O MAGMATISMO GRANÍTICO NEOPROTEROZÓICO DO BATÓLITO PELOTAS NO SUL DO BRASIL: NOVOS DADOS E REVISÃO DA GEOCRONOLOGIA REGIONAL

RUY PAULO PHILIPP¹, RÔMULO MACHADO², LAURO VALENTIN STOLL NARDI¹ & JEAN MICHEL LAFON³

ABSTRACT *THE NEOPROTEROZOIC GRANITIC MAGMATISM OF THE PELOTAS BATOLITH IN SOUTH BRAZIL: NEW DATA AND REVIEW OF THE REGIONAL GEOCHRONOLOGY* The Pelotas Batholith is an about 40,000 km² polyphase plutonic complex located in the eastern part of Sul-rio-grandense Shield, southernmost Brazil. It is composed of six granitic suites (Pinheiro Machado, Erval, Viamão, Encruzilhada do Sul, Cordilheira and Dom Feliciano) and one syenitic suite (Piquiri). The batholith shows a compositional evolution from suites dominated by granodiorites and monzogranites with minor tonalites, diorites, and quartz-diorites to those dominated by syenogranites with microcline-orthoclase granites, quartz-syenites, and subordinated syenites. All the suites contain basic and intermediate rocks with mixing and mingling relations indicating they are coeval with the granitic magmatism. The Pinheiro Machado Suite has a medium to high-K nature and ages from 625 Ma to 610 Ma and the Viamão Suite shows high-K calc-alkaline affinity and ages about 600 Ma. The Cordilheira Suite is more peraluminous than the former. The Piquiri Suite resulted from an alkaline saturated shoshonitic magmatism at about 610 Ma. Metaluminous and peralkaline alkaline supersaturated rocks form the Encruzilhada do Sul Suite, with ages between 600 Ma and 590 Ma, and in granite and rhyolite dikes included in the Dom Feliciano Suite, of 595 Ma to 570 Ma. Basement megaxenoliths are widespread in these suites and are similar to the metamorphic rocks found at the western border of this batholith. The Pelotas Batholith contains evidence of two ductile deformational events (D₁ and D₂) and one brittle (D₃). Most suites were emplaced in a transpressive regime, during a post-collisional stage, being partially accompanied by oblique convergence and transcurrent of continental plates. Available geochronological data indicate that D₁ and D₂ have similar age and that the Pelotas Batholith magmatism has ages from 630 Ma to 570 Ma. Granitic magmatism of the batholith shows an important mantle contribution represented by diorites associated to most of the studied suites, which are part of a mafic magmatism. The generation and emplacement of the granitic magmatism are related to the evolution of the ductile shear zones. These structures have also influenced the occurrence of mafic magmatism that contributed to increase the geothermal gradients and to promote crustal melting and the generation of granitic rocks in the batholith.

Keywords: Sul-rio-grandense Shield, Pelotas Batholith, geochronology, petrology, granitoids

RESUMO O Batólito Pelotas é um complexo plutônico multi-intrusivo e polifásico com cerca de 40.000 Km² e situado na porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense. O batólito é composto por seis suítes graníticas (Pinheiro Machado, Erval, Viamão, Encruzilhada do Sul, Cordilheira e Dom Feliciano) e uma sienítica (Suíte Piquiri). O magmatismo que formou o batólito mostra evolução composicional caracterizada inicialmente por granodioritos e monzo-granitos, com tonalitos, dioritos e quartzo diorito subordinados, que gradam para suítes dominadas por sienogranitos, com raros microclínio-ortoclásio granitos, quartzo-sienitos e sienitos. Todas as suítes apresentam associação com rochas básicas a intermediárias e apresentam relações de mistura homogênea e heterogênea com os magmas graníticos. A Suíte Pinheiro Machado é cálcio-alcálica médio a alto-K, metaluminosa a levemente peraluminosa, com idade entre 625 a 610 Ma e a Suíte Viamão é cálcio-alcálica alto-K e de idade em torno de 600 Ma. A Suíte Cordilheira é cálcio-alcálica e peraluminosa. A Suíte Piquiri é alcálica saturada de afinidade shoshonítica e de idade em torno de 610 Ma. Manifestações de natureza alcálica supersaturada metaluminosa e peralcalina são representadas pelos granitos da Suíte Encruzilhada do Sul, de idade em torno de 600 a 590 Ma e, por alguns corpos graníticos e diques de riolito, ambos pertencentes a Suíte Dom Feliciano, a qual tem continuidade até o final da evolução do batólito, entre 595 e 570 Ma. Septos do embasamento estão presentes em todas as suítes, sugerindo ampla simetria com as rochas encaixantes encontradas a oeste do batólito. O batólito contém evidências de três eventos deformacionais, dois dos quais (D₁ e D₂) dúcteis e um (D₃) rúptil. A colocação da maioria das suítes ocorreu em regime transpressivo, durante estágio pós-colisional, sendo em parte acompanhada por fase de convergência oblíqua e transcorrência de placas continentais. A semelhança das idades obtidas para a movimentação das zonas de cisalhamento oblíquas e transcorrentes de D₁ e D₂ é indicativa da sua contemporaneidade. As idades disponíveis, obtidas a partir de diversos métodos geocronológicos, indicam consistentemente um período entre 630 e 570 Ma para a evolução geológica do Batólito Pelotas. O magmatismo teve contribuição mantélica representada por dioritos associados à maioria das suítes graníticas. A geração e colocação do magmatismo granítico estão relacionadas principalmente com a evolução de zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis. Estas estruturas influíram na formação do magmatismo máfico, que contribuiu para a elevação do gradiente termal regional criando as condições necessárias para a fusão crustal e geração das rochas graníticas do batólito.

Palavras-chaves: Escudo Sul-rio-grandense, Batólito Pelotas, geocronologia, petrologia, granitóides

1 - Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências-UFRGS. Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre - RS. Caixa Postal 15001, CEP - 91540-000, e-mail: ruy.philipp@ufrgs.br; lauro.nardi@ufrgs.br.

2 - Instituto de Geociências, USP, Pesquisador do CNPq, Rua do Lago, 562, Cidade Universitária, CEP-05422-970, São Paulo, SP, e-mail: rmachado@usp.br.

3 - Laboratório de Geologia Isotópica, Pará-Iso, Universidade Federal do Pará, PA, e-mail: lafonjm@ufpa.br

INTRODUÇÃO O Batólito Pelotas, situado na porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense, tem cerca de 400 km de comprimento e entre 80 km e 120 km de largura. Tem continuidade para norte, em Santa Catarina, e, para sul, no Uruguai, como mostram os levantamentos geológicos e geofísicos (Shukowsky *et al.* 1991, Hallinan *et al.* 1993, Bitencourt & Nardi 2000) (Fig. 1). O batólito é um complexo plutônico composto de várias suítes, cujo magmatismo teve duração de cerca de 70 Ma (entre 630 Ma e 570 Ma). A formação do batólito resulta da adição de distintos processos tectônicos durante o Ciclo Brasiliano/Pan-africano e se postulam para a mesma modelos que envolvem a subducção de litosfera oceânica em margem continental espessa (Figueiredo *et al.* 1990, Philipp 1990, Fragozo Cesar 1991, Philipp *et al.* 1993, Philipp 1998, Chemale Jr. 2000), colisão continental (Hartmann *et al.* 2000, Philipp & Machado 2001) e reativação de fontes mantélicas modificadas em períodos tardi a pós-colisional (Bitencourt & Nardi 1993, 2000). Chemale Jr. (2000) relaciona à orogênese Dom Feliciano, estágio final do Ciclo Brasileiro.

No batólito foram caracterizadas seis suítes graníticas denominadas de Pinheiro Machado, Erval, Viamão, Encruzilhada do Sul, Cordilheira, Dom Feliciano e uma sienítica, a Suíte Piquiri (Philipp 1998, Philipp & Machado 2001) (Fig. 2). Nestas suítes, constituídas essencialmente por rochas graníticas, comumente ocorrem corpos básicos e enclaves máficos microgranulares, os quais apresentam relações de contato indicativas de mistura química e física com os líquidos de composição granítica. Os corpos básicos mais expressivos ocorrem nas imediações das cidades de Pinheiro Machado e Dom Feliciano, tendo sido descritos como Gabros Passo da Fabiana (Fragoso Cesar 1991) e o Diorito Capim Branco (Wildner & Ramgrab 1994). As rochas básicas têm sido descritas como associadas geneticamente com as suítes Viamão e Dom Feliciano.

Em todas as suítes graníticas ocorrem septos do embasamento, representados por rochas metamórficas de baixo a alto grau (Fragoso Cesar *et al.* 1986, Philipp 1990, 1998, Philipp & Machado 2002a).

A Suíte Pinheiro Machado é cálcio-alcálica, médio a alto-K, metaluminosa a fracamente peraluminosa. As Suítes Viamão e Cordilheira têm afinidade cálcio-alcálica alto-K, mas diferem entre si pelo caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso da primeira e peraluminoso da última. Os sienitos da Suíte Piquiri têm afinidade shoshonítica, enquanto os granitos da Suíte Encruzilhada do Sul são alcalinos e metaluminosos. Na sua ampla maioria, os corpos graníticos da Suíte Dom Feliciano são cálcio-alcálicos alto-K, com elevado grau de diferenciação (SiO entre 75 e 78%). São registradas nesta suíte rochas com tendência alcalina metaluminosa e peralcalina, representadas respectivamente por diques riolíticos e pelo Granito Bela Vista (Philipp *et al.* 1991).

