

Petrologia, Geoquímica e Geocronologia de granulitos
no sector São Fidélis-Santo António de Pádua, RJ, SE Brasil

*Petrology, Geochemistry and Geochronology of granulites
in the São Fidélis – Santo António de Pádua sector, RJ, SE Brazil*

T. Bento dos Santos¹, J. Munhá¹, C. Tassinari², C. Dias Neto², P. Fonseca³

¹ Centro de Geologia, ³ Lattex, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa

Edifício C6, Piso 2, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal

² Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

Rua do Lago, 562 – Butantã, São Paulo, SP, CEP: 05508-080, Brasil

SUMÁRIO

O sector São Fidélis – Santo António de Pádua situa-se na zona centro-norte da Faixa Ribeira, SE do Brasil. Esta faixa móvel, formada aquando da Orogenia Brasileira-Panafricana como resultado da colisão entre os crátões de São Francisco e Congo Ocidental, atingiu condições de pico metamórfico granulítico ($T = 800 - 900^{\circ}\text{C}$ e $P = 8 - 9$ kbar) há cerca de 575 Ma. Estas condições foram suficientes para fundir incongruentemente biotite e anfíbola, levando à formação de resíduos charnoquíticos e inúmeros corpos granitóides.

SUMMARY

The São Fidélis – Santo António de Pádua sector is located in the central-north Ribeira Belt, SE Brazil. This mobile belt, formed in the Brazilian-Panafrican Orogeny, as the result of the collision between the São Francisco and West Congo cratons, reached granulitic metamorphic peak conditions ($T = 800 - 900^{\circ}\text{C}$; $P = 8 - 9$ kbar) at about 575 Ma ago. Metamorphism induced biotite and hornblende-dehydration melting, leading to the generation of residual charnockites and widespread granitization.

Introdução e Enquadramento Geológico

O sector São Fidélis – Santo António de Pádua (SFSAP) situa-se no N do estado do Rio de Janeiro (SE do Brasil), na zona centro-norte da Faixa Ribeira. Esta estende-se por mais de 1400Km com orientação aproximada NE-SW (sectores S e central) e NNE-SSW (sector N) ao longo da costa SE do Brasil. Formou-se aquando da aglutinação do megacontinente Gondwana Ocidental, no final do Neoproterozóico por acção da Orogenia Brasileira-Panafricana, cujo período colisional (diacrónico) entre o Cráton de São Francisco (CSF) e Congo Ocidental se situa no intervalo 630 – 560 Ma [5].

Uma característica particular desta faixa móvel é a existência de várias zonas de cisalhamento sub-verticais profundas com movimentação dextral e que registam uma importante componente transpressional [15]. O sector SFSAP situa-se a SE do megacisalhamento Além Paraíba – Santo António de Pádua (CAPP) [4] que actuou fortemente as rochas da área em estudo.

Do ponto de vista tectónico, a Faixa Ribeira é o resultado do empilhamento de várias *nappes* com sentido para o CSF. Uma dessas *nappes*, o Terreno Oriental, no qual se situa o sector SFSAP, esteve sujeita a metamorfismo de alto grau, actuando várias associações litológicas incluindo paragneisses, intercalados por níveis calco-silicatados, e inúmeras rochas metabásicas [8].

Descrição Litológica e Petrográfica

As litologias que afloram no sector SFSAP podem-se dividir em gnaisses migmatíticos (metatexitos), intercalados por rochas calco-silicatadas e anfíbolitos (Unidades São Fidélis e Catalunha); charnoquitos (s. l.) (Unidade Bela Joana) e migmatitos diatexíticos (Unidade Angelim) [1]. Na área em estudo define-se [1] ainda uma outra unidade – Santo Eduardo – composta pelos litótipos já referidos, muito embora intensamente deformados (essencialmente por se encontrarem mais próximos da zona axial da deformação); nesta unidade, xenólitos de flaser-gabros e cumalados

