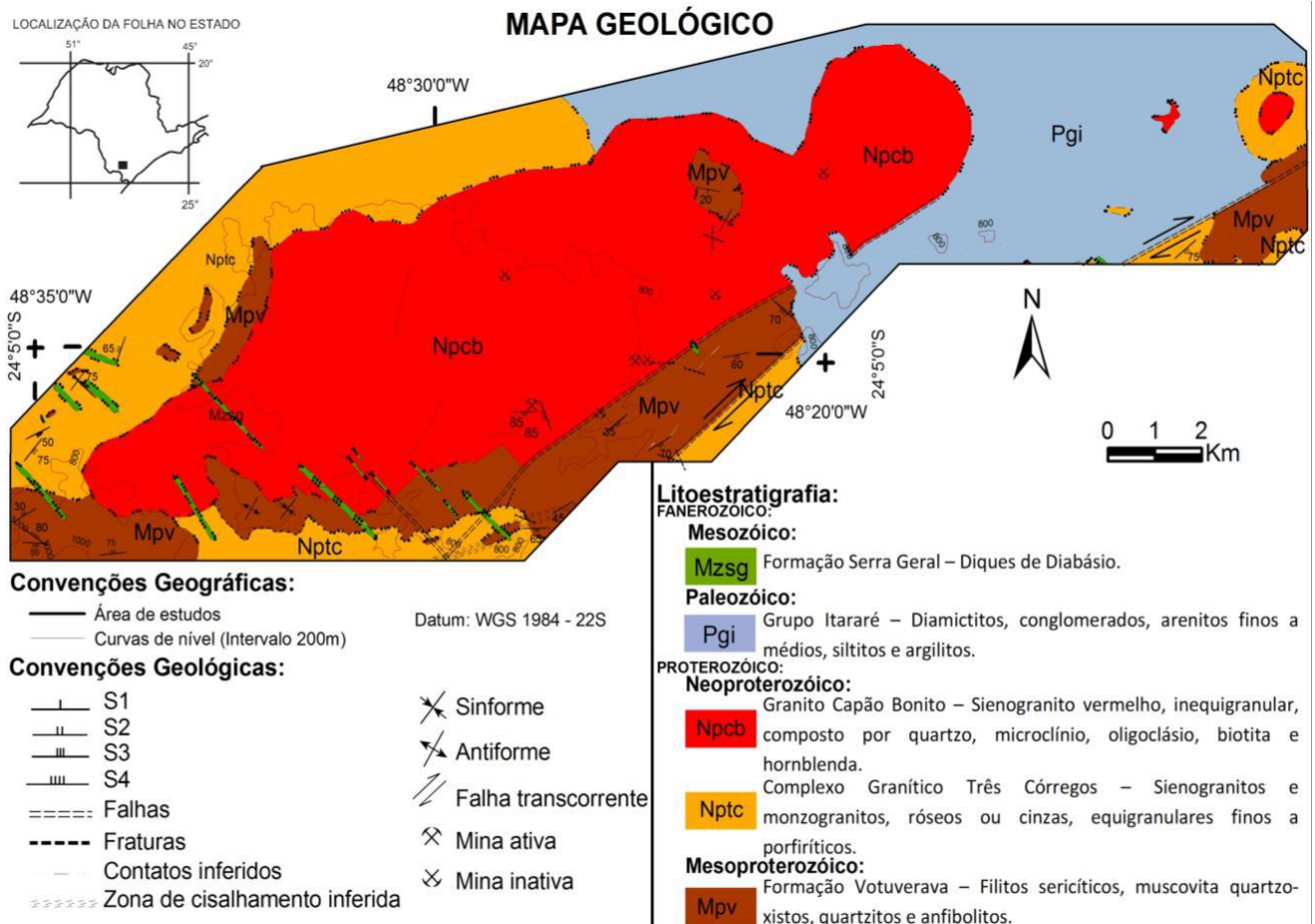


Figura 8. Mapa geológico da região de Capão Bonito (Bolonini & Godoy, 2010).

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 (Figura 9). Os pacotes onde prevalecem metassedimentos argilosos ou siltosos-arenosos, cujas espessuras são destacadas, foram descritos respectivamente como lentes de filitos, metasiltitos 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 metasiltitos 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.



Figura 9. Filitos sericíticos de coloração avermelhada, o litotipo representativo da área .

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.

Existem também quartzitos creme-esbranquiçado, com níveis mais puros e alguns níveis mais micáceos dentro do pacote; fraturado e foliado, com alguns pontos apresentando crenulações na foliação principal. Não esporadicamente são descritos veios de quartzo cortando discordantemente esta unidade. Estes quartzitos afloram fazem contato entre as rochas graníticas dos maciços Capão Bonito e Três Córregos.

As cristas da Serra do Cantagalo são formadas quartzito puro de coloração esbranquiçado-leitosa (Figura 10). Também encontra-se foliado e fraturado, e em alguns pontos observam-se veios do mesmo material cortando discordantemente a rocha. Possui a geomorfologia mais distinta da área, sendo caracterizada por elevadas amplitudes e altitudes, com cristas angulosas bem marcantes e alinhadas.

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.

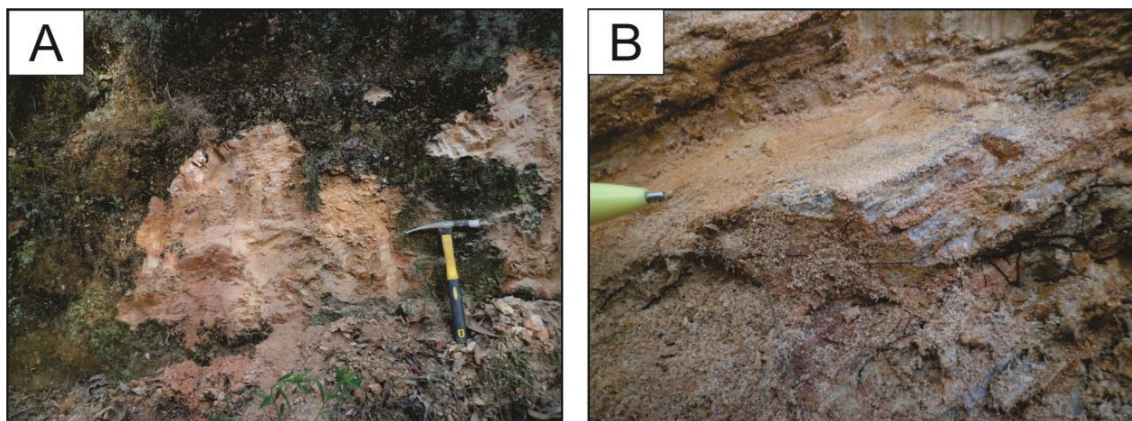


Figura 10. Quartzitos esbranquiçados localizados próximos a Serra do Cantagalo, sul da área estudada.

O xisto é representado em grande maioria por biotita-xistos, entretanto ocorrendo também moscovitas xistos e quartzo-xistos (Figura 11). O biotita xisto é descrito na área como uma rocha de coloração marrom acobreado, com cor de alteração avermelhada. As biotitas são desenvolvidas, de dimensões milimétricas, e com níveis mais quartzosos. O muscovita-xisto apresenta coloração arroxeadada a pérola e também apresenta bandas mais micáceas e bandas mais quartzosas, sendo as bandas mais micáceas compostas por micas brancas milimétricas (3mm) que perfazem cerca de 40%-50% do total da rocha. De forma geral, ambas tipologias de xistos estão foliadas, com as micas marcando esta foliação; não esporadicamente esta foliação está crenulada. 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.

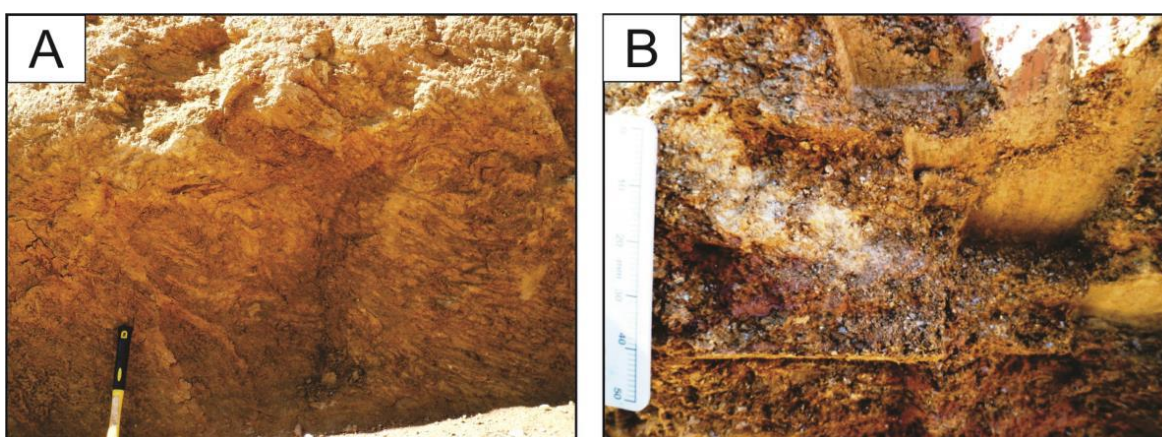


Figura 11. Biotita xisto alterado, localizado a sudoeste da área de estudo.

