SUÍTES GRANÍTICAS DO BATÓLITO PELOTAS NO RIO GRANDE DO SUL: PETROGRAFIA, TECTÔNICA E ASPECTOS PETROGENÉTICOS

RUY PAULO PHILIPP¹ E RÔMULO MACHADO²

ABSTRACT SUÍTES GRANÍTICAS DO BATÓLITO PELOTAS NO RIO GRANDE DO SUL: PETROGRAFIA, TECTÔNICA E ASPECTOS PETROGENÉTICOS The Pelotas Batholith, situated in the eastern part of the Sul-Rio-Grandense shield, is 400 km-long and 80-120 km-wide. It is mostly constituted by six intrusive suites: Pinheiro Machado Intrusive Suite, Viamão Intrusive Suite, Encruzilhada do Sul Intrusive Suite, Cordilheira Granitic Suite and the Dom Feliciano Granitic Suite. This association is composed of high-K calc-alkaline rocks, with minor amounts of alkaline granitoids. Alkaline and peralkaline terms are represented by the Bela Vista Granite and rhyolite dikes. The successive emplacement of granitic rock associations is largely related to the activity of extensive, ductile to brittle-ductile shear zones. The suites within the batholith have been affected by three successive deformational events, from which the first two are ductile (D_1 and D_2) and one is ductile-brittle to brittle (D_3). Granitoids from the Pinheiro Machado Intrusive Suite record the oldest deformation event (D_1), which is characterized by flat-lying shear zones with oblique stretching lineations indicating top-to-ESE movement. The structural evolution determined for this region is compatible with a transpressive tectonic model related to oblique plate convergence.

Keywords: Pelotas batholith, Petrography, Tectonic, Petrogenesis

RESUMO O Batólito Pelotas, situado na porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense, possui somente no Rio Grande do Sul extensão de cerca de 400 km e largura entre 70 e 110 km. É composto por seis suítes graníticas: Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (SIPM), Suíte Intrusiva Erval (SIE), Suíte Intrusiva Viamão (SIV), Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES), Suíte Granítica Cordilheira (SGC) e Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF) (Philipp 1998). A SIPM possui composição expandida (diorítica/tonalítica/granodiorítica/monzogranítica), a SIE, monzogranítica equigranular; a SIV, monzogranítica porfirítica com granodioritos e sienogranitos subordinados; a SIES, monzogranítica a álcali-feldspato granítica, com textura porfirítica e equigranular grossa; a SGDF, sienogranítica, sendo associada a greisens e mineralizações de Sn. A SGC, de composição sienogranítica a granodiorítica, com textura equigranular, é caracterizada por leucogranitos com moscovita, contendo turmalina e granada como acessórios. São comuns associações básicas a intermediárias com relações de mistura de magmas. A SIPM é cálcio-alcalina de médio a alto-K, com idade entre 620 a 605 Ma; as demais suítes são cálcio-alcalina de alto-K, com idades entre 595 e 550 Ma, com a SGC sendo peraluminosa. Manifestações alcalinas e peralcalinas são representadas por diques riolíticos e pelo Granito Bela Vista, ambos pertencentes a SGDF. São identificados três eventos deformacionais: dois mais antigos (D_1 e D_2), de natureza dúctil, e um mais novo (D_3), rúptil. A colocação desta suíte ocorreu em regime transpressivo, durante um evento de convergência oblíqua de placas.