Neste trabalho são apresentadas novas dados geocronológicos de granitos e sienitos do Batólito Pelotas, obtidas pelo método de evaporação do Pb de monocristais de zircão (TIMS). As idades foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará. Foram estudadas amostras das suítes Pinheiro Machado (granodiorito), Piquiri (Sienitos Piquiri e Arroio do Silva), Viamão (Granito Chasqueiro) e Dom Feliciano (Granitos Capão do Leão e Bela Vista).

Figura 1 – Principais unidades geotectônicas do Sul do Brasil e Uruguai. Legenda: a= Terreno Luis Alves, b= Terreno Florida, 1= Terreno Taquarembó, 2= Terreno Rivera, 3= Terreno Valentines. Modificado de Chemale Jr. (2000).

ESTRUTURA DO BATÓLITO No batólito têm sido descritos três eventos deformacionais: dois mais antigos de natureza dúctil (D_1 e D_2) e um mais novo, rúptil (D_3). A colocação da Suíte Pinheiro Machado é relacionada ao evento D_1 , ocorrida em regime transpressivo durante o evento D_1 , que provavelmente representa os estágios tardios da colisão oblíqua Brasileira (Philipp & Machado 2001). Este evento é responsável pela formação de zonas de cisalhamento dúcteis de orientação $N45^\circ-60^\circ E$, e mergulhos de médio a baixo ângulo para NW. As zonas de cisalhamento são oblíquas, com lineação de estiramento mineral orientada segundo E-W e indicadores cinemáticos (foliação SC, estiramento assimétrico de enclaves microgranulares) que mostram movimentos de topo para leste. Ao evento (D_2) é atribuído à formação de zonas de cisalhamento dúcteis a dúctil-rúpteis de alto ângulo de mergulho. São estruturas com orientação $N60^\circ-85^\circ E$, que contêm lineação de estiramento subhorizontal, cujos indicadores cinemáticos (foliação S-C, porfiroclastos assimétricos e discretas bandas de cisalhamentos) são compatíveis com movimentação sinistral. Os posicionamentos dos maciços graníticos das demais suítes do batólito estão intimamente relacionados com o desenvolvimento destas zonas. Os corpos graníticos das suítes Viamão e Cordilheira são alongadas e concordantes com as zonas de cisalhamento transcorrentes, sendo comum à presença de estruturas magmáticas e tectônicas subparalelas as mesmas (Frantz & Remus 1986, Gomes 1990, Philipp 1990, Philipp *et al.* 1993, Fernandes *et al.* 1990, 1993, Koester 1995). O evento deformacional (D_3), atribuído à reativação de zonas de cisalhamento do evento anterior, é de nível crustal mais raso e de condições extensionais. Estas zonas de cisalhamento, com largura métrica a decamétrica e subverticais, têm orientação $N20^\circ E$ a $N50^\circ-65^\circ E$ e deslocam as estruturas D_2 . Estas estruturas são materializadas por milonitos de baixa temperatura. Os indicadores cinemáticos destas zonas (bandas de cisalhamento discretas e estrias de atrito), juntamente com uma lineação de

Figura 2 – Mapa geológico do Batólito Pelotas mostrando a distribuição das suítes graníticas, das principais zonas de cisalhamento transcorrente e a localização aproximada das amostras selecionadas para os estudos geocronológicos.

estiramento mineral sub-horizontal, sugerem deslocamento direcional sinistral. Este novo sistema é responsável pela ascensão e posicionamento dos granitos da Suíte Dom Feliciano, os quais são alongados e concordantes com as zonas, com a deformação restrita à borda de alguns maciços.

Os dados isotópicos disponíveis sobre o Batólito Pelotas indicam que o magmatismo durou por cerca de 80 Ma, entre 630 e 550 Ma, sugerindo que na sua constituição houve participação de fontes crustais e mantélicas.

DESCRIÇÃO DAS UNIDADES ESTUDADAS Suíte Pinheiro Machado

Esta suíte ocupa faixa alongada na direção NE-SW na porção central do Batólito Pelotas e perfaz cerca de 30% de sua área (Fig. 2). É a suíte mais antiga do batólito. Caracteriza-se pela presença de foliação de baixo ângulo atribuída ao evento deformacional D_1 . Possui composição expandida, de granodiorítica a monzogranítica, com tonalitos, dioritos e quartzo-dioritos subordinados. Estas rochas apresentam cor cinza, textura equigranular hipidiomórfica média a grossa, localmente inequigranular, com pequenas proporções de fenocristais (1 a 3 cm) esparsos de feldspato potássico. O plagioclásio é eudral, branco; o quartzo é amebóide; a biotita é eudral e ocorre em agregados intersticiais. O feldspato potássico é ortoclásio, subordinado e intersticial. Os minerais acessórios compreendem zircão, allanita, apatita, titanita e minerais opacos. Esta suíte exhibe evidências de mistura homogênea e heterogênea entre os líquidos graníticos e os líquidos máficos geradores de enclaves microgranulares de composição diorítica, quartzo-diorítica e tonalítica. Os enclaves são centimétricos, arredondados a subarredondados. Os seus contatos com as rochas granitóides encaixantes são definidos por limites curvos a lobados. São encontrados nesta suíte diversos septos do embasamento, constituídos por ortognaisses e metagranitos miloníticos, anfibolitos, gnaisses calci-silicáticos e aluminosos. As rochas da Suíte Pinheiro Machado ocorrem como xenólitos em rochas das suítes Erval, Viamão, Cordilheira e Dom Feliciano. Foram analisados desta suíte os zircões de uma amostra de granodiorito oriunda de pedreira situada nas margens da rodovia de Pelotas a Pinheiro Machado (BR 153), junto à ponte do rio Piratini (coordenadas UTM: N-6490101 e E-0320103).

Suíte Viamão Os granitos desta suíte afloram em diferentes porções do Batólito Pelotas, e ocupam área de cerca de 15% do mesmo. Constituem corpos alongados na direção N40°-50°E, com 25 km a 40 km de comprimento e entre 5 km e 15 km de largura. A colocação dos maciços desta suíte está associada à movimentação das zonas de cisalhamento de alto ângulo D_2 . A variação composicional é dominada por monzogranitos, com granodioritos e sienogranitos subordinados. A textura é porfirítica a heterogranular grossa, com foliação magmática definida pelo alinhamento de fenocristais de feldspato potássico e lamelas de biotita. Esta estrutura é concordante com a foliação milonítica das zonas de cisalhamento de alto ângulo, o que posiciona estes granitos como sin- a tardi- D_2 . A maioria dos corpos estudados exhibe estruturas indicativas de mistura heterogênea e homogênea de magmas, com diversos graus de hibridização, envolvendo termos de composição básica a intermediária e ácida. Ocorrem enclaves microgranulares, centimétricos a métricos, por vezes decamétricos, de compo-

sição diorítica, em contato gradacional com os granitos onde ocorrem e desenvolvem zonas métricas de termos híbridos (Philipp 1998). Também ocorrem xenólitos de metagranitóide e ortognaisse com evidências de reduzido grau de assimilação pelo material granítico. Maiores graus de interação com os magmas graníticos foram observados apenas nos xenólitos de pequenas dimensões, com a formação de estruturas fantasmas e bandamento irregular com *schlieren* de biotita.

GRANITO CHASQUEIRO O Granito Chasqueiro tem cerca de 400 km² (40 X 10 km), ocorre a noroeste da cidade de Arroio Grande e, em planta, é alongado segundo N50°E (Fig. 2). É cinza claro e tem composição monzogranítica a sienogranítica, textura porfirítica a heterogranular grossa com fenocristais de ortoclásio em matriz equigranular, hipidiomórfica grossa (5 a 8 mm), composta por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e rara hornblenda. Os fenocristais atingem proporções modais entre 35 a 50% e variam entre 2 e 6 cm. O ortoclásio é prismático, subédrico a eudrico e é o principal mineral da rocha. O plagioclásio é raro, branco e prismático equidimensional. O quartzo é amebóide e incolor. A biotita ocorre em agregados intersticiais, os quais, junto com o anfibólio, marca a foliação da rocha. Os minerais acessórios compreendem zircão, apatita, allanita, titanita e opacos. Os enclaves máficos, quando presentes, são subarredondados, com dimensões entre 10 a 25 cm.

Este granito apresenta foliação do tipo S=L penetrativa, mais proeminente junto às zonas de cisalhamento. A foliação é anastomosada, de direção N45°-70°E e mergulhos subverticais. A porção central do corpo preserva foliação de fluxo magmático dada pela orientação da biotita e ortoclásio, a qual transiciona lateralmente para a foliação tectônica de borda, onde a textura é protomilonítica. A lineação mineral é dada pela orientação dos cristais de K-feldspato, orientados segundo NE-SW e com mergulho entre 2° a 30°. A amostra datada foi retirada de pedreira próximo a Arroio Grande, na RST-473 (Coordenadas UTM: N-6440353 e E-0297320).

Suíte Encruzilhada do Sul e Piquiri Os granitos da Suíte Encruzilhada do Sul são restritos à porção NW do batólito e perfazem cerca de 10% de sua área. A suíte é composta pelos granitos Encruzilhada do Sul, Pinheiros, Campinas e Pitangueiras. Os corpos dispõem-se em faixa alongada segundo N40°E, limitada a leste pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e a oeste pelo Complexo Metamórfico Cerro da Árvore. A Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro, de direção próxima a N-S, afeta estes granitos com intensa cataclase e fraturamento.