A sequência de meta básica varia desde um actinolita-tremolita xisto de granulação mais grossa a mais fina, todavia na área estudada predominam as metabásicas finas. Estas rochas

apresentam coloração verde água, com alteração amarronzada, e minerais prismáticos com brilho vítreo. Em geral as rochas metabásicas afloravam na forma de blocos de dimensões variadas, normalmente pouco alterados, ou como barrancos muito alterados.

As metabásicas normalmente encontram-se foliadas, com a foliação marcada pelos minerais prismáticos (textura nematoblástica). Esta foliação com frequência está crenulada. Compõem-se predominantemente por actinolita-tremolita, clorita e albita e menores porcentagens por quartzo, epidoto e carbonatos (Figura 12).



Figura 12. Metabásica de coloração avermelhada, devido a alteração.

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

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.

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

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

O Maciço Capão Bonito denominado comercialmente como “Vermelho Capão Bonito” ou para exportação com *Rubi Red Granite* corresponde a sieno- a monzogranitos leucocráticos, isotrópicos a levemente cataclásticos, vermelho, inequigranular, com granulação que vai de média a grossa. Composto por quartzo, microclínio, oligoclásio, biotita e raras hornblendas cloritizadas, além de apatita, titanita, epidoto e minerais opacos (Bolonini & Godoy, 2010).

No geral é bastante homogêneo, mas observa-se a presença de estruturas de *schlieren* resultante de acúmulo de minerais máficos, veios de quartzo e raramente pequenos enclaves e xenólitos, além da ocorrência de dique máficos associados da Formação Serra Geral.

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 porfíricas 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 13 apresenta características da frente de lavra na pedreira da empresa “Somibras” (Figuras 13A 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 13C 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 (Figura 14).

As fácies inequigranulares grossas a levemente porfíricas apresentam domínio do corpo magmático e estrutura isotrópica, com distribuição caótica dos fenocristais de feldspato potássico na matriz e 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.

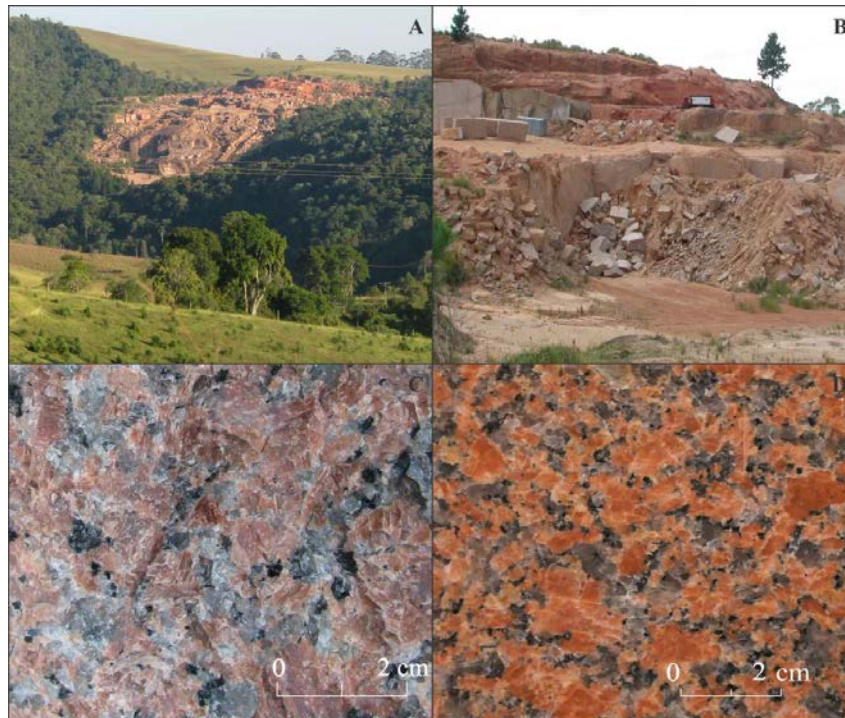


Figura 13. Fotografias identificando a principal pedreira da empresa “Somibras” (Figuras 13A e B) e aspectos mineralógicos, petrográficos, estruturais e texturais dos principais litotipos rochosos (Figuras 13C e D) das rochas do Maciço Capão Bonito.



Figura 14. Xenólitos de granitos distintos em um bloco do granito 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 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 diabásios que na forma de diques, de distintas dimensões, orientados preferencialmente em NW-SE, e que cortam todas as demais unidades supracitadas.

O diabásio ocorre normalmente como blocos, de dimensões centimétricas a métricas, com alteração intermediária e com frequência apresentado foliação esferoidal. Estas rochas são melanocráticos, composta por cristais de plagioclásio, piroxênio e magnetita. Quando alterado, este diabásio é caracterizado por um solo avermelhado escuro, argiloso, e com concentração superficial de magnetita.

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.

PETROGRAFIA DO GRANITO CAPÃO BONITO

A análise petrográfica foi realizada para caracterização microscópica das amostras estudadas em basicamente 3 amostras coletadas em campo (CBT1, CBT2 e CBT3). Os dados oriundos da contagem modal foram lançados no diagrama QAP de Streckeisen (1976) (Figura 15).

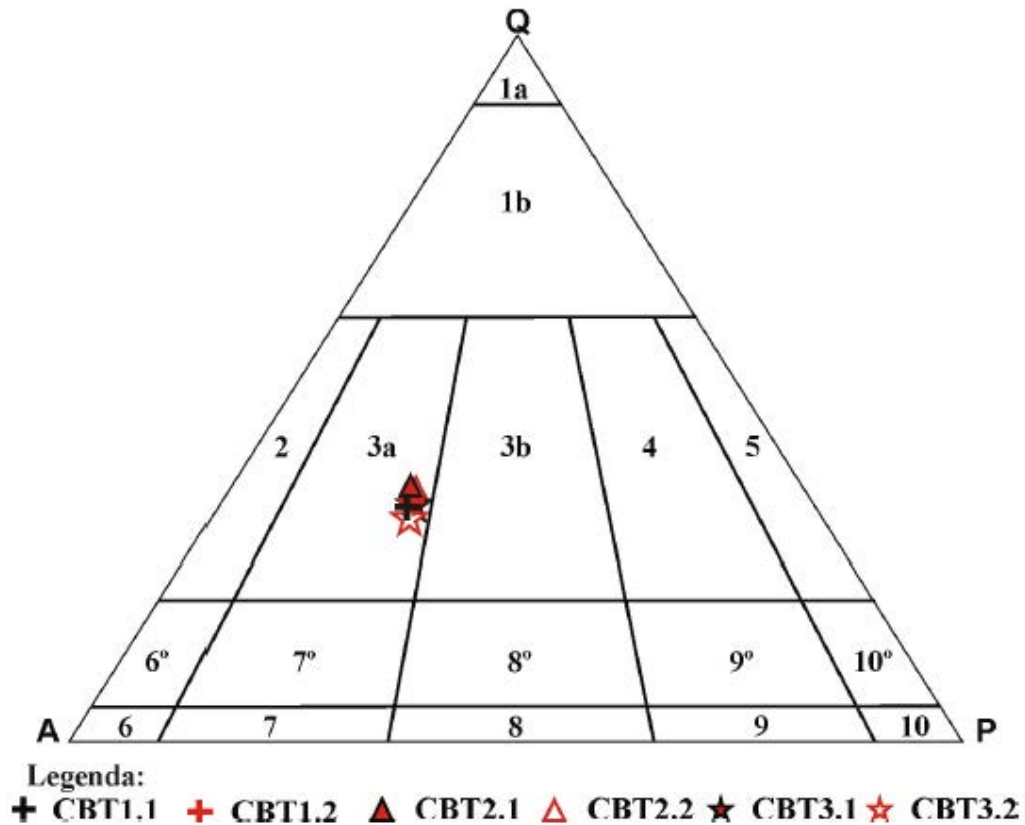


Figura 15. Classificação modal das rochas do Maciço Granítico Capão Bonito

Legenda: Classificação de rochas ($M < 90$); 3a) Sienogranito. **Fonte:** Elaborada pelo autor com base em Streckeisen (op. cit.).