Palavras-Chaves: Batólito Pelotas, Petrografia, Tectônica, Petrogênese

INTRODUÇÃO O Batólito Pelotas, situado na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense, apresenta no Rio Grande do Sul extensão aproximada de 370 km e largura entre 70 a 110 km. Sua continuidade para norte, em Santa Catarina e, para sul, no Uruguai, é sugerida por levantamentos geológicos e geofísicos (Shukowsky *et al.* 1991; Hallinan *et al.* 1993) (Fig. 1). O batólito foi definido originalmente como um complexo plutônico, multi-intrusivo e polifásico, resultante de uma longa evolução, conseqüente da adição de distintos processos tectônicos (Fragoso Cesar *et al.* 1986). No presente trabalho, como em Philipp (1998), são reconhecidas seis suítes graníticas, incluindo também rochas básicas e septos das encaixantes. A reconstituição estratigráfica e tectônica do batólito é o resultado da integração das informações cartográficas, estruturais, geoquímicas e geocronológicas disponíveis, bem como de dados adicionais gerados neste trabalho. Como resultado, foi possível separar as Suítes Intrusivas Pinheiro Machado (SIPM), Erval (SIE), Viamão (SIV) e Encruzilhada do Sul (SIES), e as Suítes Graníticas Cordilheira (SGC) e Dom Feliciano (SGDF) (Fig. 2). Além disso, associadas a SIV e SGDF, foram identificadas rochas básicas de posicionamento indefinido, como Gabros Passo da Fabiana (Fragoso Cesar 1991) e Diorito Capim Branco (Wildner *et al.* 1994). Incluem-se também exposições vulcânicas e subvulcânicas ácidas, constituindo enxames de diques ou pequenos platôs de rochas piroclásticas, como os Diques Riolíticos Asprezas e Tufos e Ignimbritos Ana Dias (Fragoso Cesar *et al.* 1986). O Granito Bela Vista (Philipp *et al.* 1991) é a única ocorrência conhecida de magmatismo peralcalino no Batólito Pelotas. Estudos isotópicos (Cordani *et al.* 1974, Soliani Jr. 1986, May 1990, Chemale Jr. *et al.* 1995, Babinski *et al.* 1997, Silva *et al.* 1997 e 1999) apontam para uma evolução brasileira (620-550 Ma) na constituição do batólito, sugerindo intensa participação de processos de refusão crustal, com adição subordinada de material juvenil. O modelo tectônico concebido para o Batólito Pelotas envolve um evento inicial de subducção sob uma margem continental ativa espessada, seguindo-se um evento

colisional com magmatismo de crosta continental duplicada, que passa para um magmatismo relacionado ao período final de relaxamento e soerguimento pós-colisional. A presença de limites tectônicos reforça o caráter alóctone do Batólito Pelotas no contexto do Cinturão Dom Feliciano (Fragoso Cesar *et al.* 1986), sendo este aspecto compatível com a definição deste segmento como um terreno exótico e suspeito (Terreno Piratini, Fragoso Cesar 1993; Terreno Pelotas, Fragoso Cesar *et al.* 1998).

TRABALHOS ANTERIORES Os primeiros trabalhos do leste do Escudo Sul-rio-grandense descrevem rochas cristalinas pré-cambrianas e interpretam esta porção do escudo como uma área estável denominada "Cráton Dom Feliciano" (Carvalho 1932, Leinz *et al.* 1945, Goñi *et al.* 1962, Picada 1965, Tessari & Picada 1966, Tessari & Giffoni 1970). Posteriormente, esta região foi considerada como um antigo embasamento Pré-Cambriano retrabalhado durante o Ciclo Brasileiro, com sua porção oriental sendo englobada no Maciço Mediano de Pelotas (Hasui *et al.* 1975, Almeida *et al.* 1981). Seguem os trabalhos que utilizam o conceito da Tectônica de Placas e consideram a região como um cinturão orogênico brasileiro (Ribeiro & Fantinel 1978, Fragoso Cesar 1980, 1991, Jost & Hartmann 1984, Soliani Jr. 1986, Fragoso Cesar *et al.* 1986, Figueiredo *et al.* 1990, Philipp 1991, Fernandes *et al.* 1992a).

Os mapeamentos regionais realizados por Tessari & Picada (1966), Tessari & Giffoni (1970), Ribeiro (1977) e Frantz & Remus (1986) enfatizam o caráter essencialmente magmático desta região do escudo, assinalando a presença de um embasamento de rochas metamórficas (para e ortoderivadas), com registro de uma história geológica complexa, incluindo eventos de metamorfismo e deformação.