O Granito Encruzilhada do Sul é o corpo mais expressivo da suíte e contém duas fácies petrográficas principais: biotita-granitos porfiríticos a heterogranulares grossas, acinzentados a róseo-acinzentados ou alaranjados, e leucogranitos equigranulares, rosa e cinza-claros. A fácies porfirítica é dominante e composta por biotita-monzogranitos, subordinadamente biotita granodioritos e dioritos. Rochas da fácies porfirítica contém entre 15% e 40% de fenocristais eudrais de feldspato potássico em matriz equigranular hipidiomórfica constituída por plagioclásio eudral, agregados de biotita eudral e quartzo globular a prismático. Os acessórios compreendem anfibólio, zircão, apatita e minerais opacos. A fácies equigranular é homogênea e consiste de leucossienogranitos cortados por corpos

pegmatóides e diques de aplito. A Suíte Encruzilhada do Sul contém zonas com abundância de enclaves máficos (diorito e quartzo-diorito) microgranulares e zonas híbridas, nas quais são comuns feições de interação entre o líquido félsico e os corpos intermediários a básicos, resultando em estruturas de mistura heterogênea de magmas e zonas de hibridização (Bitencourt *et al.* 1993, Vasquez 1997). Os Sienitos Piquiri e Arroio do Silva, anteriormente incluídos na Suíte Encruzilhada do Sul por Vasquez (1997), representam evento magmático de natureza alcalina saturada, afinidade shoshonítica e idade mais antiga (Stabel *et al.* 2001). Neste trabalho, ambos sienitos são considerados sob a denominação de Suíte Piquiri.

SIENITOS PIQUIRI E ARROIO DO SILVA O Sienito Piquiri tem cerca de 130 km² e é intrusivo em uma seqüência vulcano-sedimentar do estágio pós-colisional do Ciclo Brasileiro. O sienito tem idade estimada em ca. de 600 Ma, com base nas datações K/Ar (580±25 Ma), Rb/Sr (606±98 Ma, Ro = 0,706±0,00013, MSWD = 0,33; *apud*. Soliani Jr. 1986) e nas relações de campo. O sienito foi intrudido pelo Complexo Granítico Encruzilhada (Bitencourt *et al.* 1993), de idade U-Pb de 594±5 Ma (Babinski *et al.* 1997) e ocorre como clastos em conglomerados de topo da Formação Arroio dos Nobres. A granulação do sienito varia de grossa no centro a fina nas bordas (Jost *et al.* 1985, Stabel *et al.* 2001), e sua composição varia, no mesmo sentido, de álcali-feldspato-quartzo-sienito e álcali-feldspato-sienito a quartzo-sienito, álcali-feldspato-sienito, sienito, álcali-feldspato-quartzo-sienito, quartzo-monzonito e monzogranito. O corpo tem proeminente foliação de fluxo ígneo dada pela orientação dos cristais de feldspato, minerais máficos e de enclaves máficos microgranulares (Jost *et al.* 1985). Vieira Jr. *et al.* (1989) sugerem que o corpo tem afinidade shoshonítica, corroborada por dados geoquímicos e mineralógicos (Stabel *et al.* 2001). Para estes autores, os dados geoquímicos são indicativos de que este magmatismo não é contemporâneo com a Suíte Encruzilhada do Sul. Plá Cid *et al.* (2001), com base em dados de química mineral de enclaves lamprofíricos do sienito concluem que os magmas sieníticos e lamprofíricos são contemporâneos e provêm do manto, de profundidades equivalentes a pressões mínimas de 3 Gpa. A amostra do Sienito Piquiri datada provém de pedra de extração de rocha ornamental localizada ao norte do município de Encruzilhada do Sul (coordenadas UTM: N-6641580 e E-0332071).

A Suíte Intrusiva Arroio do Silva, descrita por UFRGS (1992), consiste de pequenos corpos plutônicos sieníticos, localmente dioritos, localizados a NE da cidade de Encruzilhada do Sul. Embora as relações estratigráficas e os dados petro-gráficos sugiram sua correlação com o Sienito Piquiri, os dados disponíveis ainda são precários. A amostra selecionada foi extraída de afloramento situado a sul da cidade de Encruzilhada do Sul (coordenadas UTM: N-6622050 e E-0359081).

Suíte Dom Feliciano Esta é a suíte mais jovem do batólito e, embora seus granitos apresentem composição muito próxima das observadas nas suítes Viamão e Encruzilhada do Sul, seu posicionamento é posterior às estruturas transcorrentes do evento D₂. A suíte ocupa cerca de 20% da área do batólito e suas exposições se concentram na porção norte do mesmo. Possui contato tectônico à W com a Suíte Cordilheira, e é intrusiva nas suítes Pinheiro Machado e Viamão e no Complexo Gnáissico Arroio dos

Ratos. O principal corpo da suíte é alongado segundo N50°-60°E, tem cerca de 180 km de comprimento e entre 15 km e 45 km de largura. Os corpos da mesma, embora concordantes com as zonas de cisalhamento D₂, colocaram-se posteriormente a atividade principal destas estruturas, como sugere a sua incipiente deformação dúctil. A suíte tem grande homogeneidade composicional, estrutural e petrográfica, e raramente contém enclaves microgranulares máficos e micáceos. Os leucogranitos da suíte são rosados, castanhos e cinza claros. Predominam sienogranitos, aos quais se subordinam ortoclásio-microclínio granitos, quartzo-sienitos e sienitos. Os minerais essenciais são o ortoclásio e/ou microclínio subédrico e quartzo amebóide, com biotita sub-édrica (1 a 4%) intersticial. Os minerais acessórios são allanita, zircão, titanita, apatita e minerais opacos, por vezes também fluorita, molibdenita e galena. Na região de Dom Feliciano, o granito homônimo apresenta contatos lobados com o Diorito Capim Branco, sugerindo relação de contemporaneidade com o mesmo (Wildner *et al.* 1994). A semelhança composicional e geoquímica entre os granitos mais diferenciados da suíte e os diques de riolito e rochas piroclásticas que ocorrem sobre o batólito, sugere o vínculo genético entre ambos (Philipp 1998). Os enxames de diques félsicos das regiões de Porto Alegre, Mariana Pimentel, Canguçu, Piratini, Pinheiro Machado estão intimamente associados com diques máficos, constituindo diques compostos (Philipp *et al.* 1995, Philipp 1998). A relação dos diques com os granitos da suíte é, até o momento, apenas espacial e carece de dados que permitam a sua correlação.

GRANITO CAPÃO DO LEÃO O Granito Capão do Leão aflora a W da cidade de Pelotas como corpo subarredondado, com cerca de 10 km de diâmetro. Trata-se de leucogranito rosa-avermelhado, com textura equigranular hipidiomórfica grossa a média. Apresenta estrutura maciça e é composicional e estruturalmente homogêneo. Apresenta, por vezes, foliação magmática dada pelo alinhamento de cristais de feldspato potássico. Contém raros enclaves microgranulares máficos, arredondados e com dimensões entre 2 a 15 cm.

A sua composição dominante é sienogranítica, sendo constituído essencialmente por feldspato potássico róseo e subedral e quartzo amebóide. O plagioclásio é branco e prismático equidimensional. A biotita é rara e intersticial. Titanita, zircão, apatita, allanita, granada e minerais opacos são acessórios. A amostra selecionada para a datação foi retirada de pedra situada a nordeste da cidade de Capão do Leão (coordenadas UTM: N-6482502 e E-0357820).

GRANITO BELA VISTA O Granito Bela Vista (Philipp *et al.* 1991) é uma intrusão elíptica, com eixo maior de 5,5 km e menor de 1,5 km, orientada segundo N50°E. Sua colocação também foi controlada por zona de cisalhamento rúptil (N40-50°E), mas mais rasa do que os anteriores, em nível epizonal. A movimentação desta estrutura desenvolveu protocataclitos na intrusão. O contato do Granito Bela Vista com a SV é claramente de intrusão, como indicam os diques de microgranítico e riolito que cortam as encaixantes segundo N10°-20°W.

Dados petrográficos permitiram individualizar três fácies, isto é, a equigranular; a porfirítica e a microgranítica porfi-

rítica. As rochas são, em geral, rosadas, com pontuações escuras de anfibólio. A fácies predominante é a equigranular, cuja textura é hipidiomórfica grossa e composta de feldspato potássico subédrico, subordinadamente quartzo e minerais máficos anédricos. No extremo NE, o granito adquire textura porfirítica a heterogranular marcada por fenocristais tabulares de feldspato potássico (2 a 4 cm), em até 50 % da rocha, imersos em matriz equigranular hipidiomórfica grossa, com quartzo e anfibólio. Na margem SW do corpo, a rocha é um microgranito castanho-escuro, que caracteriza a sua margem resfriada, com textura porfirítica dada por poucos fenocristais de feldspato potássico (5 a 10 mm), em matriz equigranular fina a muito fina composta por feldspato potássico, quartzo, clinopiroxênio e anfibólio. A estrutura do corpo é maciça, sendo interrompida apenas na porção SW por abundantes fraturas N10-40°W e N15-50°E preenchidas com diques de microgranito, riolito e máficos de 2 m a 10 m de largura.