piroxeníticos estão preservados em migmatitos, sugerindo “underplating” de magmas máficos. Granitóides tardios, não deformados, itruem localmente os charnoquitos da Unidade Bela Joana. Nos migmatitos metatexíticos é visível uma clara separação entre paleossoma, tipicamente kinzigítico (s. l.), e neossoma, frequentemente aplítico / pegmatóide. Os paleossomas são constituídos geralmente por Grt + Bt + Pl + Qtz + Kfs + Rt + Mt \pm Ilm \pm Ap \pm Sil \pm Crd \pm Ms \pm Spi [7] enquanto que a fracção neossomática é constituída por Qtz + Pl + Kfs + Grt + Bt \pm Sil \pm Ap. Evidência textural indica que a Grt se forma por efeito da reacção: Bt + Sil \Rightarrow Grt + Kfs + Liq. Contudo, a presença de Sil + Bt, orlando os bordos parcialmente reabsorvidos de Grt, sugere retrogradação, consequente da solidificação *in situ* do Liq. Localmente (nas Unidades São Fidélis e Catalunha), os migmatitos apresentam intercalações métricas de anfibolitos (OPx + CPx residual) e rochas calco-silicatadas (Cc + Phl + Fo + Amph + Spi \pm Dol \pm Ap \pm Dps), o que sugere recristalização inicial em fácies granulítica.

Na Unidade Bela Joana as rochas granulíticas variam de enderbitos a charnoquitos (s. s.); é ainda frequente a ocorrência de aplitos, ortognaisses graníticos, e agregados biotíticos associados à retrogradação dos charnoquitos. Os charnoquitos ocorrem em maciços alongados contendo uma paragénese granulítica típica, Pl + OPx \pm CPx \pm Grt. É possível definir três tipos de charnoquitos:

a) Charnoquitos isótopos (núcleos dos maciços) com Pl + Qtz + Kfs + OPx + Grt + Bt + Ilm + Mt \pm Hbl \pm Ap, pouco deformados e retrogradados e preservando a paragénese granulítica original.

b) Charnoquitos grosseiros e bandados (enderbitos) com uma paragénese de pico Pl + OPx + CPx + Grt, com retrogradação significativa para Hbl + Pl \pm Bt; representam metamorfismo granulítico em protólitos intermédios a básicos, posteriormente retrogradados para fácies anfibolítica.

c) Charnoquitos finos e bandados com Bt + Pl + Qtz + OPx (reliquia) + Ap \pm Grt \pm Hbl. Estes surgem normalmente nos bordos deformados dos maciços ou perto de grandes cisalhamentos, como acontece próximo do CAPP. Constata-se que os charnoquitos (s. s.) se formam predominantemente como resultado da reacção Bt + Qtz \Rightarrow OPx + Kfs + Liq, enquanto os enderbitos resultam da reacção Hbl + Qtz \Rightarrow OPx \pm CPx + Pl + Liq [6], sendo ambos retrogradados pelo caminho inverso.

A Unidade Angelim é constituída por granitóides e migmatitos diatexíticos paraderivados, pouco deformados, incluindo Grt + Bt + Hbl + Pl + Kfs + Qtz \pm Ap \pm OPx.

Evidências de campo, bem como petrográficas, indicam que a retrogradação para fácies anfibolítica está essencialmente associada aos grandes cisalhamentos direitos, produzidos durante os eventos da deformação regional que actuou de

forma diferente consoante os litótipos: nos paragnaisses esta é penetrativa enquanto as rochas charnoquíticas e granitóides, mais rígidas, se preservaram como mega-boudins, especialmente nas áreas mais afastadas do centro do cisalhamento principal. Os efeitos da retrogradação para fácies anfibolítica são particularmente evidentes na Unidade Santo Eduardo onde se desenvolve forte blastomilonitização ao longo de cisalhamentos direitos, N60-75°E, 70-80°NW, com componente vertical vergente para SE, atitude do cisalhamento com centro na cidade de Pádua (CAPP).

Geotermobarometria

A análise composicional das rochas do sector SFSAP e o subsequente estudo termobarométrico, permitiu concluir que os charnoquitos e enderbitos Bela Joana e os diatexitos da Unidade Angelim estiveram sujeitos a condições de pico metamórfico (estimadas com base nas composições nucleares de porfiroblastos), entre os 700 – 900 °C e P ~ 8 – 9 kbar, enquanto as rochas migmatíticas metatexíticas das Unidades São Fidélis e Catalunha registam pressões algo inferiores (P ~ 7 – 8 kbar) e temperaturas semelhantes (T = 800 – 850 °C).

O zoneamento composicional, retrógrado (núcleo \Rightarrow bordo), para os charnoquitos e diatexitos indica arrefecimento ($\Delta T = -100$ a -200 °C) e descompressão ($\Delta P = -1$ a -3 kbar) para valores de T ~ 550 – 700 °C e P ~ 7.5 – 6 kbar (Fig. 1). A observação do zoneamento para os migmatitos metatexíticos indica uma evolução algo diferente ($\Delta T = -200$ a -350 °C e $\Delta P = -2$ a -2.5 kbar). As rochas da Unidade Santo Eduardo tiveram uma evolução P - T - t semelhante à dos migmatitos metatexíticos, independentemente da composição litológica (T = 700 - 850°C \Rightarrow 500 – 650 °C; P = 7 – 8 kbar \Rightarrow 5 – 6 kbar).