Após a definição do Batólito Pelotas como entidade plutônica por Fragoso Cesar *et al.* (1986), ocorreram avanços significativos de caracterização geoquímica, geocronológica e tectônica do batólito, com a sua evolução magmática do batólito passando então a ser considerada

1 - Centro de Estudos de Petrologia e Geoquímica (CPGq), Instituto de Geociências, UFRGS. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91540-000, Porto Alegre - RS. CP- 15001, e-mail: ruy.philipp@ufrgs.br

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

Figura 1. Localização do Batólito Pelotas no contexto geotectônico do sul do Brasil e Uruguai (extraído de Fragoso Cesar *et al.* 1998).

definitivamente como relacionada ao Ciclo Brasileiro (Frantz & Remus 1986, Soliani Jr. 1986, Figueiredo *et al.* 1990, Philipp 1990). Coube a Figueiredo *et al.* (1990) o primeiro trabalho de geoquímica sobre o batólito, seguindo-se outros trabalhos, gerais ou específicos, com o mesmo tipo de abordagem, incorporando também dados estruturais, sobretudo das regiões de Pelotas, Canguçu, Pinheiro Machado e Piratini (Philipp 1990, Gomes 1990, Mesquita 1991, Fernandes *et al.* 1992a,b, Frantz & Nardi 1992a, Philipp *et al.* 1991, 1993).

Os primeiros trabalhos de geocronologia realizados sobre o batólito remontam ao início da década de 70. Inicialmente foram gerados dados isotópicos K-Ar e Rb-Sr, que se acham incorporados em artigos de sínteses regionais (Cordani *et al.* 1974). Destacam-se nesta linha os estudos de Soliani Jr. (1986), que apresenta idades Rb-Sr de 830-800 Ma, para gnaisses e migmatitos, de 780-770 Ma, para granitóides foliados, e 550-450 Ma, para granitos isotrópicos. Segue-se o trabalho de May (1990), onde são apresentados os primeiros resultados isotópicos Sm-Nd, juntamente com idades Rb-Sr de granitóides da porção central do batólito e de rochas metamórficas da sua porção oriental. As primeiras idades U-Pb (em zircão) e Sm-Nd se devem aos trabalhos de Chemale Jr. *et al.* (1995), Babinski *et al.* (1997) e Silva *et al.* (1997, 1999).

O acervo geocronológico disponível para o Batólito Pelotas sugere um intervalo de tempo relativamente curto para a geração do magmatismo granítico, com início ao redor de 630 a 620 Ma, e término por volta de 550 Ma. Datações Ar-Ar efetuadas em micas de milonitos de zonas de cisalhamento da região de Canguçu e Pinheiro Machado indicam idades de 534 e 536 Ma. Estes valores foram interpretados como a idade da última movimentação destas estruturas na porção leste do batólito (Philipp 1998).

ARCABOUÇO DO BATÓLITO **Limites Geológicos** Os contatos do Batólito Pelotas são definidos por zonas de cisalhamento de alto ângulo, com movimentação predominantemente sinistral. Estas zonas são caracterizadas por espessas faixas de rochas miloníticas de direção NE-SW. O limite oeste do batólito é com as Zonas de Cisalhamento Dorsal do Canguçu (Mesquita & Fernandes 1990) e Passo do Marinheiro (Picada 1971). O seu limite leste aflora apenas no Uruguai, onde está em contato com o Grupo Rocha através da Zona de Cisalhamento Alferes-Cordilheira (Masquelin 1989). O limite norte é com os sedimentos da Bacia do Paraná, e o leste é com os sedimentos da Planície Costeira. Estas zonas de cisalhamento de alto ângulo foram responsáveis tanto pela geometria alongada do batólito na direção NE-SW, como pelo controle na colocação e na deformação interna de suas unidades graníticas, respondendo pela geração de foliações magmáticas e no estado sólido. As encaixantes a oeste do batólito são os Gnaisses Encantadas, o Complexo Cerro da Árvore (Jost 1981) e a Suíte Metamórfica Porongos (Marques *et al.* 1998). A primeira, em grau metamórfico alto, a segunda, em fácies xisto verde médio a anfibolito e, a última, em fácies xisto verde.