Vermelho Capão Bonito CBT1 (Sienogranito)

Rocha de cor vermelha (Figura 16) definida pela dominância de microclínio, estrutura maciça isotrópica, com uma branda estruturação causada, provavelmente, pelo fluxo magmático, marcado pela leve orientação preferencial dos agregados de quartzo lenticulares. Exibe ainda, uma textura fanerítica com granulação que vai de média a grossa, marcadamente inequigranular, hipidiomórfica (presença de cristais anedrais e subedrais).

A granulação varia de 0,2 cm a 4,0 cm, com predominância de cristais entre 0,5 e 1,5 cm. O mineral que detém os cristais de maiores dimensões é o microclínio, que responde por cerca de 34% do volume da rocha e se apresenta em suas formas subédrica (com seções basais chegando a dimensões de 1,0 cm x 1,0 cm) a anédrica (com dimensões variando entre 0,2 x 0,2 x 1,0 cm e 1,0 cm x 1,0 cm x 4,0 cm).

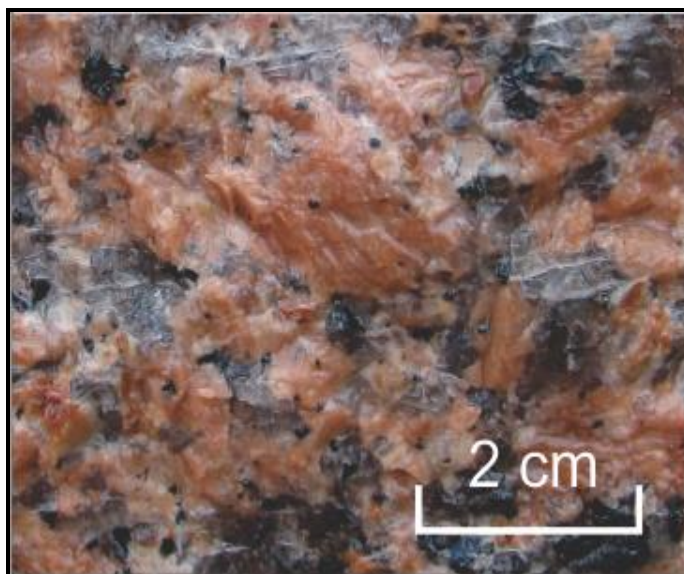


Figura 16. Sienogranito “Vermelho Capão Bonito”

Quanto ao microfissuramento percebe-se que a rocha apresenta uma família de microfissuras em sua maioria transgranulares. As microfissuras intergranulares parecem, nesta escala, coincidir com os planos de clivagem (principalmente dos cristais de microclínio, que são os maiores), o que torna difícil sua distinção.

A composição modal dos minerais presentes nas lâminas CBT1.1 e CBT1.2 determinada, em escala microscópica, encontra-se sumarizada na tabela 1.

Composição Mineralógica Sigla das lâminas: CBT1.1/CBT1.2	(% modal contada)		
	CBT1.1	CBT1.2	Média
Quartzo	31	31	31
Microclínio	41	41	41
Plagioclásio (oligoclásio)	20	22	21
Biotita	6	4	5
Hornblenda	1	1	1
Minerais Acessórios (opacos, zircão e apatita)	1	1	1

Tabela 1. Composição mineralógica modal CBT1 (%)

O quartzo anedral (Figura 17) intersticial com leve extinção ondulante, apresenta formas irregulares alongadas e lenticulares e é responsável por cerca de 31% do volume da rocha. Seus cristais apresentam dimensões médias entre 0,2 cm e 0,5 cm, mas podem chegar até 2 cm. Sua observação em escala macroscópica permite dizer que possui moderado grau de microfissuramento intragrãos e baixo grau de microfissuramento intergrãos.

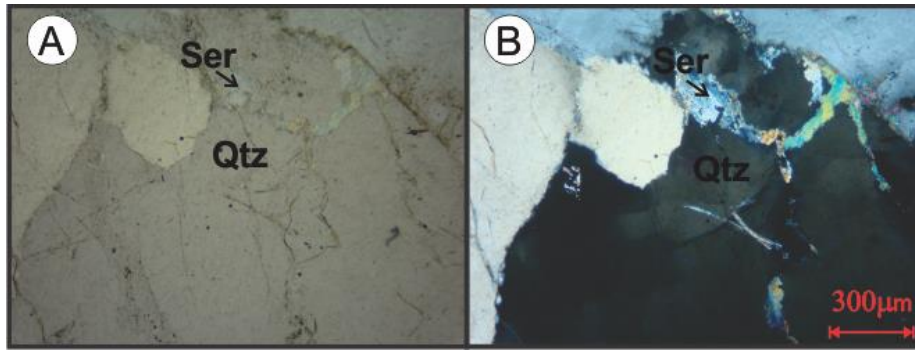


Figura 17. Fotomicrografias de cristais de quartzo anedrais apresentando microfissuras com preenchimento geralmente feito por sericita.

Legenda: **Qtz**) Quartzo; **Ser**) Sericita; **(A)** Nicóis paralelos; **(B)** Nicóis cruzados.

O plagioclásio está representado pelo oligoclásio, com geminação polissintética (Figura 18), forma subédrica, localmente zonados, com núcleos mais cálcicos e bordas mais sódicas, vistas por processos de saussuritização.

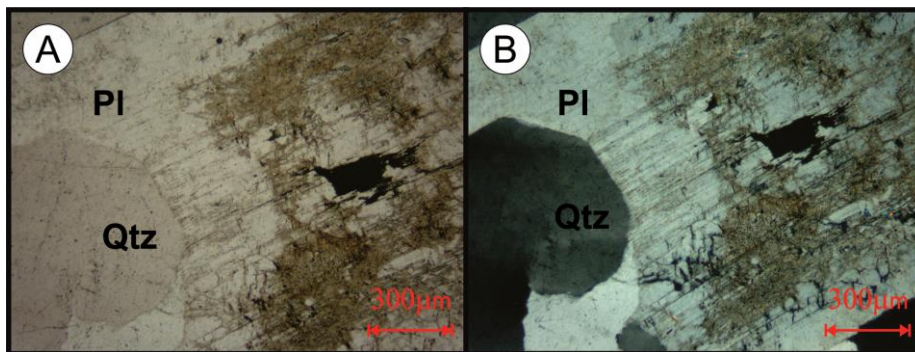


Figura 18. Fotomicrografias de cristais de quartzo anedrais com extinção ondulante e subgrãos em contato com oligoclásio anedral com geminação polissintética apresentado-se saussuritizado.

Legenda: **Qtz**) Quartzo; **PI**) Plagioclásio (Oligoclásio); **(A)** Nicóis paralelos; **(B)** Nicóis cruzados.

A porcentagem de minerais máficos é representada pela biotita e hornblenda em torno de 7%. A biotita (Figura 19) ocorre como lamelas geralmente isoladas ou constituindo pequenos agregados irregularmente distribuídos pela lâmina. Exibe porções fracamente cloritizadas. Pode-se verificar certa instabilidade, confirmada pela liberação de óxido de ferro caracterizado pela existência de minerais opacos secundários disseminados e concentrados ao longo de seus planos de clivagem.

A hornblenda ocorre localmente apresentando transformações parciais em biotita e clorita (Figura 20).