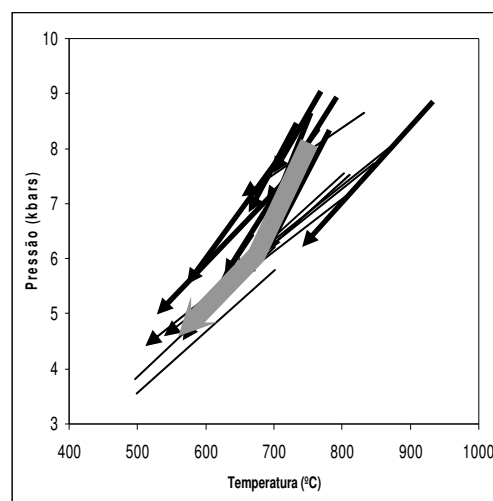


Fig. 1 – Evolução P – T – t das rochas do sector SFSAP (Setas espessas: Charnoquitos e Diatexitos; Setas finas: Metatexitos; Seta a cinzento: tendência geral de arrefecimento e descompressão).

Observando a Fig. 1, verifica-se a existência de 2 percursos geotermobarométricos distintos: o das rochas charnoquíticas e diatexitos com forte descompressão até aos 600 – 700 °C; e o dos metatexitos e outras rochas fortemente deformadas, com um decréscimo simultâneo de T e P. Constatase que os charnoquitos e diatexitos tiveram uma rápida exumação nas primeiras etapas da sua formação, sendo colocados lado a lado aos paragneisses por grandes cavalgamentos, evoluindo em conjunto a partir daí. Conclui-se que as rochas presentes na área em estudo apresentam uma tendência geral de arrefecimento e descompressão compatível com a de um percurso directo.

Geoquímica

As rochas presentes no sector SFSAP dividem-se genericamente em dois tipos geoquímicos: i) peraluminosas: charnoquitos (s. s.), ortognaisses, metatexitos e diatexitos tardi-colisionais (ver geocronologia); e ii) metaluminosas: anfibolitos (meta-gabros) toleíticos, enderbitos e granitóides pós-colisionais quartzo-monzoníticos. De um modo geral, à excepção dos anfibolitos, as rochas estudadas representam uma sequência calcoalcalina. De facto, a partir da observação dos diagramas de Harker é possível verificar que os charnoquitos apresentam correlação negativa para o $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, bem como, MgO , Al_2O_3 , Sr , P_2O_5 , Th , Zr , Hf , Zn e REE (REEt, LREE/HREE e La/Lu), suportando o carácter calcoalcalino. Os charnoquitos peraluminosos apresentam uma variação de SiO_2 entre 61 - 70%, variando desde monzonitos a granodioritos. Os ortognaisses têm também composição granodiorítica, sugerindo que os charnoquitos e ortognaisses poderão ter tido protólitos semelhantes, o que é também sugerido pela semelhança nos padrões de REE observados; de facto, à escala mesoscópica é possível observar a transformação dos ortognaisses em charnoquitos.

A geoquímica de REE dos aplitos sugere geração por fusão incongruente de anfíbola em rochas granodioríticas [13], correspondendo os charnoquitos a fases residuais [14]. Os gráficos REE mostram também que as rochas peraluminosas presentes na região são na sua maioria o resultado da fusão parcial dos metatexitos, pois o padrão de REE dos leucossomas é semelhante ao dos ortognaisses, charnockitos e diatexitos.

Nos diagramas discriminantes [10] os charnoquitos projectam-se no campo correspondente a granitos de arco vulcânico, o que contraria as observações de campo, a análise petrográfica e até os dados geocronológicos. Esta discordância dever-se-á ao uso de elementos que não permaneceram imóveis durante o metamorfismo de alto grau.