Evidências Geofísicas Coube a Shukowsky *et al.* (1991), com base em dados gravimétricos, a primeira tentativa de caracterização regional das discontinuidades pré-cambrianas no sul do Brasil e oeste do Uruguai. Uma reavaliação destes dados, incluindo modelagem e informações magnetométricas (Hallinan *et al.* 1993), permitiu uma subdivisão do Escudo Sul-rio-grandense em vários blocos crustais, onde se destacam anomalias contínuas NNE, interpretadas como reflexos da tectônica brasileira. No domínio dos Gnaisses Encantadas aparece uma anomalia positiva, que contrasta com uma anomalia negativa junto ao limite oeste do batólito. Um padrão gravimétrico com anomalia negativa E-W, situado a sudoeste da Lagoa Mirim, foi atribuído a intrusões profundas e lavas básicas mesozóicas (Costa & Ramgrab 1989). Padrões magnéticos na região de Pinheiro Machado (Costa *et al.* 1994a) são relacionados às zonas de cisalhamento dúcteis NE-SW caracterizadas por Frantz & Remus (1986) e Philipp (1990, 1991). O modelamento gravimétrico da Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu (Costa *et al.* 1994b) é compatível com a estrutura-em-flor positiva descrita por Philipp (1991) e Philipp *et al.* (1993). Fernandes *et al.* (1995b), com base na integração e reavaliação dos dados geofísicos disponíveis, propuseram a divisão do Escudo Sul-rio-grandense em três domínios geofísicos: domínios leste, central e oeste. Tais domínios são delimitados por expressivas discontinuidades gravimétricas e aeromagnetométricas.

Caracterização Estrutural A justaposição final das suítes graníticas do Batólito Pelotas é o resultado de movimentações sucessivas ocorridas ao longo das zonas de cisalhamento (dúctil e rúptil-dúctil). Estas suítes foram afetadas por três eventos de deformação (do mais antigo para o mais novo): D₁, D₂ e D₃ (Philipp 1990, 1991 e 1998, Fernandes *et al.* 1990, 1992 a, 1993, Philipp *et al.* 1993).

O evento D₁, preservado na SIPM, foi responsável pela geração de zonas de cisalhamento dúcteis de baixo ângulo com direção geral N35-50°E e mergulhos suaves para W. Nestas zonas, são observadas indicadores cinemáticos como pares de foliações S-C, foldspatos e enclaves assimétricos, que indicam movimentação de campo para leste (Philipp 1990, 1991). Este quadro cinemático é coerente com a existência de lineações de estiramento mineral de caimento baixo (10 a 30°) para W (Figs. 3 e 4).

O evento deformacional D₂ está preservado em todas suítes graníticas. Caracteriza-se pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo pervasivas por todo o batólito. São zonas de cisalhamento com extensão de dezenas a centenas de Km e espessura da ordem de centenas de metros. Nelas, as faixas de milonitos e protomilonitos podem chegar até cerca de 4 Km de largura, como a Zona de Cisalhamento Arroio Grande (ZCAG), na região de Arroio Grande (Machado *et al.* 1995). A lineação de estiramento mineral possui caimento sempre baixo, contida numa foliação milonítica com mergulho subvertical, sugerindo para estas zonas movimentação essencialmente direcional. A geometria desta zona de cisalhamento é

Figura 2. Mapa geológico do Batólito Pelotas com separação das suítes graníticas descritas no trabalho (extraído de Philipp 1998).

N=175
Contornos: 2, 4, 6 e 8%

Figura 3 – Estereograma de frequência (hemisfério inferior) dos pólos da foliação de baixo ângulo da Suíte Pinheiro Machado.

N= 225
Contornos: 3, 4, 5, 6, 7, 9%

Figura 4 – Estereograma de frequência (hemisfério inferior) das lineações minerais das zonas de cisalhamento de baixo ângulo da Suíte Pinheiro Machado.