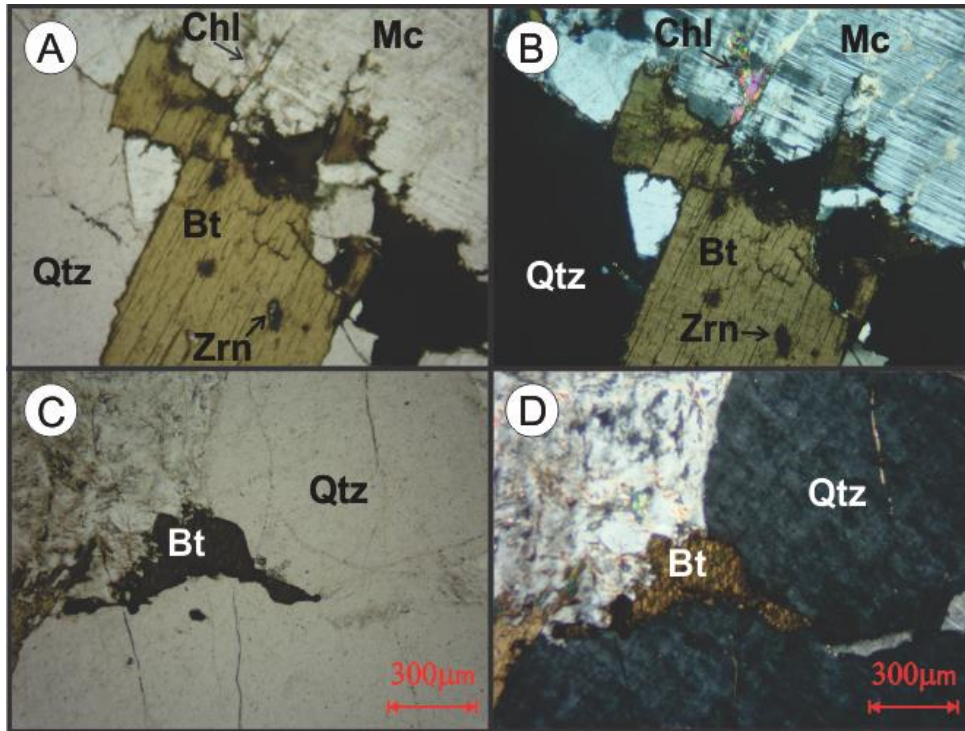


Figura 19. Fotomicrografias de cristais de biotita com início de cloritização e minerais opacos secundários, microfissuras com preenchimento por sericitas em contato com cristais de quartzo e microclínio
Legenda: Qtz) Quartzo; Bt) Biotita; Chl) Clorita; Mc) Microclínio; Zrn) Zircão; (A,C) Nicóis paralelos; (B,D) Nicóis cruzados.

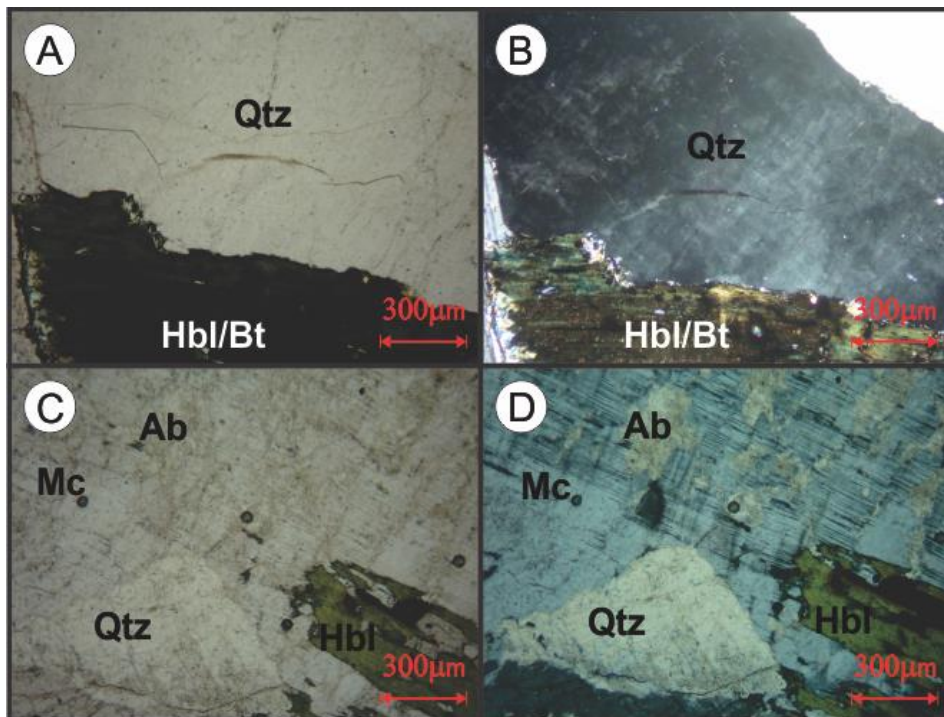


Figura 20. Fotomicrografias mostrando a hornblenda cloritizada, presença de cristal de hornblenda pouco alterado em contato com cristal de microclínio pertítico e quartzo.

Legenda: Ab) Albita; Qtz) Quartzo; Hbl/Bt) Transição Hornblenda/Biotita; Mc) Microclínio; (A,C) Nicóis paralelos; (B,D) Nicóis cruzados.

Em relação às alterações minerais, foi identificado um grau moderado de alteração caracterizado pela biotitização e cloritização das hornblendas modificando-as em biotitas e cloritas, pela fraca saussuritização dos cristais de plagioclásio (ocorrência de epidoto e sericita) e por discreta sericitização normalmente nos interstícios e microfissuras dos minerais, além de pequena transformações do feldspato em argilo minerais em CBT1.1.

Vermelho Capão Bonito CBT2 (Sienogranito)

Trata-se de uma amostra de rocha de cor vermelha, estrutura maciça, textura fanerítica, inequigranular com granulação que vai de média a grossa a porfírica (Figura 21). A granulação varia de 0,2 cm a 4,5 cm, com predominância de cristais entre 0,5 cm e 1 cm.



Figura 21. Sienogranito Vermelho Capão Bonito

O mineral que detém os cristais de maiores dimensões é o microclínio, que responde por cerca de 34% do volume da rocha e se apresenta sob formas subédricas (com seções basais chegando a dimensões de 1,0 cm x 1,0 cm x 4,5 cm) a anédricas (com dimensões variando entre 0,2 cm x 0,2 cm x 0,5 e 1,0 cm x 1,0 cm x 4,5 cm).

A composição modal dos minerais presentes nas lâminas CBT2.1 e CBT2.2 determinada, em escala microscópica, encontra-se sumarizada na tabela 2.

Composição Mineralógica Sigla das lâminas: CBT 2.1/CBT2.2	(% modal contada)		
	CBT2.1	CBT2.2	Média
Quartzo	33	31	32
Microclínio	40	39	39,5
Plagioclásio (oligoclásio)	21	22	21,5
Biotita	4	6	5
Hornblenda	1	1	1
Minerais Acessórios (opacos, zircão e apatita)	1	1	1

Tabela 2. Composição mineralógica modal CBT2 (%)

A presença de cristais de microclínio vermelho em é o que define a coloração vermelha do granito. Estes cristais se apresentam com típica geminação em grade e intensa pertitização (Figura 22), com pertitas dos tipos filmes, veios e manchas.

Os cristais subdrais de plagioclásio detém cerca de 21% do volume da rocha com cristais de dimensões entre 0,5 cm e 1 cm.

O quartzo anedral (Figura 23) apresenta-se em agredados levemente lenticulares nesta amostra mantendo formas irregulares alongadas (contatos de côncavo-convexos a irregulares), compondo cerca de 32% de seu volume, com leve extinção ondulante, sendo responsável pela matriz que envolve os cristais de microclínio, plagioclásio e biotita. O plagioclásio está representado pelo oligoclásio, com geminação polissintética, formas que vão de anédricas a subédricas e localmente zonados.

A porcentagem de minerais máficos, representados pela biotita, hornblenda e opacos fica em torno de 7%. A biotita, com sua forma lamelar, ocorre geralmente isolada ou constituindo pequenos agregados irregularmente distribuídos pela lâmina.

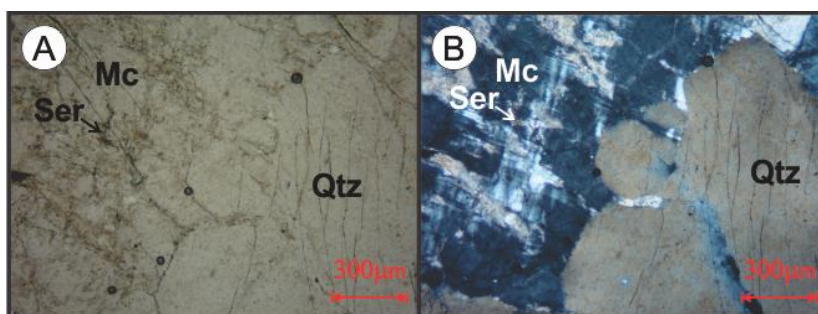


Figura 22. Fotomicrografias de cristal de quartzo anedral com extinção ondulante, em contato com cristal de microclínio anedral, pertítico e com geminação em grade

Legenda: **Qtz**) Quartzo; **Mc**) Microclínio; **Ser**) Sericita; **(A)** Nicóis paralelos; **(B)** Nicóis cruzados.