Petrograficamente predominam pertita-granitos, pertita-quartzos sienitos e pertita sienitos. Os minerais essenciais compreendem feldspato alcalino mesoperitítico e quartzo, subordinadamente clinopiroxênio, anfibólio sódico-cálcico e biotita. Os minerais acessórios compreendem zircão, apatita, allanita, magnetita e ilmenita. O principal mineral máfico é um anfibólio do tipo Fe-Winchita. A riebeckita é tardia, acicular e dimensões reduzidas. Na margem resfriada do corpo e em alguns diques de microgranito, ocorre clinopiroxênio verde (hedenbergita). A ocorrência de biotita se restringe à margem resfriada, onde parcialmente substitui o clinopiroxênio e o anfibólio, e é subédrica, com pleocroísmo castanho avermelhado e composição da anita. (Philipp *et al.* 2002c). A amostra estudada foi retirada de afloramento situado na porção sul do Granito Bela Vista (coordenadas UTM: N-6521801 e E-0293310).

GEOCRONOLOGIA Pb-Pb EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO Métodos Analíticos

O método de datação por evaporação do Pb de monocristais de zircão foi desenvolvido por Kober (1986, 1987), mediante evaporação do chumbo no mineral por sucessivas etapas de aquecimento em espectrômetro de massa por termoionização (TIMS). A composição isotópica do Pb evaporado em cada etapa de aquecimento é determinada, e a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ medida permite calcular a idade a partir das equações de desintegração do ^{235}U e ^{238}U em ^{207}Pb e ^{206}Pb , respectivamente, como função do tempo. Como os teores de U e Pb não são determinados, os dados isotópicos não podem ser colocados em diagrama concórdia e, conseqüentemente, o grau de discordância dos pontos analíticos não pode ser avaliado. A idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ deve, portanto, ser considerada como a mínima da cristalização ou recristalização do zircão analisado. Entretanto, vários estudos geocronológicos mostram que, quando as idades calculadas pelas razões isotópicas do Pb são similares, em várias etapas de aquecimento para um mesmo grão, e em vários cristais distintos, a idade média calculada pode ser interpretada como a idade concordante no diagrama U-Pb (Ansdell & Kyser 1991, Karabinos 1997, Kröner *et al.* 1998). Os efeitos da metamictização de grãos com alto teor de U, do metamorfismo de alta temperatura e/ou pressão, assim como a presença de chumbo herdado, são os principais complicadores da interpretação das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Paquette *et al.* 1994, Kröner *et al.* 1994).

Preparação das Amostras e Condições Analíticas Os grãos

de zircão das amostras datadas foram encaminhados para o Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-ISO), da Universidade Federal do Pará. Os cristais foram selecionados em função da morfologia e estruturas internas. Cada cristal foi introduzido em filamento de Rênio com forma de canoa, após descrição sucinta de suas características e fotografia digital no microscópio ótico.

As composições isotópicas do chumbo foram determinadas em Espectrômetro de Massa Finnigan MAT 262. O procedimento analítico inclui uma etapa inicial de aquecimento dos filamentos a 1100°C e 1600°C durante 1 minuto, para eliminar o chumbo de contaminação. Em geral, a evaporação do chumbo é efetuada entre 1450°C e 1550°C, com incrementos sucessivos de 20°C a 30°C. O tempo de evaporação foi de cerca de 3 a 5 minutos por etapa. Após cada etapa de evaporação, o chumbo foi ionizado a 1050-1100°C. As razões isotópicas foram medidas tanto pelo processo dinâmico, utilizando multiplicador de elétron (SEM) e contador de íons, quanto estático, com coletores Faraday para as massas 206, 207, 208 e, contador de íons para a massa 204, em função da intensidade do sinal.

Nas análises pelo processo dinâmico com o contador de íons, a sequência de leitura das massas de Pb 206, 207, 208, 206, 207 e 204 foram medidas em 5 blocos de 10 ciclos, resultando em 100 razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Pelo processo estático (multicoleção), foram utilizados 10 blocos de 10 ciclos cada, que também resultaram em 100 medidas de razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A precisão média das razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é de 0,52% (0,16% – 2,08%). As razões isotópicas medidas foram corrigidas para o efeito de discriminação de massa por um fator de 0,12% por unidade de massa atômica. Estas razões foram determinadas a partir de análises repetidas de uma amostra padrão de Pb (NBS 982). Os blocos com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 2500$ foram descartados do cálculo da média para minimizar o erro introduzido pela correção do chumbo comum. As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos blocos não excluídos foram corrigidas para o Pb comum a partir dos valores fornecidos por Stacey & Kramers (1975), recalculados na idade do zircão (correção de chumbo inicial). Efetuadas as correções de fracionamento e de Pb comum, calculou-se a idade para cada etapa de aquecimento e a idade de cada grão a partir da média das etapas que forneceram as idades mais antigas e idênticas, dentro dos limites do erro analítico. A idade final da amostra foi calculada a partir da média ponderada das idades dos grãos. Um elevado número de grãos com idade semelhante assegura a confiabilidade da obtida. O tratamento estatístico dos resultados analíticos e o cálculo da idade e do erro correspondente são descritos por Gaudette *et al.* (1998).

Os resultados obtidos com as amostras analisadas constam da Tabela 1, a qual exclui os dados de cristais que não forneceram sinal de Pb suficientemente intenso para a determinação da razão isotópica, assim como os cristais e etapas que forneceram razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 2500$. O erro nas determinações é expresso pelos desvios padrões (2σ), e também se comenta os valores de USD (*Unified Standard Deviation*), o qual corresponde à raiz quadrada da MSDW (*Mean Square Weighted Deviation*), indicativo do grau de dispersão dos pontos e deve ser próximo de 1. Se superior, é necessário multiplicá-lo pelo valor de USD, se necessário utilizar este desvio (Gaudette *et al.* 1998).

Resultados Analíticos e Interpretação das Idades Pb-Pb

Tabela 1 – Dados isotópicos de Pb obtidos por evaporação de cristais de zircão dos granitos e sienitos do Batólito Pelotas.

Zircão	Temp. celsius	Número Razões	206Pb/ 204Pb	208Pb/ 206Pb	2s	207Pb*/ 206Pb*	2s	Idade(Ma) inicial	2s	Idade Ma) Final	2s
<u>SPM</u>											
<u>Granod.</u>											
PM/01	1450	90	7519	0,10243	113	0,06051	16	622	6		
	1500	86	25641	0,1903	765	0,06050	14	622	5		
	1550	88	25000	0,15505	42	0,06052	26	622	9	622	4
PM/03	1450	66	6410	0,0583	117	0,06028	21	614	7		
	1500	82	20408	0,1352	32	0,06034	30	616	11		
	1550	82	18868	0,14862	215	0,06063	10	626	4		
PM/04	1570	88	12195	0,1165	55	0,06025	31	613	11	623	6
	1450	90	4444	0,12125	88	0,06063	22	626	8		
	1500	70	23810	0,19561	292	0,06093	17	637	6		
PM/08	1500	20	24390	0,18641	250	0,06065	37	627	13		
	1550	52	16129	0,21874	97	0,06089	27	636	10	633	6
	1450	18	3922	0,04077	33	0,05779	258	522	98		
	1500	86	6803	0,15905	163	0,06078	22	632	8	632	8
Média (900 razões USD = 2.0)										625	4
<u>SIV</u>											
<u>Gr.Chasq.</u>											
CHAS/01	1450	18	5952	0,10778	134	0,05877	131	559	49		
	1500	47	32258	0,15438	69	0,05918	31	574	11		
	1550	90	17241	0,15336	52	0,05904	25	569	9	571	7
CHAS/02	1500	90	5556	0,22118	122	0,05905	26	569	9	569	9
CHAS/03	1450	86	3279	0,13824	39	0,05866	20	555	8		
	1500	88	11364	0,14847	36	0,05854	16	550	6	552	5
CHAS/04	1450	18	3906	0,08445	45	0,05881	33	560	12		
	1500	90	18519	0,10899	104	0,05907	10	570	4		
CHAS/05	1550	86	8333	0,15336	98	0,05819	20	537	7	569	5
	1500	84	11111	0,15124	61	0,05919	21	574	8		
	1550	84	14925	0,14983	54	0,05932	24	579	9	576	6
CHAS/06	1450	32	4444	0,13786	53	0,05969	42	593	15	593	15
CHAS/11	1450	84	3247	0,17773	61	0,05873	21	558	8		
	1500	84	8850	0,16758	41	0,05899	34	567	12	560	9
CHAS/12	1500	88	4808	0,18693	84	0,05920	40	575	15	575	15
CHAS/13	1430	18	7246	0,15386	117	0,05943	47	583	17		
	1450	90	18182	0,16521	48	0,05907	19	570	7		
CHAS/14	1490	88	18182	0,16711	40	0,05925	15	576	5	574	5
	1480	52	166667	0,16131	218	0,05993	23	601	8		
CHAS/15	1500	84	50000	0,16978	74	0,06018	14	610	5	608	8
	1480	48	10204	0,18568	217	0,05911	27	571	10	571	10
CHAS/16	1450	16	29412	0,18622	102	0,06070	40	629	14	629	14
Média (1361 razões, USD = 4.9)										575	8
Zircão	Temp. celsius	Número Razões	206Pb/ 204Pb	208Pb/ 206Pb	2s	207Pb*/ 206Pb*	2s	Idade(Ma) inicial	2s	Idade Ma) Final	2s
<u>SIP</u>											
<u>S.A. Silva</u>											
ASI/01	1450	70	8696	0,13519	124	0,05979	17	596	6		
	1500	36	18868	0,18518	181	0,06026	25	613	9		
	1550	88	22727	0,19830	52	0,06032	18	615	7		
ASI/02	1570	90	166667	0,19543	82	0,06010	24	607	9	612	5
	1450	18	7519	0,11238	72	0,06040	67	618	24		
	1500	82	8264	0,17746	126	0,06047	26	621	9		
ASI/03	1550	36	11364	0,20910	140	0,06071	33	629	12	624	7
	1450	32	8475	0,12791	82	0,05960	52	589	19		
	1500	90	27778	0,16609	67	0,06013	12	609	4	609	4
ASI/04	1500	84	6452	0,17131	87	0,06022	17	612	6		
	1550	86	12195	0,19605	57	0,05999	17	603	6	608	9
ASI/05	1450	90	3460	0,12199	68	0,06232	27	685	9		
	1500	86	15625	0,20151	90	0,06020	16	611	6		
ASI/06	1550	82	200000	0,22344	88	0,06035	13	616	5	614	5
	1450	82	4237	0,16595	133	0,06018	20	610	7		
	1500	48	22727	0,18689	43	0,06048	41	621	15		
ASI/08	1550	88	52632	0,19391	67	0,06030	26	615	9	613	5
	1450	18	17544	0,14596	219	0,06007	35	606	13		
	1500	66	24390	0,18679	162	0,06021	39	611	14		
	1550	54	18868	0,23021	71	0,05983	68	598	25	607	9
Média (948 razões USD = 1.4)										612	3