N= 52
Contorno: 3, 6, 9, 12, 15, 18%

Figura 5 – Estereograma de frequência (hemisfério inferior) dos pólos da foliação milonítica da Zona de Cisalhamento de Arroio Grande.

N= 18
Contornos: 15, 30, 45, 60%

Figura 6 – Estereograma de frequência (hemisfério inferior) das lineações de estiramento mineral da Zona de Cisalhamento Arroio Grande.

N= 35
Contornos: 2,6,10,14,18%

N=55
Contornos: 2,4,6,8,10%

Figura 7 – Estereograma de frequência (hemisfério inferior) dos pólos da foliação magnética do Granito Chasqueiro.

Figura 9 – Estereograma de frequência (hemisfério inferior) dos pólos da foliação magnética do Granito Monte Bonito

Figura 8 – Perfil geológico Pedras Altas-Erval-Arroio Grande (~ 60 Km de extensão). ZCE- Zona de Cisalhamento Erval, ZCAYG- Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão, ZCAG- Zona de Cisalhamento Arroio Grande.

de uma estrutura-em-flor positiva. As figuras 5 e 6 ilustram a relação geométrica entre estes elementos para a ZCAG. Para sul, esta estrutura parece conectar-se com a Zona de Cisalhamento Airosa Galvão (ZCAYG), conduzindo o afinamento do Granito Chasqueiro nesta mesma direção. A geometria da foliação magmática deste granito (Fig. 7) é concordante com a foliação milonítica da ZCAG (Fig. 5). Estes dados, juntamente com o perfil geológico mostrado na Figura 8, sugerem para este granito um modelo de alojamento controlado por esta estrutura-em-flor. Dados gravimétricos e de anisotropia de susceptibilidade magnética seriam necessários para uma melhor avaliação deste modelo. Nota-se ainda que os granitos peraluminosos correlacionáveis aos da SGC (Granito Três Figueiras, Philipp 1998) são também controlados pela ZCAG (Fig. 2).

Outra zona de cisalhamento importante na região, que se articula com as zonas anteriores, respondendo também pelo modelamento da porção sudeste do batólito, é a Zona de Cisalhamento de Erval. Com disposição subparalela à ZCAG, baliza grosseiramente o contato sul da SIPM e parece controlar a colocação do Granito Monte Bonito. A cartografia do maciço mostra uma concordância do seu eixo maior com a zona de cisalhamento (Fig. 2). Contudo, ao contrário do Granito Chasqueiro, a disposição da foliação magmática é oblíqua à orientação do granito (Fig. 9), sugerindo um alojamento concomitante à movimentação sinistral desta zona de cisalhamento e rotação das elipses de deformação na passagem do estado magmático para o estado sólido. A existência de zonas de cisalhamento destrais mais antigas do que zonas de cisalhamento sinistrais (Machado *et al.* 1995), relacionadas aparentemente a quadros cinemáticos distintos, poderia ser um modelo favorável para explicar o alojamento deste maciço, pois a inversão cinemática propiciaria condições adequadas para a instalação de um regime extensional. Outro modelo possível para explicar o alojamento do maciço em questão é o modelo extensional de "releasing bend" associado à regiões de inflexão de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo desenvolvidas em regime transpressivo. Neste modelo, a foliação magmática desenvolvida obliquamente às paredes das zonas de cisalhamento encaixantes é rotacionada, tornando-se paralela às estas zonas com a progressão da deformação cisalhante, sobretudo nas bordas do corpo, região onde a deformação passa a ocorrer no estado sólido.