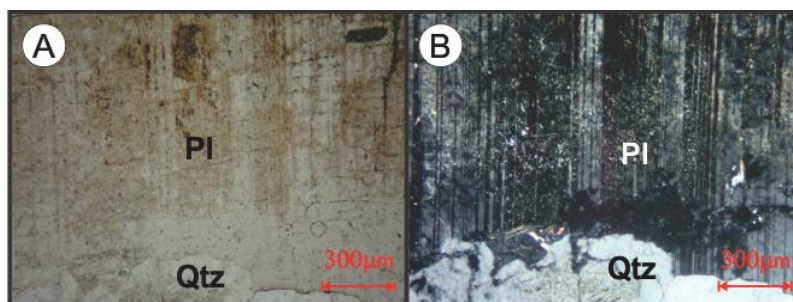


Figura 23. Fotomicrografias de cristal de quartzo anedral em contato com oligoclásio subhedral com geminação polissintética e leve saussuritização.

Legenda: Qtz) Quartzo; Pl) Plagioclásio (Oligoclásio); (A) Nicóis paralelos; (B) Nicóis cruzados.

A hornblenda é menos evidente nestas lâminas (CBT2.1 e CBT2.2) pois nelas o processo de biotitização está em um estágio mais avançado, restando poucos pontos onde este mineral pode ser visualizado (Figura 24).

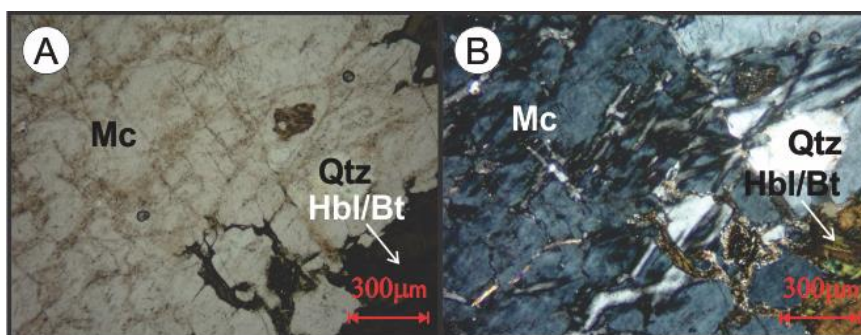


Figura 24. Fotomicrografias mostrando hornblenda com transformações para biotita e clorita em contato com cristais de microclínio.

Legenda: Qtz) Quartzo; Mc) Microclínio; Hbl/Bt) Transição Hornblenda/Biotita; (A) Nicóis paralelos; (B) Nicóis cruzados..

Em relação às alterações minerais, foi identificado um grau moderado de alteração caracterizado pela biotitização e cloritização das hornblendas e pela fraca saussuritização dos cristais de plagioclásio (epidoto e sericita).

Vermelho Capão Bonito - CBT3 (Sienogranito)

Trata-se de uma amostra de rocha de cor vermelha (cor caracterizada pelo microclínio), estrutura maciça, textura fanerítica, inequigranular com granulação que vai de média a grossa.

A granulação varia de 0,2 cm a 3,5 cm, com predominância de cristais entre 0,5 cm e 1,5 cm. O mineral que detém os cristais de maiores dimensões é o microclínio de coloração

avermelhada e que responde por cerca de 41% do volume da rocha (Figura 25). O microclínio apresenta-se sob formas subédricas (com seções basais chegando a dimensões de 1 cm x 1 cm x 4 cm) a anédrica (com dimensões variando entre 0,2 cm x 0,2 cm x 0,5 e 1 cm x 1 cm x 4 cm).

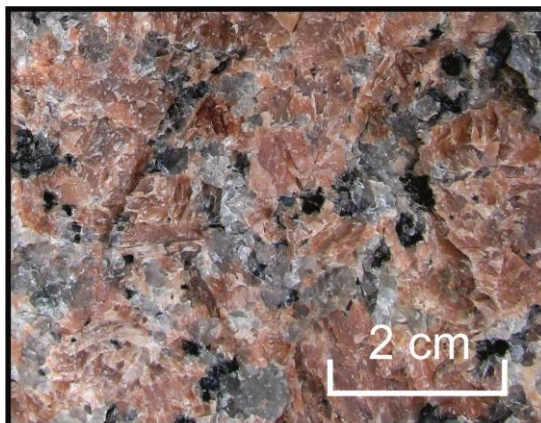


Figura 25. Sienogranito Vermelho Capão Bonito.

O quartzo anedral apresenta-se em agredados levemente lenticulares nesta amostra mantendo formas irregulares alongadas, compondo cerca de 31% de seu volume e sendo responsável pela matriz que envolve os cristais de microclínio, plagioclásio e biotita. Os cristais de quartzo anedrais com extinção ondulante formam agredados monominerálicos que exibem contornos que vão de côncavo-convexos a irregulares proporcionando um bom engrenamento com os cristais de microclínio e oligoclásio.

A composição modal dos minerais presentes encontra-se sumarizada na tabela 3.

Os cristais subedrais de plagioclásio detém, nesta amostra, cerca de 21% do volume da rocha com cristais de dimensões entre 0,5 cm e 1 cm. Está representado pelo oligoclásio, com geminação polissintética (Figura 26), formas subédricas, localmente zonados, com núcleos mais cálcicos e bordas mais sódicas.

A porcentagem de minerais máficos, representados pela biotita e hornblenda fica em torno de 5%.

Composição Mineralógica Sigla das lâminas: CBT 3.1/CBT3.2	(% modal contada)		
	CBT3.1	CBT3.2	Média
Quartzo	30	31	30,5
Microclínio	42	41	41,5
Plagioclásio (oligoclásio)	21	22	21,5
Biotita	5	4	4,5
Hornblenda	1	1	1
Minerais Acessórios (opacos, zircão e apatita)	1	1	1

Tabela 3. Composição mineralógica modal CBT3 (%)

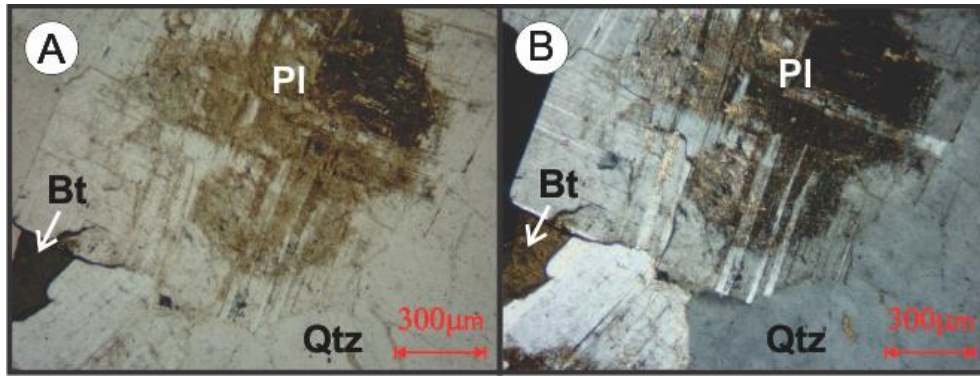


Figura 26. Fotomicrografias de cristais de oligoclásio sericitizado em contato com quartzo anedral e biotita.
Legenda: Qtz) Quartzo; PI) Plagioclásio (Oligoclásio); Bt) Biotita; A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados.

A biotita (Figura 27) ocorre como lamelas geralmente isoladas ou constituindo pequenos agregados irregularmente distribuídos pela lâmina. Apresenta-se com processo de transformação de piroxênios para anfibólio parcialmente concluído o que dificulta a percepção da hornblenda reliquiar.

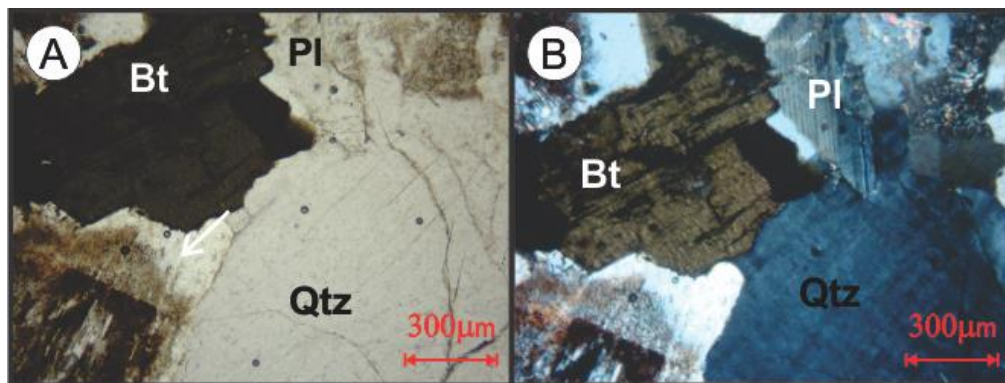


Figura 27. Fotomicrografias de cristais de biotita em contato com cristais de quartzo e plagioclásio.
Legenda: Qtz) Quartzo; Bt) Biotita; PI) Plagioclásio; A) Nicóis paralelos; B) Nicóis cruzados.