* Pb radiogênico corrigido a partir do Pb comum; *italico*= excluído do cálculo da idade

Tabela 1 - continuação...

<i>SIP</i>										
<i>S. Piquiri</i>										
PIQ/01	1450	88	12500	0,19156	320	0,05997	26	603	9	
	1500	82	40000	0,21378	176	0,06028	25	614	9	
	1550	88	28571	0,2385	97	0,05988	18	599	7	
	1580	84	47619	0,24659	86	0,06008	15	607	5	
	1600	66	9524	0,26327	72	0,05960	43	589	16	605
PIQ/02	1450	86	13158	0,18805	417	0,06040	25	618	9	
	1500	36	11236	0,20204	294	0,06000	121	604	44	618
PIQ/03	1500	16	27027	0,20264	157	0,06042	62	619	22	
	1550	90	13333	0,21226	230	0,06012	12	608	4	
	1570	54	4348	0,24503	225	0,06021	36	611	13	609
PIQ/04	1500	36	4082	0,18359	133	0,06077	31	632	11	
	1550	86	4739	0,22991	81	0,06032	23	615	8	
	1570	52	3922	0,24193	289	0,06092	127	636	45	
	1590	32	4717	0,25123	170	0,06027	63	613	23	
	1500	52	200000	0,17284	193	0,06036	22	617	8	621
PIQ/05	1550	88	71429	0,21586	59	0,06050	13	622	5	
	1570	84	26316	0,20654	73	0,06006	36	606	13	
	1500	72	19231	0,22264	56	0,06004	15	605	6	619
PIQ/06	1570	88	37037	0,23664	114	0,06019	12	611	4	
	1590	18	10989	0,27801	172	0,06054	40	623	14	609
Média (1298 razões; USD = 2.0)										611
										3
<i>SDF</i>										
<i>G.C.do Leão</i>										
CL/01	1500	47	24390	0,41279	90	0,05941	29	583	11	583
	1500	48	38462	0,41990	214	0,05937	13	581	5	
CL/02	1550	10	66667	0,44593	243	0,05933	77	580	28	581
	1500	88	500000	0,41098	159	0,05952	13	586	5	
	1550	78	62500	0,46840	112	0,05960	12	589	4	588
CL/04	1450	36	5882	0,39082	1891	0,05923	46	576	17	
	1500	84	33333	0,38195	85	0,05934	13	580	5	579
CL/06	1450	18	10417	0,40005	232	0,05967	110	592	40	592
CL/07	1500	88	26316	0,37846	222	0,05912	22	572	8	572
CL/08	1500	70	2793	0,35492	120	0,05956	50	588	18	588
Média (567 razões +G19; USD = 1.6)										583
										3
<i>SDF</i>										
<i>G. B. Vista</i>										
BV/02	1500	29	2571	0,19822	0	0,05987	0	599	14	
BV/03	1500	52	3215	0,18114	0	0,05708	0	495	8	495
BV/08	1500	66	2882	0,24596	0	0,05746	0	510	17	510
Média (118 razões USD = 1.5)										497
										11

* Pb radiogênico corrigido a partir do Pb comum; itálico= excluído do cálculo da idade

SUÍTE PINHEIRO MACHADO Os cristais de zircão do granodiorito da suíte são prismas bem desenvolvidos, alongados e idiomórficos, geralmente apresentam inclusões e alguns são zonados. Dos sete cristais selecionados para análise, apenas 4 foram aproveitados. Todos cristais forneceram mais de uma etapa de evaporação. Exceto o cristal PM/08, todas as etapas de aquecimento foram aproveitadas para o cálculo da idade. Dois cristais forneceram idades em torno de 622 Ma e dois ao redor de 633 Ma. Optou-se por incluir os 4 cristais no cálculo da média de idade, o que resultou em 625 ± 4 Ma (USD = 2,0; 900 razões), interpretada como a de cristalização do granodiorito da SPM. Entretanto, idade em torno de 633 Ma não deve ser descartada. Estes resultados são compatíveis com as idades U-Pb obtidas anteriormente por Babinski *et al.* (1997).

SIENITO PIQUIRI (Suíte Piquiri) Os cristais de zircão do Sienito Piquiri são límpidos, idiomórficos e apresentam muitas fraturas e inclusões. De oito cristais, apenas seis forneceram

signal de Pb suficiente para a determinação das razões isotópicas. Todos os cristais forneceram várias etapas de aquecimento (de 2 até 5 etapas), sem variações significativas de idade entre as etapas para um mesmo cristal. A idade média calculada a partir de todos os cristais é de 611 ± 3 Ma (USD = 2,0; 1298 razões). Entretanto, 3 grãos forneceram idades entre 605–609 Ma e 3 entre 618–621 Ma, diferença esta que pode ser relacionada a uma pequena perda de Pb nos cristais de menor idade ou, ao contrário, pela presença de pequena quantidade de Pb herdado nos cristais com idade maior. Como as idades dos cristais são estatisticamente semelhantes e situadas no intervalo de erro, é razoável assumir que a cristalização do sienito ocorre em 611 ± 3 Ma, mas análises adicionais de zircão dessa amostra seriam necessárias para justificar, ou não, a presença de dois grupos de idades distintas.

SIENITO ARROIO DO SILVA (Suíte Piquiri) Os cristais de zircão do sienito são prismáticos, alongados, límpidos e sem

feições metamórficas. Selecionou-se 7 cristais para análise, os quais forneceram mais de uma etapa de evaporação, com resultados reproduzíveis de uma etapa para outra e de um grão para outro. Os dados fornecem idade de 612 ± 3 Ma (2σ) (USD = 1.4, a partir de 948 razões), interpretada como a de cristalização do sienito. O cristal ASI/05 forneceu, na primeira etapa de evaporação, idade de 685 ± 9 Ma, significativamente mais velha que a dos demais e que pode ser atribuído à presença de Pb herdado ou à correção imprecisa do Pb comum.

GRANITO CHASQUEIRO (Suíte Viamão) Deste granito foram selecionados 12 cristais de zircão para a análise. Os cristais são alongados, subeudrais, com prisma bem desenvolvido. Alguns apresentam zoneamento e muitas inclusões. Todos cristais forneceram sinal de Pb em várias etapas de aquecimento. Exceto o cristal da amostra Chas/01, os demais forneceram idade semelhante em todas as etapas de aquecimento, com variação importante entre os cristais, desde 522 Ma (Chas/03) até 629 Ma (Chas/16). A média da idade calculada a partir dos cristais analisados situa-se em 575 ± 8 Ma com USD = 4,9 (1361 razões) que reflete a variação das idades.

GRANITO CAPÃO DO LEÃO (Suíte Dom Feliciano) Da amostra deste granito selecionou-se 8 cristais de zircão, os quais são prismáticos, límpidos e fraturados. Os cristais forneceram, no máximo, uma ou duas etapas de evaporação, com resultados de aquecimento semelhantes, e geração de idade de 583 ± 3 Ma (2σ) (USD = 1.6, 567 razões), interpretada como a de cris-

talização do granito.

GRANITO BELA VISTA (Suíte Dom Feliciano) Os cristais de zircão deste granito são euédricos, prismáticos, com muitas fraturas e inclusões. Selecionou-se 9 cristais para análise, mas apenas 3 aproveitáveis, com razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ superiores a 2500. Mesmo assim, obteve-se apenas uma etapa de evaporação em cada cristal, com razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ baixa (< 3500). Dois cristais apresentam idades de 495 ± 8 Ma e 510 ± 17 Ma, com média de 497 ± 11 Ma (USD = 1,5; 118 razões). O terceiro apresentou idade mais antiga de 599 ± 14 Ma. A interpretação dos resultados é duvidosa. A idade de 497 ± 11 Ma pode representar a de cristalização do granito e a de 599 Ma pode refletir a presença de componente herdado de Pb ou mesmo de correção inadequada do Pb comum. Alternativamente, a idade de 497 ± 11 Ma pode corresponder a rejuvenescimento por perda de Pb, enquanto a de 599 Ma uma aproximação à de cristalização, mas ambos de caráter especulativo.