O evento D₃, caracterizado por diversos autores como de natureza rúptil-dúctil, foi responsável pelo desenvolvimento de zonas de

cisalhamento subverticais de menor expressão, com espessuras métricas a decamétricas, de orientação N10-20°E a N6-80°E. Estas zonas deslocam estruturas D₂ e desenvolvem rochas miloníticas de baixa temperatura. Os indicadores cinemáticos observados nestas zonas (pares de foliação S-C, bandas discretas de cisalhamento e estrias de atrito) sugerem cinemática principal sinistral. A existência de lineação de estiramento mineral subhorizontal, contida numa superfície de alto ângulo, é coerente com uma movimentação direcional. A Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro é uma estrutura relacionada à esta fase. Seguem-se movimentações e reativações posteriores, sobretudo do Permiano ao Triássico, em condições essencialmente rúpteis, com geração de cataclasitos, relacionadas à evolução tectônica da Bacia do Paraná (Holz & Philipp 1995).

CARACTERIZAÇÃO DAS SUÍTES GRANÍTICAS O Batólito Pelotas contém grande variedade de xenólitos de rochas metamórficas de alto e baixo grau, incluindo termos para e ortoderivados. A petrografia detalhada destas rochas permitiu uma comparação com as rochas encaixantes do batólito. Esta caracterização foi muito importante na avaliação da origem e colocação das suítes graníticas.

Septos do Embasamento São em geral restritos à escala de afloramento. Caracterizam-se por xenólitos de rochas metamórficas encontrados em todas as suítes graníticas do batólito, sugerindo a participação de crosta continental na geração do seu magmatismo. Na SIPM são encontrados xenólitos de gnaisses granodioríticos e tonalíticos, augen gnaisses, anfibolitos grano-nematoblásticos, gnaisses cálcio-silicáticos, biotita-hornblenda anfibolitos finos bandados (para-anfibolitos), biotita gnaisses bandados (metapelitos) e ortognaisses migmatíticos (Philipp 1990, 1998). A leste de Piratini ocorrem xenólitos (mega) de ortognaisses (granodioríticos a tonalíticos), que foram designados Gnaisses Piratini (Fragoso Cesar *et al.* 1986).

A SIE contém xenólitos de rochas parametamórficas (baixo a médio grau), anfibolitos e ortognaisses subordinados. Destacam-se as exposições quilométricas dos Quartzitos e Xistos Erval (Fragoso Cesar *et al.* 1986), e os metacalcários, metamargas e anfibolitos Vilas Matarazzo e Pedreiras (Fragoso Cesar 1991; Philipp 1998).

A SIV contém xenólitos de ortognaisses e metagranitóides (miloníticos e ultramiloníticos). São descritas na região de Porto Ale-

Figura 10 – Campo composicional das suítes graníticas do Batólito Pelotas segundo diagrama QAP de Streckeisen (1976). Fontes: Vasquez (1997), Koester (1994) e Philipp (1998).

gre exposições de metagranitoides (Gnaisses Porto Alegre, Philipp *et al.* 1998) com cerca de 2 Km de extensão, que foram correlacionados por Philipp (1998) ao Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos de Fernandes *et al.* (1990).

Na SIES são encontradas amplas exposições de paragneisses aluminosos de alto grau, rochas cálcio-silicáticas, quartzo-feldspáticas e mármore. Ocorrem também ortogneisses (granodioríticos a monzograníticos) e rochas básica e ultrabásicas associadas ao Anortosito Capivarita. Estas litologias foram inicialmente designadas de Formação Cambaí (Tessari & Picada 1966), e redefinidas como Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (Frantz *et al.*, 1984) e Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (Fernandes *et al.* 1990), restringindo-se neste apenas as rochas ortoderivadas.

Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (SIPM) Esta suíte ocupa uma faixa alongada na direção NE-SW na porção central do Batólito Pelotas e perfaz cerca de 30% de sua área (Fig. 2). Corresponde a suíte mais antiga do batólito e é a única que apresenta uma foliação de baixo ângulo atribuída ao evento D_1 . Os granitoides da SIPM têm composição expandida, granodiorítica a monzogranítica, com tonalitos, dioritos e quartzo-dioritos subordinados (Fig. 10). São rochas de cor cinza, textura equigranular hipidiomórfica média a grossa, localmente inequigranular grossa, com megacristais tabulares de feldspato potássico (1 e 3 cm), que perfazem de 1 a 3% da rocha. O plagioclásio é euédrico, de cor branca, com quartzo amebóide e biotita euédrica, esta última ocorrendo como agregados intersticiais. O feldspato potássico, subordinado, é intersticial. Os acessórios são zircão, allanita, apatita, titanita e minerais opacos.