A rocha apresenta estrutura isotrópica, textura fanerítica com granulação que de média a grossa, com tendência a porfirítica a inequigranular.

Em relação às alterações minerais, foi identificado um grau incipiente de alteração para estas lâminas, caracterizado pela transformação das hornblendas em biotitas, pela fraca saussuritização dos cristais de plagioclásio (ocorrência de epidoto) e por discreta sericitização normalmente nos interstícios dos cristais de quartzo e microclínio.

GEOQUÍMICA DO GRANITO CAPÃO BONITO

As análises geoquímicas (Tabela 4) 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, Vieira et al., 2012).

	CB-1	CB-2	CB-3	CB-4	CB-4X	CB-5	CB-6	CB-7
SiO₂	73,38	74,39	73,81	72,41	72,66	72,56	73,59	72,59
TiO₂	0,2	0,22	0,23	0,3	0,3	0,29	0,25	0,29
Al₂O₃	13,77	12,9	13,1	13,75	13,38	13,29	13,25	13,57
Fe₂O₃	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
Na₂O	3,1	3,25	3,42	3,33	3,35	3,39	3,33	3,32
K₂O	5,98	5,47	5,38	5,49	5,52	5,66	5,73	5,61
P₂O₅	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
Total	100,01	100	100	10,01	100,02	100	100	100,01
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

Tabela 4. Análises geoquímicas das amostras do Maciço Capão Bonito.

A distribuição dos elementos maiores encontra-se caracterizada nos diagramas de Harker (1909, apud Bolonini & Godoy, 2010) (Figuras 28A a 28H) e mostram valores de sílica restritos, com valores elevados no intervalo de 72% a 75% de SiO₂, 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 SiO₂ ocorrem concentradas, o que dificulta a determinação de uma tendência.

Os valores de amostras no intervalo de 73% a 75% de SiO₂ apresentam TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ e MnO (Figura 28A, B, C, D) mostra um ligeiro empobrecimento em relação as rochas mais enriquecidas em sílica e para os valores de MgO e CaOs (Figuras 28E, F), indicam um leve enriquecimento. Os valores elevados de Na₂O e K₂O (Figuras 28G, H) são condizentes com as rochas altamente diferenciadas deste conjunto magmático.

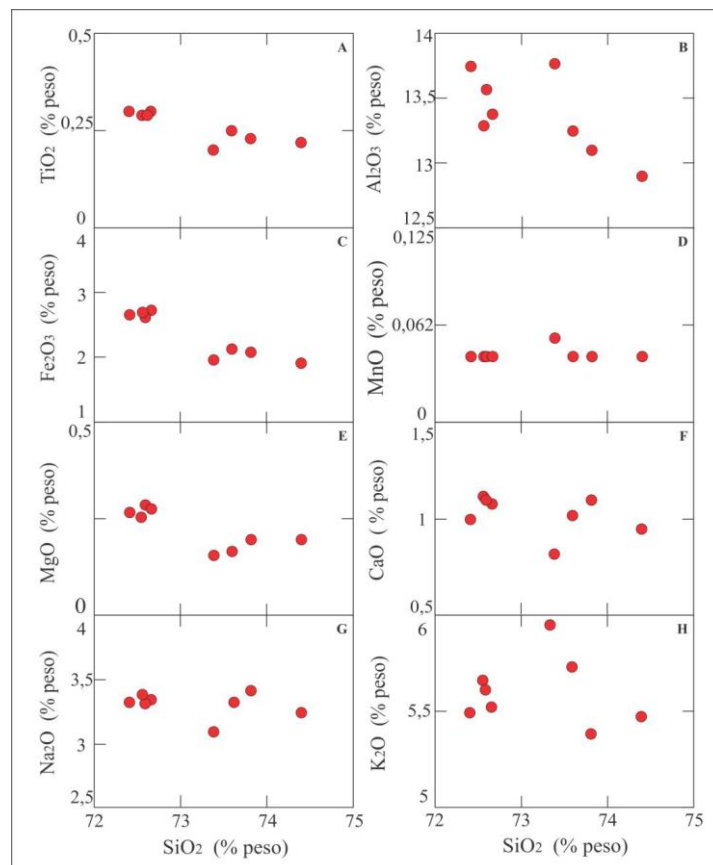


Figura 28. Diagramas de variação para elementos maiores (Harker, 1909).

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* SiO₂ (Figura 29A) e Rb *versus* K (Figura 29B), 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 potássio é elevada e constante nas amostras.

Em relação Sr os litotipos mostram baixos valores e nos diagramas Sr *versus* SiO₂ (Figura 29C) e Sr *versus* Ca (Figura 29D) 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* SiO₂ (Figura 29E) e Ba *versus* Ca (Figura 29F) apresenta-se uma leve correlação negativa com a sílica, sugerindo as mesmas correlações que ocorrem com o Rb.

Os valores de Zr (Figura 29G), Nb (Figura 29H) e Y *versus* SiO₂ (Figura 29I) são elevados e não definindo uma tendência, apresentando a disposição das amostras horizontalizada a leve correlação negativa com SiO₂, razão do maior fracionamento magmático e consequentemente diminuição das suas concentrações nos líquidos mais diferenciados finais e empobrecimento de minerais ferromagnesianos.

Nos diagramas de classificação petrográfica de Le Maitre (1989) (Figura 30A) os litotipos distribuem-se concentradamente no campo R dos riólitos ou seu correspondente plutônico, os granitos. O diagrama QAP de Lameyre & Bowden (1982) (Figura 30B) as rochas são classificadas predominantemente no campo 3a que se refere aos sienogranitos.

No diagrama de K₂O *versus* SiO₂ de Taylor (1976) observa-se que as amostras distribuem-se na transição do campo da série cálcio-alcálica alto potássio para litotipos na série shoshonítica (Figura 30C). No diagrama Q x P (Debon et al., 1988) da figura 30D 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 30E), os litotipos evidenciam caráter peraluminoso transicionando para tipos metaluminosos pela presença de hornblenda.

O diagrama de Debon & Le Fort (1983) (Figura 30F) define para a sequência magmática a predominância de leucogranitos peraluminosos à biotita (campo III) e leucogranitos metaluminosos à biotita e hornblenda (campo IV).

