



GEOQUÍMICA E TRAMA DO GRANITO CAPÃO BONITO: Domínio Apiaí, Faixa Ribeira (SP).

Carlos Alejandro SALAZAR¹, Sergio Williams de Oliveira RODRIGUES², Marta Edith VELÁSQUEZ^{1,3}, Carlos José ARCHANJO³, Mariane BRUMATTI²

1. Universidade Federal do Amazonas (UFAM), - csalazar@ufam.br 2. Serviço Geológico do Brasil, CPRM São Paulo, 3. Instituto de Geociências USP

RESUMO

Neste trabalho se comparam os resultados de análises de química de rocha total do granito Capão Bonito que indicam uma origem intraplaca, com os de orientação preferencial de forma da trama mineral deste plúton que revelam um alojamento controlado por zonas de cisalhamento.

Palavras chave: Granito Capão Bonito, domínio Apiaí, Geoquímica, OPF de tramas minerais.

Introdução

Extensos corpos graníticos porfíricos, intrusivos em rochas metassedimentares dobradas e alojados entre zonas de cisalhamento de direção aproximada E-W, variam de quartzodioritos até monzonitos e ocorrem acompanhados de pequenos plutons classificados como sienograníticos. Estes representam um magmatismo Brasileiro diferenciado em dois períodos com 10 a 15 Ma. de intervalo, cuja geoquímica indica origem em ambientes tectônicos sin-tardiorogênica e intraplaca que representariam distintas fases na evolução geodinâmica da porção SW do segmento central da Faixa Ribeira (Campanha & Sadowski 1999, Gimenez filho *et al.* 2000, Janasi *et al.* 2001, Leite 2003, Prazeres Filho *et al.* 2005, Heilbron *et al.* 2004, Leite *et al.* 2007).

Neste trabalho se apresentam os resultados de análises petrográficas de laminas de rocha em luz transmitida e refletida, geoquímicas em rocha total, química mineral em microsonda eletrônica, medidas de susceptibilidade magnética e caracterização da trama da rocha mediante a orientação preferencial da forma dos silicatos (K-feldspato e máficos) a partir de amostras de rocha orientadas. Na análise de Orientação preferencial de Forma (OPF) são integradas obtidos em três fases ortogonais entre si. Cada fase é polida, fotografada e separadas as subtramas dos feldspatos e dos minerais máficos mediante tratamento de imagens em programas específicos. O método permite a obtenção de uma elipse representativa da orientação de cada subtrama em cada fase. A Integração das elipses leva à reconstituição do elipsóide de OPF que descreve a trama da amostra. A metodologia para o cálculo da OPF é descrita em Robin (2002) e Launeau & Robin (2005).

O propósito geral é analisar a estabilidade da organização da trama primária mineral e avaliar a compatibilidade da trama com o marco tectônico sugerido pelas interpretações geoquímicas, tendo em conta a relação espacial do plúton com zonas de cisalhamento de importância regional e sua possível colocação controlada pelas mesmas.



GRANITO CAPÃO BONITO

Granitos de cor vermelha se associam com magmatismo anorogênico ou a manifestações magmáticas tardias de um ciclo orogênico, derivados de processos de extensão crustal e cristalização em condições oxidantes. O monzogranito Capão Bonito faz parte da suíte granítica Três Córregos, está separado deste (Batólito Ribeirão Branco) a sul por falhas de rumo destal do sistema de cisalhamento Quarenta oitava e a norte dos gnaisses do Complexo Apiaí Mirim, por falhas associadas ao cisalhamento Itapirapuã com movimento horário, este granito também intrude as rochas metassedimentares dobradas da formação Água Clara. Apresenta coloração vermelha intensa, textura grossa variando de porfirítica a equigranular não orientada. Está constituído por agregados hipidiomórficos a idiomórficos de ortoclásio e microclina fraturados, os limites dos cristais são retos e localmente serrilhados, neles são comuns inclusões de pequenos cristais xenomórficos de plagioclásio_{An3-11} (pertitas) em forma de chama, cristais de magnetita idiomórfica, e vezes alterados. O plagioclásio é xenomórfico, mostra geminação polissintética, zoneamento e alteração pontual para mica branca. O quartzo é intersticial entre os cristais de feldspato, é xenomórfico e geralmente elíptico e amebóide; se caracteriza por ter extinção ondulante, limites lobados e fissuras intracristalinas. Biotitas deformada de hábito fibroso, cor castanho claro a verde claro, com bordas corroídas por alteração hidrotermal, contendo inclusões de magnetita, zircão e apatita e biotita fina, xenomórfica, de origem hidrotermal, preenchendo fraturas ou nas bordas das biotitas marrom. Cristais de hornblenda cor marrom escuro e verde claro exibem intensa alteração hidrotermal para clorita. É comum a presença de ilmenita secundária fina alinhada na clivagem e na borda de cristais de biotita. Magnetita grossa idiomórfica em cristais individuais se associa com feldspatos, em agregados são englobados por biotita; titanohematita e agregados de rutilo se observam localmente, zircão e apatita complementam a mineralogia da rocha. A alteração hidrotermal que afeta a mineralogia primária é pervasiva em todo o plúton, embora mais intensa na borda norte no contato do plúton com uma zona de falha, gerando-se clorita, muscovita por alteração de feldspatos, zoisita e minerais argilosos.