O uso neste trabalho do nome SIPM, em substituição ao Complexo Granítico Gnáissico Pinheiro Machado (Fragoso Cesar 1991), se deve à ampla preservação de texturas e estruturas magmáticas, em diferentes escalas (macro e micro), pois as deformações no estado sólido nas impressas são restritas às zonas de cisalhamento. A SIPM é cortada pela SIV, SGC e SGDF e ocorre como xenólitos nas SIE e SIV. A ocorrência de mistura heterogênea de magmas nesta suíte é indicada por enclaves microgranulares dioríticos e tonalíticos. Estes enclaves são arredondados a subarredondados, centimétricos, em contatos definidos, com limites curvos e lobados. A textura é equigranular hipidiomórfica fina a média (0,5 a 1,5 mm), caracterizada por cristais prismáticos de plagioclásio e hornblenda, euédricos a subeuédricos, e biotita subordinada. Os acessórios são apatita, titanita e opacos.

Os dados Rb-Sr disponíveis para esta suíte apontam idades de 750 Ma (Teixeira 1982), 775 ± 36 Ma (Soliani Jr. 1986), 572 ± 54 Ma (May 1990) e de 830 a 800 Ma (Soliani Jr. 1986), este último obtido em xenólitos gnáissicos e migmatíticos. Estas são idades de referência, pois as isócronas incluem gnaisses do embasamento. Amostras representativas da suíte possuem razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7060 e 0,7068. Idades U-Pb em zircão deram valores de 610 ± 5 Ma e 612 ± 2 Ma (Babinski *et al.* 1997). Estudos isotópicos de Sm-Nd, desenvolvidos por May (1990) e Babinski *et al.* (1997), indicaram para a SIPM idades modelo T_{DM} entre 1636 e 2010 Ma, com valores de ϵ_{Nd} entre -5,6 e -10.

Suíte Intrusiva Erval (SIE) Esta suíte, definida por Philipp (1998), estende-se até o Uruguai e perfaz cerca de 20% da área do batólito. Ocorre na sua extremidade sul e apresenta forma alongada na direção NE-SW. Engloba maciços graníticos situados a sul do alinhamento estrutural que balisa as cidades Capão do Leão, Pedro Osório, Basílio e Pedras Altas (Fig. 2).

As rochas desta suíte são homogêneas, textural e composicionalmente, com predomínio de monzogranitos e sienogranitos subordinados. Nos domínios não afetados pela deformação, apresentam estruturas magmáticas preservadas, como alinhamento de cristais euédricos de feldspatos numa textura equigranular hipidiomórfica. São granitos cinza claro, com plagioclásio prismático acinzentado, feldspato potássico subeuédrico branco a rosado, quartzo amebóide e biotita em lamelas euédricas intersticiais. Próximo de Arroio Grande ocorrem, no contato com mármore, zonas métricas de rochas sieníticas e quartzo-sieníticas com anfibólio e clinopiroxênio. Estas rochas são consideradas como produtos de assimilação da rocha

carbonática pelo magma granítico. Isto ocorre também a leste de Erval, onde a assimilação de anfibolitos é responsável pela presença de anfibólio em granitos da suíte.

Esta suíte acha-se intensamente afetada por zonas de cisalhamento de alto ângulo, dúcteis (D_2) e rúptil-dúctil (D_3). Dentre elas, destacam-se: Zona de Cisalhamento Erval (ZCE), Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão (ZCAYG) e Zona de Cisalhamento Arroio Grande (ZCAG) (Machado *et al.* 1995). A ZCAG, com largura de cerca de 4 km, é a mais importante delas e afeta sobretudo os granitos da SIE, desenvolvendo protomilonitos e milonitos de orientação N65-75°E. As ZCAYG e ZCE são caracterizadas por milonitos e ultramilonitos com orientação N50-60°E (Fig. 2).