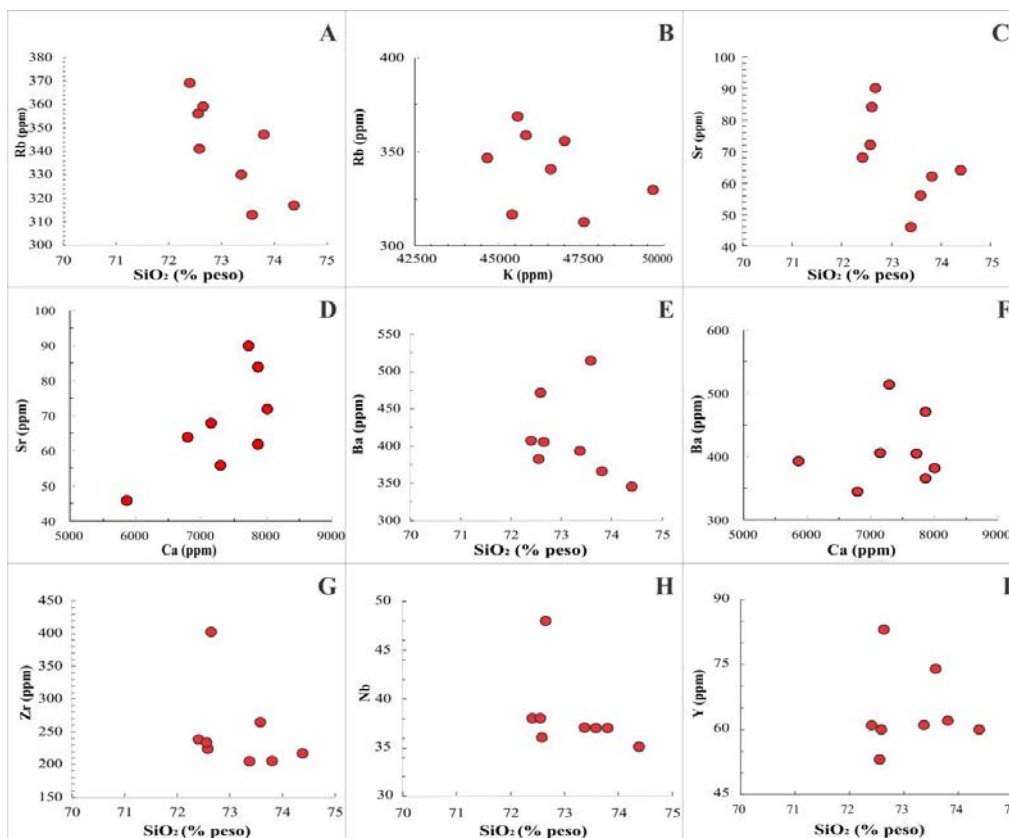


Figura 29. Diagramas binários para elementos traços

Os diagramas geoquímicos para elementos traços utilizados na caracterização de ambiente geotectônico de Batchelor & Bowden (1985) (Figura 31A) as amostras encontram-se distribuídas entre os campos predominantemente tardi- orogênico a anorogênico.

Nos diagramas de Pearce et al. (1984) (Figuras 31B, 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 31D) reforçam este caráter das rochas. No diagrama classificação utilizando-se elementos maiores (Frost et al., 2001) (Figura 31E) as amostras incidem no campo dos granitos do tipo A.

No diagrama triangular (Figura 31F) 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*.

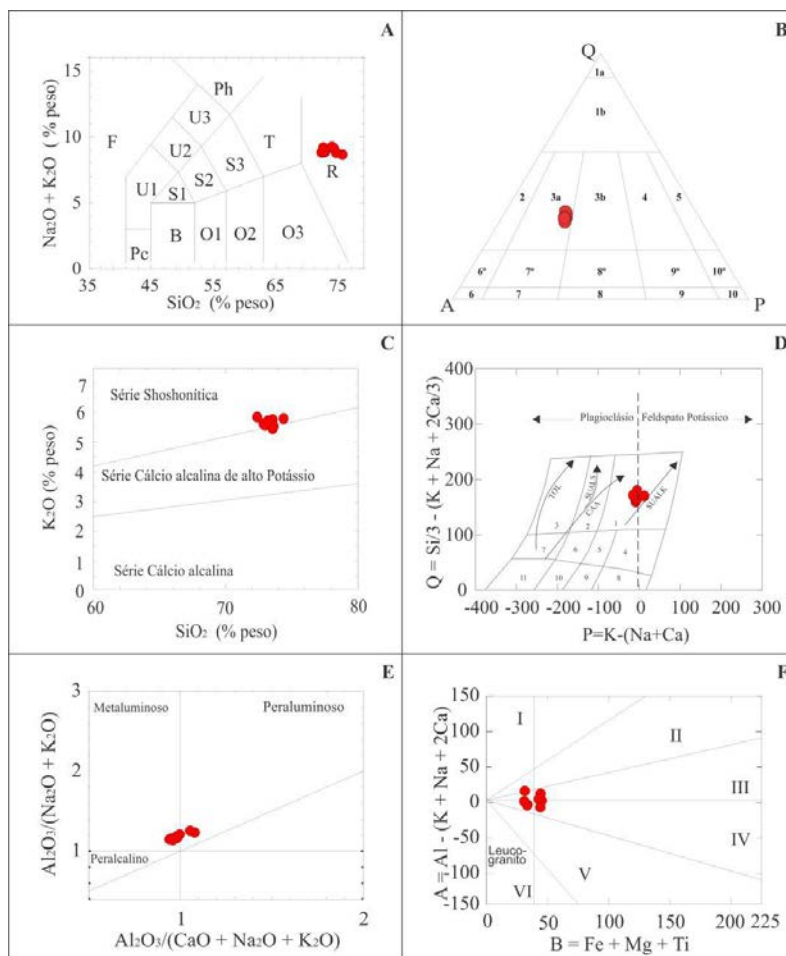


Figura 30. Diagramas de classificação. **A)** Le Maitre (1989); **B)** Middlemost (1985), **C)** QAP de Lameyre & Bowden (1982); **D)** Taylor (1976); **D)** Q x P de (Debon et al., 1988); (sienogranitos); **E)** Índice de Shand de Maniar & Picolli (1989); **F)** Debon & Le Fort (1983) (leucogranitos III a biotita e leucogranitos IV a hornblenda e biotita).

Nos variogramas de multielementos os elementos traços foram normalizados para os valores de meteoritos condriticos de Thompson (1982) (Figura 32A) e para os elementos traços normalizados para os valores de crosta inferior de Weaver & Tarney (1984) (Figura 32B). 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 condriticos de Boynton (1984) (Figura 32C) e normalizadas segundo os valores para crosta inferior Weaver & Tarney (1984) (Figura 32D).

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.

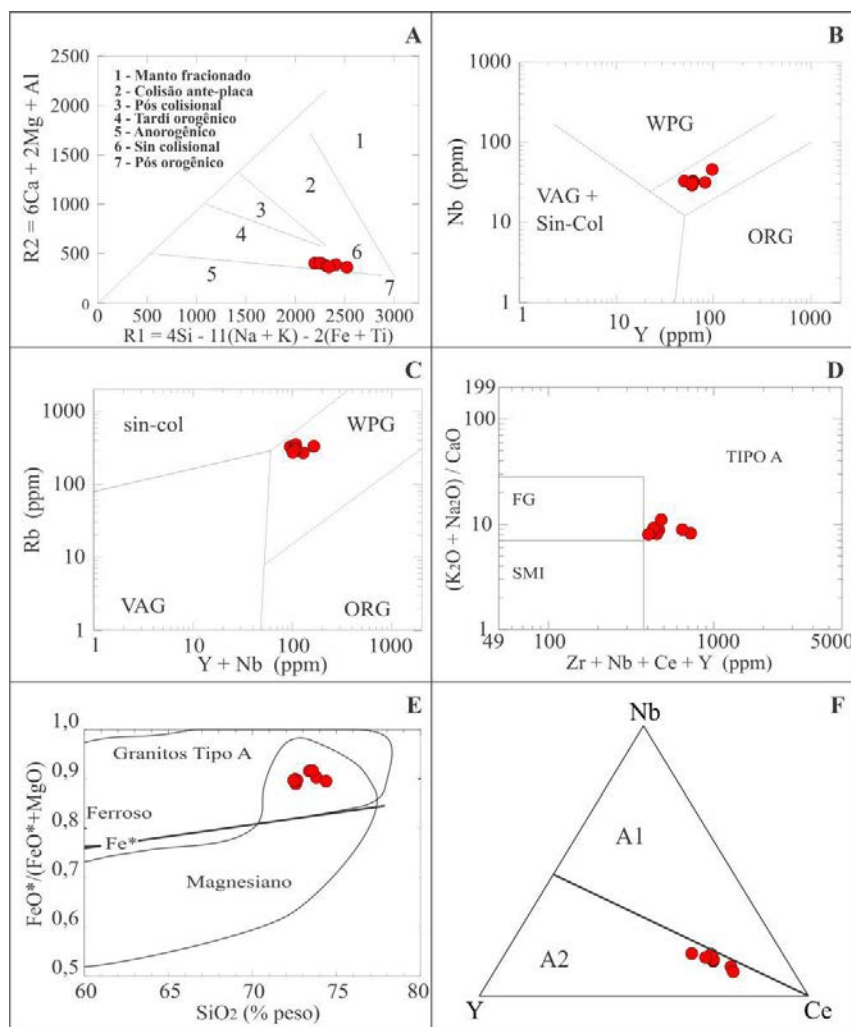


Figura 31. Diagramas geoquímicos de ambientes tectônicos para elementos traços. **A)** Batchelor & Bowden (1985); **(B e C)** Pearce et al. (1984) (Syn-COLG)–granitóide sin-colisional; (VAG)–granitóide de arco vulcânico; (WPG)–granitóide intra-placa, (ORG)–Granitóides de Cadeias Oceânicas, **D)** Whalen 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.

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.