DISCUSSÃO E REVISÃO DOS DADOS ISOTÓPICOS DO BATÓLITO PELOTAS Os dados geocronológicos disponíveis sobre as suítes graníticas do Batólito Pelotas e septos do embasamento provêm de determinações por métodos variados [K-Ar, Rb-Sr, Pb-Pb (TIMS-zircão), U-Pb (TIMS-zircão), U-Pb SHRIMP (zircão), Ar-Ar (micas) e Sm-Nd (TDM)]. Os resultados indicam que a duração do magmatismo do batólito foi de cerca de 80 Ma, com significativa superposição de intervalos de idades (Fig. 3).

Figura 3 – Sumário das idades isotópicas disponíveis para granitos e sienitos do Batólito Pelotas, dos septos do embasamento e das rochas metamórficas encaixantes. Dados extraídos de Cordani et al. (1974), Teixeira (1982), Soliani Jr. (1986), May (1990), Fragozo Cesar (1991), Koester (1995), Vasquez (1997), Babinski et al. (1997), Philipp (1998), Silva et al. (1999), Hartmann et al. (2000a), Koester et al. (2001).

Idades Geocronológicas Os dados Rb-Sr disponíveis sobre a Suíte Pinheiro Machado apontam idades de 750 Ma (Teixeira 1982), 775 ± 36 Ma (Soliani Jr. 1986) e 572 ± 54 Ma (May 1990), e entre 830 a 800 Ma de xenólitos gnáissicos e migmatíticos do batólito (Soliani Jr. 1986). Idades U-Pb em zircão pelo método TIMS forneceram valores de 610 ± 5 Ma e 612 ± 2 Ma (Babinski *et al.* 1997), e de 609 ± 17 Ma por SHRIMP em zircão (Hartmann *et al.* 2000a). Os dados Pb-Pb obtidos neste trabalho são compatíveis com os obtidos por Babinski *et al.* (1997) e Hartmann *et al.* (2000a), e indicam que a idade de cristalização dos zircões da SIPM situa-se entre 625 a 610 Ma. As idades Rb-Sr mais antigas obtidas no batólito são, até o momento, desprovidas de significado geológico. Entretanto, podem ser explicadas produto da interação do magma granítico com os septos do embasamento.

Os dados isotópicos da Suíte Viamão apontam idade U-Pb em zircão (TIMS) de 595 ± 1 Ma, considerada como a de cristalização do Granito Arroio Moinho (Babinski *et al.* 1997). Koster (1995) obteve uma idade Rb-Sr de 672 ± 22 Ma para o metagranito Quitéria, e idade U-Pb (TIMS) de 631 ± 6 Ma (Koster *et al.* 2001). Este granito foi incluído por Philipp (1998) na SV em função das semelhanças composicionais e estruturais com outros granitos da suíte. Entretanto, a diferença temporal entre os dados disponíveis podem indicar amplo intervalo de geração, ou ainda, que a existência de duas suítes distintas. A idade Pb-Pb média de 575 ± 8 Ma obtida no Granito Chasqueiro, pertencente a esta suíte, deve corresponder ao valor próximo da de sua cristalização, mas elevado valor USD (4,9) impossibilita precisar a idade. Assim, os valores disponíveis sinalizam que o magmatismo principal desta suíte ocorreu entre 580-595 Ma.

Os granitos da Suíte Encruzilhada do Sul geraram idades Rb-Sr de 559 ± 5 Ma (Soliani Jr. 1986) e $581 \pm 16,8$ Ma (Vasquez 1997), e idade U-Pb (TIMS) de 594 ± 5 Ma (Babinski *et al.* 1997). Os dados Pb-Pb obtidos neste trabalho apontam idade dos Sienitos Piquiri e Arroio do Silva (SP) mais antiga, como já sugerido pela idade Rb-Sr de 615 ± 99 obtida por Soliani Jr. (1986). Deste modo, sugere-se que estes eventos magmáticos são independentes. Cabe ainda ressaltar a diferença composicional entre o magma-tismo sienítico de afinidade shoshonítica, com idade de 612 ± 3 Ma e os granitos da SES. Aos sienitos se associam rochas máficas comparáveis com as descritas na Bahia por Conceição *et al.* (2000) e no Nordeste do Brasil por Da Silva Filho *et al.* (1993).

Os granitos da Suíte Cordilheira têm idades Rb-Sr de 617 ± 48 Ma e 630 ± 22 Ma, obtidas nos granitos Cordilheira e Arroio Francisquinho, região de Quitéria (Koester 1995), mas a limitada dispersão dos pontos na isócrona e elevado MSWD as tornam apenas como valores de referência. Soma-se a isso, a alteração hidrotermal tardi-magmática destas rochas, resultante da percolação de fluidos ao longo das zonas de cisalhamento que limitam estes corpos.

Os dados Rb-Sr sobre a Suíte Dom Feliciano mostram idades de referência de 572 ± 10 Ma (Cordani 1974) e 550 Ma (Teixeira 1982), com idade isocrônica de 547 ± 17 Ma (granitos e pegmatitos da cidade de Cristal), 544 ± 5 Ma (Granito Arroio dos Ladrões, Soliani Jr. 1986), 550 ± 6 Ma dos granitos equigranulares de Cristal e Dom Feliciano (Fragoso Cesar 1991) e 560 ± 12 Ma dos riolitos da Serra das Asperezas (Soliani Jr. 1986). Recentemente, foi obtida idade U-Pb SHRIMP de 600 ± 10 Ma em cristais de zircão do Granito Santana (Koster *et al.*

2001). A idade Pb-Pb de 583 ± 3 Ma, obtida para o Granito Capão do Leão é coerente com dados de campo. Os resultados das idades Pb-Pb obtidas no Granito Bela Vista não são conclusivos e dependem de novos dados. Assim, as idades obtidas (497 ± 11 Ma e 599 ± 14 Ma) podem ser consideradas apenas como limites mínimo e máximo, e as idades disponíveis sobre esta suíte permitem considerar que o evento magmático responsável pela formação do Batólito Pelotas ocorreu entre 630 Ma e 550 Ma.

Razões Isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ As amostras representativas da Suíte Pinheiro Machado possuem razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7060 e 0,708 (Cordani *et al.* 1974, Soliani Jr. 1986, Philipp 1998). A Suíte Piquiri tem razão inicial de 0,706 (Sienito Piquiri). Nos granitos da Suíte Encruzilhada do Sul, os valores situam-se entre 0,711 a 0,716 (Soliani Jr. 1986, Vasquez 1997), enquanto nas amostras representativas da Suíte Cordilheira, estas razões, mais elevadas, situam-se entre 0,7324 e 0,7406 (Koester 1995). Nos granitóides da Suíte Dom Feliciano, estas variam entre 0,7083 e 0,7140. Assim, as suítes graníticas do Batólito Pelotas apresentam razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevados que se justificam por forte contribuição crustal (Fig. 4).

Idades Modelo Sm-Nd e ϵ_{Nd} Dados isotópicos de Sm-Nd em amostras da Suíte Pinheiro Machado obtidos por May (1990), Babinski *et al.* (1997) e Philipp (1998), indicam idades modelo (TDM) entre 1636 e 2010 Ma, com valores de ϵ_{Nd} entre -5,6 e -10. Dados sobre a Suíte Viamão (Granito Arroio Moinho) forneceram idades modelo entre 1275 e 1692 Ma, com valores de ϵ_{Nd} negativos, entre -1,31 e -7,6 (May 1990, Babinski *et al.* 1997). A Suíte Piquiri apresentou valor de ϵ_{Nd} de -10,9 e idade modelo T_{DM} de 1750 Ma (Babinski *et al.* 1997). Na Suíte Encruzilhada do Sul (Granito Encruzilhada), as idades modelo situam-se entre 1750 e 2080 Ma, com ϵ_{Nd} negativo, entre -11 a -15 (Babinski *et al.* 1997). Estes mesmos autores obtiveram em amostras da SDF amplo intervalo de idades modelo, entre 985 a 2919 Ma, com ϵ_{Nd} entre -0,3 e -9,5, e intervalo intermediário de -4 e -6 (May 1990, Babinski *et al.* 1997).

As idades modelo do Batólito Pelotas situam-se preferencialmente no intervalo entre 1600-2200 Ma, subordinadamente entre 1000 e 1400 Ma. O primeiro intervalo é correlacionável com as idades dos septos do embasamento e rochas metamórficas situadas à W do batólito (entre 1900 e 2300 Ma) (Fig. 3). Assim como os dados de Sr, os valores de ϵ_{Nd} negativos (-11 a -5) apontam importante contribuição crustal.

CONSIDERAÇÕES FINAIS As datações Pb-Pb de monocristais de zircão pelo método da evaporação (TIMS) em quatro suítes do Batólito Pelotas (Pinheiro Machado, Piquiri, Viamão e Dom Feliciano) mostraram idades no intervalo entre 573 e 633 Ma, as idades mais antigas ocorrendo nas rochas das suítes Pinheiro Machado (entre 625 e 633 Ma) e Piquiri (entre 611 e 612 Ma) e, as mais jovens nas das suítes Viamão (575 Ma) e Dom Feliciano (583 e 500 Ma). Estes resultados são coerentes com idades disponíveis na literatura e obtidas pelo método U-Pb convencional (TIMS) e U-Pb SHRIMP em zircão (Babinski *et al.* 1997, Silva *et al.* 1999, Hartmann *et al.* 2000a, Koster *et al.* 2001).