Geocronologia (Dados Preliminares)

A divisão geocronológica que se segue é baseada nas observações de campo, conjugadas com estudos

previos neste sector da Faixa Ribeira [8; 11], bem como nos dados geocronológicos (U/Pb em zircões) obtidos neste trabalho:

a) **Rochas sin-colisionais (590-560 Ma):** situam-se neste intervalo de tempo as rochas metatexiticas e os ortognaisses (SHRIMP U-Pb em zircões: 560 ± 15 Ma), os charnoquitos (U-Pb em zircões: 575 ± 12 Ma a 571 ± 7 Ma) e os aplitos associados à génese dos charnoquitos (SHRIMP U-Pb em zircões: 561 ± 23 Ma).

b) **Rochas tardi-colisionais (560-530Ma):** obteve-se para este intervalo temporal apenas uma datação na amostra de diatexitos da Unidade Angelim com a idade de 555 ± 8 Ma (U-Pb em zircões), apesar de, dentro do erro analítico ser concordante com as idades de 560 Ma, suportam a observação de campo que sugere geração tardi-tectónica.

c) **Rochas pós-colisionais a pós-tectónicas (520-480 Ma):** Este intervalo temporal é representado por uma amostra de granito metaluminoso, discordante em relação às demais, com a idade 491 ± 7 Ma (SHRIMP U/Pb em zircões), bem como, as diversas manifestações pegmatíticas claramente tardias (não datadas) que ocorrem um pouco por toda a área de estudo.

Idades Modelo Sm/Nd: Foram obtidas apenas duas idades modelo de rochas graníticas, nomeadamente, um aplito granatífero e um leucossoma de migmatito metatexitico. Os valores $T_{\text{DM}} = 1.7 - 1.9$ Ga, sugerem que os protólitos destas rochas foram extraídos do manto, no mínimo no final do Paleoproterozóico e início do Mesoproterozóico.

Taxas de Arrefecimento Geocronológicas: Resultados termocronológicos preliminares, obtidos em Zircão U-Pb (correspondendo ao pico metamórfico – $T = 900$ °C) combinados com datações Sm-Nd em Granada - RT/biotite ($T = 600$ °C [3]) e Rb-Sr em Biotite - RT ($T = 350$ °C [3]) permitem inferir que as rochas do sector SFSAP arrefeceram a uma velocidade média inicial de 20 – 5 °C / Ma até 600 °C e a uma velocidade média de 5 - 3 °C / Ma até 350 °C. Para o granito pós-colisional obteve-se uma taxa de arrefecimento de 15 °C / Ma (Zircão U-Pb – Biotite K-Ar).

Constata-se assim que o sector SFSAP teve um curto período inicial de rápida exumação (~ 20 °C / Ma) (revelando um regime tectónico particular), seguindo-se um longo período (~ 20 – 60 Ma) em que se mantiveram temperaturas regionais > 350-400 °C. A taxa de arrefecimento voltou a ser mais elevada nas fases finais da orogenia. Embora realizadas com dados preliminares, as taxas de arrefecimento agora reveladas estão de acordo com as anteriormente obtidas para o sector centro-sul [2] e para o sector norte da Faixa Ribeira [9].

Discussão

A obtenção de valores de $T_{\text{DM}} = 1.7 - 1.9$ Ga sugere uma idade mínima para os protólitos que originaram as rochas do sector SFSAP, que

poderiam ser parte integrante do Cráton do São Francisco, nomeadamente a partir de 1.0 Ga, altura em que se deu a fragmentação do paleo-continente Rodínia e consequente sedimentação na bacia do paleo-oceano Adamastor [15].

Os dados de geoquímica patentes neste trabalho são sugestivos de que o processo de charnoquitização afectou a generalidade dos litótipos a T suficiente para provocar a fusão incongruente de biotite e/ou anfíbola ($T > 800 - 900\text{ }^{\circ}\text{C}$), provocando a libertação de H_2O e concentração de CO_2 , gerando OPx na rocha residual (charnoquito). Esta afirmação é apoiada pela presença de grafite nas zonas de transição entre charnoquitos e paragneisses.

Os resultados geotermobarométricos agora obtidos, sugestivos de evolução em percurso directo para as rochas estudadas, sugerem que os charnoquitos/diatexitos e os metatexitos terão tido evoluções diferentes nos estágios subsequentes ao pico metamórfico ($T = 800 - 900\text{ }^{\circ}\text{C}$). A rápida taxa de exumação inicial dos charnoquitos ($\Delta P = -3\text{ kbar}$) terá resultado da acção de cavalgamentos durante o período principal da colisão continental (U/Pb Zircões: 575 Ma), implicando taxas de exumação superiores aos migmatitos metatexiticos que suportaram apenas o efeito da deformação transpressiva do CAPP (lineação de estiramento sub-horizontal), portanto com exumação mais lenta desde o pico metamórfico. As rochas do sector SFSAP terão evoluído em conjunto a partir de $T \sim 600\text{ }^{\circ}\text{C}$ (550 - 515 Ma), arrefecendo a uma velocidade média de $\sim 3 - 5\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{Ma}$. A existência de rochas máficas, sugestivas de underplating, bem como a manutenção de alto fluxo calorífico regional, é compatível com um processo de delaminação litosférica (520 - 490 Ma), associada ao colapso do orógeno e geração de granitóides pós-tectónicos metaluminosos.