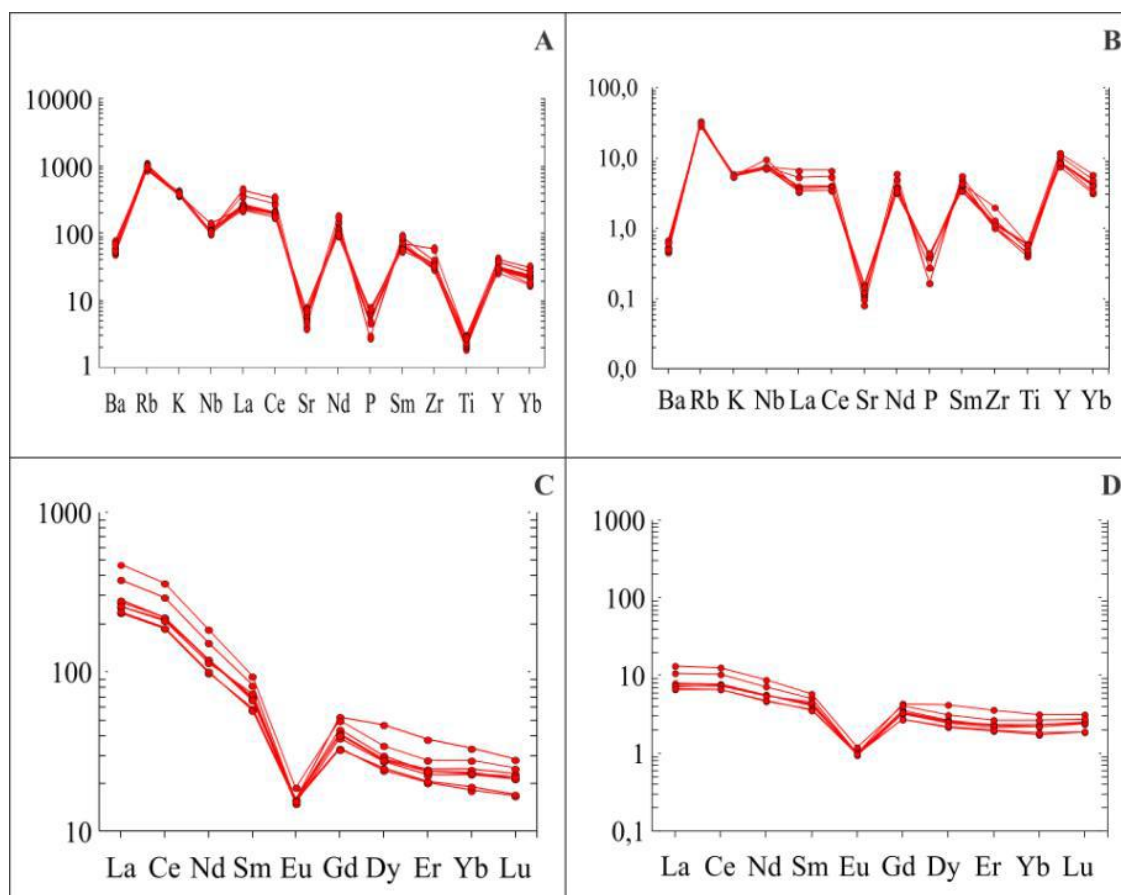


Figura 32. Diagramas de variogramas de multielementos normalizados segundo: **A)** pelos valores para meteoritos condríticos de Thompson (1982) e **B)** para os valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984); e para os elementos terras raras foram normalizados segundo: **C)** pelos valores para meteoritos condríticos de Bonwton (1984) e **D)** para os valores da crosta inferior de Weaver & Tarney (1984).

CONCLUSÃO

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 porfíricos 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 três deformações principais atribuídas a eventos meso- a neoproterozóicos.

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 albíta e hornblenda hornfels. Este processo rúptil relacionado à fase D_{n+2} 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 conseqüente 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.

BIBLIOGRAFIA

ALMEIDA, F.F.M. de. *Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Boletim DNPM-DGM. Rio de Janeiro, p.241, 36, 1967.*

- BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. *Petrogenetic interpretation of granitic rock series using multicationic parameters. Chemical Geology*, v. 48, p. 43-55, 1985.
- 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, XLV, 2010, Belém. Anais...Belém: Sociedade Bras. de Geologia, CD-ROM, 2010.*
- CAMPANHA, G.A.C. *Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geociências da Universidade São Paulo – SP, IGc-USP. São Paulo, 296p., 1991.*
- CAMPANHA, G.A.C. & SADOWSKY G.R. *Tectonics of the Southern portion of the Ribeira Belt (Aparí Domain). Precambrian Res.*, **98**(1-2):31-51. 1999.
- CPRM, COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS/SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. *Mapa geológico do Brasil. Escala 1:2.500.000. 2003.*
- 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.
- 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.
- EBY, G.N. *Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. Geology*, v. 20, p. 641-644, 1992.
- FIORI, A.P. *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba. Tese (Livre Docência). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.*
- FOSSEN, H. *Geologia Estrutural. Tradução Fábio R. D. de Andrade – São Paulo: Oficina de textos. 2012.*
- GIMENES FILHO, A., TEIXEIRA, W., FIGUEIREDO, M.C.H., TREVIZOLI JR, L.E. *Geologia, petrografia e litogeoquímica do Complexo Granítico Três Córregos na região de Barra do Chapéu e Ribeirão Branco, SP. Revista Brasileira de Geociências*, **25**(2): 92-106. 1995.
- 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.*
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. *The Ribeira folded belt. Revista Brasileira Geociências*, [S.l]. p. 257-266, 1975.

- HASUI, Y. *A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional*. *Geociências*, São Paulo, v. 29, n. 2, p. 141 – 169, 2010.
- HASUI Y. 2012. *Compartimentação Geológica do Brasil*. In: *Geologia do Brasil*. São Paulo: Ed. Beca, p. 112 - 122.
- HASUI Y. 2012. *Sistema Orogênico Mantiqueira*. In: *Geologia do Brasil*. São Paulo: Ed. Beca, p. 331 - 371.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S.; MACHADO, N. 1995. *A orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil*. *Rev. Bras. Geoc.* 25:245-266.
- 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: Ed. Beca, p. 203-234, 2004.
- 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.
- MANIAR, P.D. & PICOLLI, P.M. *Tectonic Discrimination of Granitoids*. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 635-643, 1989.
- 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.
- LE MAITRE, R.W. *Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological-Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell, Oxford, 193 p. 1989
- LEITE, R.J. *Petrogênese e geocronologia U-Pb do magmatismo granítico tardi a pós-orogênico no Batólito Agudos Grandes – SP*. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica). Instituto de Geociências da Universidade São Paulo – SP, IGc-USP. São Paulo, 218p., 2003.
- 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.
- 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.*
- RAPOSO, M.I.B. *Episódios Intrusivos No Arco De Ponta Grossa Determinados Através de um Estudo Paleomagnético. Revista Brasileira de Geociências, 25 (1): 3-19. 1995*
- 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 PAISES DO MERCOSUL, III, 2011, Gramado. Anais... Gramado: Sociedade Brasileira de Geoquímica, p. 657-660, 2011.*
- SALLUN, A. E. M., SALLUN FILHO, W. *Geologia em planos de manejo: subsídios para zoneamento ambiental no Parque Estadual Intervales (PEI) Estado de São Paulo. Revista Geociências, São Paulo, v.28, n.1, p.91-107. 2009.*
- SCHNEIDER, R. L.; MUHLEMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. *Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: SBG, XXVIII Congr. Bras. Geologia, 4, Anais, p. 41-65. 1974.*
- STRECKEISEN, A.L. *Plutonic rocks: classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks. Geotimes, n. 18, p. 26–30, 1976.*
- 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.*
- THOMPSON, R.N. *British Tertiary volcanic province. Journal of Geology, v. 18, p. 49-107, 1982.*
- VIEIRA, O.A.R.P.; GODOY, A.M.; BOLONINI, T.M. *Análise Estrutural do Maciço Capão Bonito, SP, para Utilização como Rocha Ornamental e para Revestimento. XXIV Congresso de Iniciação Científica. 2012.*
- 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.*
- WEAVER, B. & TARNEY, J. *Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. Nature, v. 310, p. 575-57, 1984.*
- WEBER, W.; SIGA JUNIOR, O.; SATO, K.; REIS NETO, J. M.; BASEI, M. A. S.; NUTMAN, A. P. *A Formação Água Clara na Região de Araçaíba – SP: registro U/Pb de uma bacia mesoproterozóica. Geol. USP, Série científica v. 4 n. 1, São Paulo. 2004.*

- 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.
- WERNICK, E. *The pluriserial Ribeira Magmatic System 590, SE/S Brazil and Uruguay. Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 4, p. 533-542. 1998.
- 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.