Análises de química em rocha total (14) revelam que se trata de um granito fracamente peraluminoso com índice saturação total em alumina em torno de 1,3 que reflete o predomínio de biotita e a ocorrência de hornblenda como principais minerais máficos, estes valores de saturação em alumina mostram uma tendência alcalina a subalcalina de alto potássio com características de granitos tipo A. O conteúdo de SiO₂ varia entre 72,3 e 75,8%, os álcalis totais entre 7,7 e 8,6, e a razão K₂O/Na₂O ente 1,47 e 2,03. O espectro de ETR's normalizado para condrito (Boynton 1984) é levemente fracionado, com teores elevados de elementos pesados e clara anomalia negativa de Eu, indicativa de alta



cristalização fracionada de plagioclásio durante a formação dessas rochas. O diagrama multi-elementar (normalizado para manto primordial, Wood *et al.* 1979) apresenta anomalias negativas de Ba, Sr, P (para $P_2O_5 > 0,01$) e Ti. Se usado o diagrama Rb VS Y+ Nb (ppm) de Pearce *et al.* (1984) este granito foi gerado em um ambiente tectônico de intra-placa ilustrando sua proveniência anorogênica. Se lançados os dados no diagrama triangular de Eby (1992) as amostras se agrupam no campo A2 perto da transição com A1, sugerindo uma origem por fusão crustal/mantélica com contaminação crustal.

A susceptibilidade magnética media (Km) no granito apresenta valores entre 0,07 e 19,7 mSI, com média de 2,46 mSI (d.p = 3,77), sendo que 22% dos dados apresentam Km < 0,5 mSI e 12% > 5mSI, indicando que em 78% do plúton predomina magnetita como o óxido dominante e como marcador magnético. Sendo que nos granitos porfíricos a susceptibilidade média é superior a 20 mSI refletindo um marcador magnético (óxido de ferro) em maior abundancia e/ou composição mais pura.

Realizaram-se treze análises de amostras obtidas no centro do plúton onde se espera maior preservação da trama primaria da rocha e por tanto onde se conservam melhor as condições de fixação da mesma durante a colocação do corpo. Os resultados mostram que 75% das subtramas (K-feldspato, minerais máficos e óxidos) são subcoaxiais, os elipsóides representativos das mesmas têm anisotropia entre 4 e 12%, e formas principalmente lineares para a primeira subtrama, a anisotropia varia entre 13 e 36 % com formas planares para a segunda subtrama, e nos óxidos a excentricidade do elipsóide varia entre 12 e 35% com formas principalmente lineares. A disposição do eixo principal A (maior comprimento) no K-feldspato, nos minerais máficos e de K_1 (lineação magnética) dos óxidos, se dispõe NE-SW com mergulho próximo de 20° , o eixo principal C dos silicatos e K_3 (foliação magnética) dos óxidos (menor comprimento) se orienta para NW-SE com caimentos principalmente moderados < 35° no K-feldspato, quanto que nos minerais máficos e nos óxidos é > 35° .

DISCUSSÃO

A tendência de evolução monzogranítica e fracionamento de plagioclásio do magmatismo que deu origem ao granito Capão Bonito sugerem que este foi gerado a partir da mistura entre magmas provenientes da fusão de crosta continental e material mantélico em um ambiente intraplaca a qual seria compatível com condições de aquiescência tectônica. Evidencias de caráter geoquímica junto a dados geocronológicos que demonstram uma idade para este granitos posterior à dos granitos porfíricos dos grandes batólitos tem sido usadas para interpretar os granitos vermelhos como marcadores da fase anorogênica do cinturão Ribeira. No entanto o anterior o granito exibe evidencias de



deformação dútil superimposta e intensa alteração hidrotermal potássica da qual poderia derivar-se a cor vermelha característica desta rocha que por sua vez seria decorrente da percolação de fluidos e a consequente incorporação de óxidos de ferro nos feldspatos. Esses fluidos assim como o fraturamento da rocha podem estar relacionados com reativações das zonas de cisalhamento que limitam o corpo. O caráter primário assim como a orientação para NE-SW da lineação que caracteriza a orientação preferencial de forma da trama da rocha, sugerem que o plúton Capão Bonito se colocou de maneira controlada, registrando deformação derivada de esforços cuja orientação seria compatível com a cinemática transcorrente das zonas de cisalhamento que limitam o mesmo.

REFERÊNCIAS

- Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.) *Rare earth element geochemistry*. Elsevier. p.63-114.
- Campanha GA Da C, Sadowski GR. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, vol. 98 : 31-51.
- Eby GN. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, Vol. 20: 641-644.
- Gimenez Filho AG, Texeira W, Figueredo MCH, Trevizoli Jr E. 2000. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the eastern portion of the Três Córregos batolith Ribeira fold Belt São Paulo, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 30 (1): 45-50.
- Heilbron M, Pedrosa-Soares A, Campos M, Da Silva L, Johannes R, Janasi V. 2004. A província Mantiqueira. In: *Geologia do continente sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida*. BECA, São Paulo. P 203-234.
- Janasi VA, Leite, RL, Vanschmus WR. 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatismo in the Agudos Grandes batolith (west of Sao Paulo) – implications for evolution of the Ribeira belt. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 14: 363-376.
- Launeau P, Robin PF. 2005. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses-Interpretations and applications. *Journal of Structural Geology*, vol. 27 (12): 2223-2233.
- Leite JR, Heaman LM, Janasi VA, Martins L, Creaser RA. 2007. 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*. Vol. 23: 193-212.
- Pearce JA, Harris NBW, Tindle AC. 1984. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, vol. 25: 956-983.
- Prazeres Filho HJ. 2005. Caracterização geológica e petrogenética do batólito granítico Três Córregos (PR-SP): geoquímica isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (ID-TIMS/SHRIMP) e $\delta^{18}O$ em zircão. Tese de doutorado do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 215p.
- Robin PF, 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses - theory. *Journal of Structural Geology*, vol. 24: 531-544.
- Wood DA, Jorom JL, Treuil M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magmas series erupted in the different tectonic setting. *Earth Planetary Science Letters*, vol. 45:326-336.