As razões isotópicas iniciais de Sr são elevadas na maioria das suítes do batólito (0,708 a 0,7016) com valores ainda mais

REFERÊNCIAS:

- 1 - Frago Cesar et al. (1986), 2-Soliani Jr. (1986), 3- Tommasi (1991), 4-Porcher (1992), 5-May (1990), 6- Cordani et al. (1974), 7- Koester (1995), 8-Vasquez (1997), 9-Fragoso Cesar (1991), 10-Teixeira (1982)

Figura 4 – Sumário das razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ disponíveis para os granitos e sienitos do Batólito Pelotas e para as rochas metamórficas encaixantes.

elevados (0,732 a 0,740) nas rochas da Suíte Cordilheira, exceto na Suíte Pinheiro Machado, que apresenta valores mais baixos (0,706 a 0,708). Estas razões, associadas a valores de ϵ_{Nd} quase sempre fortemente negativos ($-0,3$ a -15), são indicativas de reciclagem de crosta continental, preferencialmente sobre adição de material juvenil. Este modelo parece também se aplicar à Suíte Pinheiro Machado, onde os valores de ϵ_{Nd} também são fortemente negativos (entre $-5,6$ a -10). Por outro lado, a presença de magmatismo máfico associado a todas as suítes graníticas do batólito está materializada na preservação de estruturas de misturas homogênea e heterogênea de magmas graníticos, por diversos corpos de rochas máficas mapeáveis e enxames de diques compostos. A significativa presença de magmatismo máfico associado ao granítico sugere importante contribuição mantélica na formação do batólito, a exemplo do descrito por Bitencourt & Nardi (2000) na porção norte do mesmo. Entretanto, ainda não há dados isotópicos do evento máfico.

A relativa coerência entre as idades modelo T_{DM} das diferentes suítes graníticas do batólito (1,6 a 2,2 Ga) com as disponíveis das rochas metamórficas situadas na porção oeste do mesmo (entre 1,9 e 2,2 Ga), sugere fusão de crosta Paleoproterozóica como provável fonte dos magmas que originaram o batólito (Philipp 1998, Silva et al. 1999, Philipp et al. 2001b). A avaliação integrada dos dados isotópicos do Batólito Pelotas, em conjunto com as evidências geoquímicas e de campo (Figueiredo et al. 1990, Philipp 1990, 1998, Gomes 1990, Philipp et al. 1993, 1998, 2000, 2001a,c), indicam que as fontes dos magmas geradores do mesmo foram mistas, envolvendo porções mantélicas metassomatizadas por subducção anterior e seqüên-

cias crustais dominadas por ortognaisses. Os dados geocronológicos obtidos por diversos métodos confirmam que as suítes se formaram durante intervalo relativamente restrito, entre 630 Ma a 550 Ma.

Outro aspecto relevante da geração e posicionamento do magmatismo granítico Brasileiro e, provavelmente, de outros cinturões Neoproterozóicos da Plataforma Sul-americana, é o importante papel desempenhado pelas zonas de cisalhamento transcorrentes dúcteis de alto ângulo. Estas foram, aparentemente, instaladas durante o início da história geológica do batólito e exerceram controle tectônico efetivo na geração, ascensão e colocação dos corpos graníticos. Sua presença foi fundamental na evolução e constituição das diferentes suítes que compõem o Batólito Pelotas e o próprio Cinturão Dom Feliciano.

A correlação dos dados estruturais com os dados geocronológicos obtidos neste trabalho e os disponíveis na literatura, permite estabelecer os seguintes intervalos de idades para as zonas de cisalhamento dúcteis regionais: (i) entre 635-610 Ma, para as zonas de cisalhamento oblíquas Sin- D_1 , que controlam a colocação da Suíte Pinheiro Machado, (ii) entre 610-590 Ma, as zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo Sin- D_2 , que controlam a colocação das suítes Erval, Viamão e Cordilheira, e (iii) entre 570 e 530 Ma, para as zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis de alto ângulo Tardi- D_2 e Sin- D_3 , que afetam a Suíte Dom Feliciano.

Do exposto conclui-se que a atividade magmática que originou o Batólito Pelotas durou por cerca de 80 Ma (entre 630 Ma e 550 Ma), intervalo este que corresponde também ao da atividade das zonas de cisalhamento regionais do Cinturão Dom Feliciano no sul do Brasil e Uruguai.

As razões isotópicas de Sr e Nd apontam para um modelo tectônico com predomínio de fusão de crosta continental paleoproterozóica, com participação reduzida de fonte mantélica. Por outro lado, a presença de magmatismo básico associado ao magmatismo granítico sugere conexão das zonas de cisalhamento com o manto, principal fonte de calor responsável pela fusão crustal. Neste modelo, o desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúcteis teria proporcionado o espaço necessário para a ascensão, colocação e coexistência de ambos tipos de magmas, servindo também como meio para a transferência de calor para níveis superiores da crosta.

O regime tectônico mais provável para a geração do magmatismo do Batólito Pelotas é aquele sob condições de crosta continental espessada, momento que sucede a colisão. Nestas condições, o calor oriundo do manto (ou de decaimento radioativo) é transportado por condução aos níveis superiores da crosta, com a fusão parcial extensiva ocorrendo somente após

a fase compressiva e o pico principal da pressão (England & Thompson 1984, 1986). Neste modelo térmico, as primeiras fusões ocorrem inicialmente na base da crosta, com o magma máfico (do manto litosférico) desempenhando papel importante como alimentador da fusão e transferência de calor. Posteriormente, passam a ocorrer fusões em níveis crustais mais superiores. Este modelo é compatível com um regime tectônico pós-colisional. Admite-se portanto, que a formação do Batólito Pelotas corresponde principalmente ao estágio pós-colisional, relacionado à evolução final do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano na porção sul da Plataforma Sul-Americana.

Agradecimentos À FAPERGS (Proc. Nº 99/19759) e à FAPESP (Proc. Nº 1999/10207-2) pelo suporte financeiro aos trabalhos de campo e laboratório, ao CNPq (Proc. Nº 300423/82-9, de Romulo Machado) pela bolsa de produtividade e aos revisores da RBG pelas sugestões ao original.

Referências

- Ansdell K.M. & Kyser T.K. 1991. Plutonism, deformation, and metamorphism in the Proterozoic Flin Flon greenstone belt, Canada: Limits on timing provided by the single-zircon Pb-evaporation technique. *Geology*, **19**:518-521.
- Babinski M., Chemale Jr. F., Van Schmus W.R., Hartmann L.A., Silva L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *J. Sou. Am. Ear. Sci.*, **10**:263-274.
- Bitencourt M.F. & Nardi L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:184-187.
- Bitencourt M.F., Gastal M.C.P., Kirchein R.E., Costa K.B., Toledo F.A.L. 1993. Reavaliação preliminar das relações estratigráficas do Complexo Granítico Encruzilhada (CGE), RS. In: Simp. Intern. Neoproterozóico-Cambrio de la Cuenca del Plata, I, Las Palomas-Minas, *Bol. Res. Expandidos*, v.2, nº34, 6p.
- Chemale Jr. F. & Babinski M. 1995. U-Pb zircon dating of deformational events from the Neoproterozoic rocks in the Eastern Brazil. In: SBG, Simp. Nac. Est. Tectôn., 5, Gramado, *Bol. Res. Expandidos*, pp.: 377-378.
- Chemale Jr. F., Babinski M., Van Schmus W.R., Wildner W., Lima E.F. 1997. U-Pb and Sm-Nd isotopic studies of Neoproterozoic to Early Paleozoic belts in southern Brazil. In: Sou. Am. Symp. Isotope Geology, 1, Campos do Jordão, *Extended Abstracts*, IG-USP-CPGeo, v.1, p. 71.
- Chemale Jr. F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: M. Holz & L.F. De Ros (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, Porto Alegre, pp.:13-52.
- Cocherie A. 1998. Datations effectuées dans le cadre du projet "Cartographie géologique du sud-est de la Guinée". *Compte rendu technique BRGM*. 40p.
- Conceição R.V., Nardi L.V.S., Conceição H. 2000. The Santanópolis Syenite: genesis and evolution of Paleoproterozoic shoshonitic syenites in northeastern Brazil. *Intern. Geol. Review*, **42**:1-17.
- Cordani U.G., Halpern M., Berenholc M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da folha Porto Alegre. In: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folha Porto Alegre (SH-22) e folha Lagoa Mirim (SI-22)*, Brasília, DNPM, Ministério das Minas e Energia, p.70-84.
- Da Silva Filho A.F., Guimarães I.P., Thompson R.N. 1993. Shoshonitic and ultrapotassic Proterozoic intrusive suites in the Cachoeirinha-Salgueiro belt, northeast Brazil: a transition from collisional to post-collisional magmatism. *Prec. Res.*, **62**:323-342.
- England P.C. & Thompson A.B. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I: heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, **25**:894-928.
- England P.C. & Thompson A.B. 1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In: M.P. Coward & A.C. Ries (eds.) *Collision Tectonics*, Geol. Soc., London, Sp. Publ., **19**:83-94.
- Fernandes L.A., Tommasi A., Porcher C.C. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas, região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geol. Leopold.*, **30**:117-138.
- Figueiredo M.C.H., Fragoso Cesar A.R.S., Kronberg B.L. 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 36, Natal, *Anais*, **4**:1623-1738.
- Fragoso Cesar A.R.S. 1991. *Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 362p.
- Fragoso Cesar A.R.S., Figueiredo M.C.H., Soliani Jr. E., Faccini U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Anais*, **3**:1322-1343.
- Frantz J.C. & Remus M.V.D. 1986. Geologia da região de Canguçu-Torinhas, RS: caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Anais*, **2**:931-947.
- Frantz J.C. & Botelho N.F. 1997. Os granitóides Neoproterozóicos do Cinturão Dom Feliciano no extremo sul do Brasil – Implicações geotectônicas para a Faixa Leste. In: SBG, Simp. Nac. Est. Tectônicos, 6, Pirenópolis, *Bol. Res. Expandidos*. **1**:45-47.
- Formoso M.L.L. 1973. *Geologia da Folha de Capivarita, RS*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 226p.