Dados estruturais e termobarométricos indicam que a actividade do CAPP é precoce (600 - 550 Ma) na evolução do sector central da Faixa Ribeira [8] e que a deformação terá ocorrido inicialmente a $T > 800\text{ }^{\circ}\text{C}$ [4], compatível com a actuação do CAPP desde bem cedo nas rochas do sector SFSAP; este cisalhamento actuando em regime transpressivo [12] terá sido responsável (numa primeira fase) pela exumação de rochas profundas (cavalgamentos precoces), correspondente ao período colisional, tendo as evidências desses cavalgamentos sido obliteradas pela muito mais importante componente cisalhante direita que se seguiu.

Agradecimentos

Os trabalhos de campo e analíticos foram financiados pela Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP. Este estudo é uma contribuição para o projecto de investigação

POCA-PTROLOG (Centro de Geologia U. Lisboa, UI: 263; POCTI/FEDER). P. Fonseca teve apoio do GEODYN, POCTI - ISFL - 5 - 32. Os autores agradecem a M. R. Azevedo a revisão do trabalho.

Referências Bibliográficas

- [1] Batista, J. J., 1984. Caracterização dos processos geológico-evolutivos Precambrianos na região de São Fidélis, N do Rio de Janeiro. Tese Dout. USP, SP, 123.
- [2] Dias Neto, C. M., 2001. Evolução tectono-termal do complexo costeiro (faixa de dobramentos Ribeira) em São Paulo. Tese Dout. USP, SP, 160.
- [3] Dodson, M. H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contr. Min. Petr.*, 40, 3, 259-274.
- [4] Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Bascou, J., Hippertt, J., 2002. High-temperature deformation in the Neoproterozoic transpressional Ribeira belt, southeast Brazil. *Tectonophysics*, 352, 203-224.
- [5] Janasi, V. A., Leite, R. J., van Schmus, W. R., 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (West of São Paulo, Brazil) - implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Jour. South Am. Earth Sc.*, 14, 363-376.
- [6] Kar, R., Bhattacharya, S., Sheraton, J. W., 2003. Hornblende-dehydration melting in mafic rocks and the link between massif-type charnockite and associated granulites, Eastern Ghats Granulite Belt, India. *Contr. Mineral. Petrol.*, 145, 707-729.
- [7] Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Min.* 68, 277-279.
- [8] Machado, N., Valladares, C., Heilbron, M., Valeriano, C., 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precamb. Res.*, 79, 347-361.
- [9] Munhá, J. M. U., Cordani, U. G., Tassinari, C. C. G., Palácios, T., 2005. Petrologia e termocronologia de gnaisses migmatíticos da Faixa de dobramentos Araçuaí (Espírito Santo, Brasil). *Rev. Bras. Geoc.*, 35, 1, 123-134.
- [10] Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jou. of Petr.*, 25, 956-983.
- [11] Pedrosa-Soares, A. C., Wiedemann-Leonardos, C. M., 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: Cordani, et al., (Eds.), *Geotectonics of South America. Special Publication for the 31 IGC/2000*, 265-285.
- [12] Sanderson, D. J., Marchini, W. R., 1984. Transpression, *J. Struct Geol.*, 6, 449-458.
- [13] Sisson, T. W., 1994. Hornblende-melt trace-element partitioning measured by ion-microprobe. *Chem. Geol.*, 117, 331-344.
- [14] Tassinari, C. C. G., Correia, C. T., Munhá, J. M. U., Baré, D. G., 2000. Relationships among charnockites and associated granites, Costeiro complex, Central Ribeira Belt (São Paulo, Brazil). Abstract of the 31st International Geological Congress.
- [15] Trouw, R. A., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C., Almeida, J. H., Tupinambá, M., Andreis, R., 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: Cordani et al., (Eds.), *Geotectonics of South America. Special Publication for the 31 IGC/2000*, 297-310.