- Gaudette H.E., Lafon J.M., Macambira M.J.B., Moura C.A.V., Scheller T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: Examples from the Precambrian of Brazil. *J. Sou. Am. Ear.Sci.*, **11**:351-363.
- Gomes M.E.B. 1990. *Petrologia do Granito Arroio Moinho, Canguçu (RS): geoquímica e deformação*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. Dissertação de Mestrado, 199p.
- Hallinan S.E., Mantovani M.S.M., Shukowski W., Braggion Jr. I. 1993. Estrutura do Escudo Sul-brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. *Rev. Bras. Geoc.*, **23**:201-214.
- Hartmann L.A., Leite J.A.D., da Silva L.C., Remus M.V.D., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Santos J.O.S., Vasconcellos M.A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Austr. J. Ear. Sci.*, **47**:829-844.
- Jost H., Brod J.A., Holz M., Kuhn A., Flor M.A.D., Kronbauer A., Dillenburg S. 1985. Geologia estrutural, petrografia e petrologia do sienito Piquiri (Proterozóico Superior), Rio Grande do Sul. In: SBG, Simp. Sul-Bras. Geol., 2., Florianópolis. *Anais*, pp.: 63-80.
- Karabinos P. 1997. An evaluation of the single-grain evaporation method in highly discordant samples. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **61**:2467-2474.
- Kober B. 1986. Whole grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age investigations on single zircons using a double filament source. *Contrib. Min. Petrol.*, **93**:482-490.
- Kober B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb+ emitter bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology. *Contr. Min. Petrol.*, **96**:63-71.
- Koester E. 1995. *Petrologia e geocronologia dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu*. Porto Alegre, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 240p.
- Koester E., Soliani Jr. E., Leite J.A.D., Hartmann L.A., Fernandes L.A.D., McNaughton N.J., Santos J.O.S., Oliveira L.D. 2001. SHRIMP U-Pb age for the emplacement of the Santana Granite and reactivation of the Porto Alegre Suture, southern Brazil. *J. Sou. Am. Ear. Sci.*, **14**:91-99.
- Kröner A., Cui W.Y., Wang C.Q., Nemchin A.A. 1998. Single zircon ages from high-grade rocks of the Jianping Complex, Liaoning Province NE China. *J. Asian Ear.Sci.*, **16**(5-6):519-532.
- Kröner A., Jaeckel P., Williams I.S. 1994. Pb-loss patterns in zircons from a high-grade metamorphic terrain as revealed by different dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka. *Prec. Res.*, **66**:151-181.
- Lafon J.M. 1999. Datations SHRIMP U-Pb sur zircons effectuées dans le cadre du projet "Cartographie géologique du sud-est de la Guinée". *Compte rendu technique*. Pará-Iso/UFPa. 11p.
- Leite J.A.D., Hartmann L.A., Fernandes L.A.D., McNaughton N.J., Soliani Jr. E., Koester E., Santos J.O.S., Vasconcellos M.A.Z. 2002. Zircon U/Pb SHRIMP dating of gneissic basement of Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. *J. Sou. Am. Ear. Sci.* (submetido).
- Ludwig K.R. 1980. Calculation of uncertainties of U-Pb data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **46**:212-220.
- May G.E. 1990. *Pan-African magmatism and regional tectonics of South Brazil*. Open University, Milton Keynes, Ph.D. Thesis, 343p.
- Paquette J-L, Nédélec A., Moine B., Rakotondrazafy M. 1994. U-Pb, single zircon Pb-evaporation, and Sm-Nd isotopic study of a Granulite domain in SE Madagascar. *J. Geol.*, **102**:523-538.
- Philipp R.P. 1990. *Geologia e petroquímica dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 231p.
- Philipp R.P. 1991. Geologia dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS: uma contribuição ao reconhecimento estratigráfico do Setor Oriental do Escudo Sul-Riograndense. *Acta Geol. Leopold.*, v.XIV, **33**:71-128.
- Philipp R.P. 1998. *A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 255p.
- Philipp R.P., Almeida D.P.M., Gomes M.E.B., Pintaúde D.A. 1991. Geoquímica do Granito Bela Vista, Piratini, RS: uma contribuição ao conhecimento do magmatismo alcalino no setor Oriental do Escudo. *Acta Geol. Leopold.*, v.XIV, **34**:95-122.
- Philipp R.P., Mesquita M.J., Gomes M.E.B., Almeida D.P.M. 1993. Reconhecimento estrutural e geoquímico dos Granitóides Brasileiros da região de Pelotas, RS. *Pesquisas*, **20**:3-13.
- Philipp R.P. & Viero A.P. 1995. Interação entre o magmatismo ácido/básico nas rochas vulcânicas associadas aos granitóides da região de Porto Alegre, RS. In: SBG, Simp. Sul-Bras. Geol., 6, *Bol. Res. Expandidos*, Porto Alegre, SBG, p.70-71.
- Philipp R.P., Nardi L.V.S., Machado R. 1998. O Magmatismo Granítico Neoproterozóico tardi a pós-colisional da região de Porto Alegre, RS. In: *Contribuição ao estudo dos granitos e rochas correlatas*. SBG, Núcleo Bahia-Sergipe, Pub. Esp., **5**, pp.: 129-152.
- Philipp R.P., Nardi L.V.S., Bitencourt M.F. 2000. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: M. Holz & L.F. De Ros (eds.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO-UFRGS, Porto Alegre, pp.: 133-160.
- Philipp, R.P. & Machado, R. 2001. Estratigrafia e significado tectônico das suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul, Brasil. *Rev.Bras. Geoc.*, **31**:257-266.
- Philipp R.P. & Machado R. 2002a. Ocorrência e significado dos septos do embasamento encontrados nas Suítes Graníticas do Batólito Pelotas, RS. *Pesquisas*, UFRGS, (no prelo).
- Philipp R.P. & Machado R. 2002b. The Neoproterozoic to Cambrian granitic magmatism of Pelotas Batholith, southern Brazil. *J. Sout. Am. Ear. Sci.*, (no prelo).
- Philipp R.P., Nardi L.V.S., Machado R. 2002c. Granitóides peralcalinos pós-colisionais do Batólito Pelotas, sul do Brasil: o Granito Bela Vista. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38, João Pessoa (submetido).
- Plá Cid J., Nardi L.V.S., Stabel L. 2002. K-clinopyroxene and potassic pargasite in mafic microgranular enclaves of Piquiri syenite, southernmost Brazil: evidences of syenitic and lamprophyric magma mingling at high pressure. *Contr. Mine. Petrol.* (submetido).
- Porcher C.C. 1992. *Caracterização das condições de fluxo de uma zona de cisalhamento tangencial na região de Santana da Boa Vista (RS)*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 192p.
- Porcher C.C., McNaughton N.J., Leite J.A.D., Hartmann L.A., Fernandes L.A.D. 2001. Basement-cover relationships in southern Brazil based on SHRIMP zircon ages. *Prec. Res.*

(submetido).

- Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Eur. Planet. Sci. Lett.*, **26**:207-221.
- Shukowsky W. & Mantovani M.S.M. 1991. Estruturação dos terrenos Pré-Cambrianos da região sul do Brasil e oeste do Uruguai: um estudo por modelamento gravimétrico. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**:275-287.
- Silva L.C., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 1999. U-Pb zircon dating of Neoproterozoic granite magmatism and collision in the Pelotas Batholith, southernmost Brazil. *Intern. Geol. Review*, **41**:531-551.
- Soliani Jr. E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 425p.
- Stabel L.Z., Nardi L.V.S., Plá Cid J. 2001. Química mineral e evolução petrológica do Sienito Piquiri: magmatismo shoshonítico, neoproterozóico, pós-colisional no sul do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* (no prelo).
- Teixeira W. 1982. *Folhas SH.22-Porto Alegre, SI.22 - Lagoa Mirim e SH.21 - Uruguaiana. Interpretação dos dados radiométricos e evolução geocronológica*, Florianópolis, Projeto RADAMBRASIL, Relatório Interno.
- Tommasi A. 1991. *Evolução cinemática do Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasileiro*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 207p.
- Vasquez M. L. 1997. *Evolução petrogenética dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul-RS*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 195p.
- Vieira Jr. N., Fernandes L.A.D., Koester E., Scherer C.S. 1989. Enclaves microgranulares do Maciço de Piquiri – RS. *Acta Geol. Leopold.*, **29**(12):185-206
- Wildner W. & Ramgrab G.E. 1994. O Diorito Capim Branco. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 38, Camboriú, *Bol. Res. Expandidos*, **3**:61-62.

Manuscrito A-1272

Recebido em 12 de novembro de 2001

Revisão dos autores em 28 de junho de 2002

Revisão aceita em 30 de junho de 2002