A SIE contém xenólitos da SIPM e é intrudida pelas SIV (Granito Chasqueiro) e SGDF.

Suíte Intrusiva Viamão (SIV) Philipp (1998) engloba nesta suíte os monzogranitos porfiríticos a inequigranulares, restringindo a denominação Suíte Granítica Dom Feliciano de Figueiredo *et al.* (1990) para os granitos equigranulares de composição sieno a alcali-feldspato granítica. Os granitos da SIV distribuem-se por todo Batólito Pelotas, ocupando uma área de cerca de 15% (Fig. 2). São corpos alongados na direção N40-50°E, com extensão de 25 a 40 km e largura de 5 a 15 km. Apresentam íntima relação com as zonas de cisalhamento de alto ângulo D_2 . Fazem parte da suíte os granitos Viamão (Philipp 1998), Quitéria (Fernandes *et al.* 1990), Arroio Carajá, Barão do Triunfo, Cerro Grande (Ramgrab *et al.* 1996), Coxilha do Fogo (UFRGS 1995), Arroio Moinho (Gomes 1990), Monte Bonito (Philipp 1990), Chasqueiro e Quilombo (Trainini 1987), Independência (Schneider *et al.* 1974) e Arroio dos Kaster (Philipp 1998).

A figura 10 ilustra a variação composicional restrita da suíte, com monzogranitos, granodioritos e sienogranitos subordinados. As texturas são porfiríticas, também inequigranulares, grossas, com foliação ígnea e magmática definida pelo alinhamento de megacristais de feldspato potássico e lamelas de biotita. A concordância estrutural da foliação milonítica dos granitos da suíte com as zonas de cisalhamento de alto ângulo sugere para os mesmos um posicionamento sin a tardi-cinemático ao evento D_2 .

Os corpos graníticos estudados apresentam enclaves microgranulares dioríticos. São descritas misturas heterogêneas de magmas (básico/intermediário a ácido), com diversos graus de contaminação (UFRGS 1995). Em alguns corpos, como o Coxilha do Fogo, na região de Canguçu, estes enclaves são muito expressivos, atingindo dimensões decamétricas. Nas zonas de contato, desenvolvem-se faixas transicionais de rochas híbridas, com gradações de termos granulares grossos (dioríticos, quartzo-dioríticos, tonalíticos e granodioríticos) para monzogranitos porfiríticos.

Os xenólitos de metagranitoides e de ortogneisses apresentam graus variáveis de assimilação pelo líquido granítico, resultando desta interação estruturas fantasmas, com bandamentos irregulares, definidos localmente por *schlieren* de biotita.

Os poucos dados isotópicos disponíveis para esta suíte apontam idades Rb-Sr de 572 ± 22 Ma (Granito Quitéria, Koester 1995) e U-Pb (em zircão) de 595 ± 1 Ma (Granito Arroio Moinho, Babinski *et al.* 1997), esta última correspondendo a sua idade de cristalização. Uma isócrona obtida em granitos desta suíte apresentou razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7052. Os estudos isotópicos Sm-Nd apresentam idades modelos entre 1275 e 1692 Ma, com valores de ϵ_{Nd} negativos (-1,3 a -7,6) (May 1990, Babinski *et al.* 1997).

Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES) A denominação dos granitoides desta suíte foi efetuada por Leinz *et al.* (1945), sendo redefinidos por Tessari & Picada (1966) como Complexo Granítico Encruzilhada. Trabalhos recentes de mapeamento geológico se devem a Frantz *et al.* (1984) e Bitencourt *et al.* (1993a). Levantamentos integrados de estratigrafia, geoquímica e geocronologia foram efetuados por Vasquez (1997).

Os granitos desta suíte ocorrem na porção noroeste do batólito e perfazem cerca de 10% de sua área. Abrangem os granitos Campinas, Pitangueiras, Encruzilhada e Pinheiros, os quartzo-sienitos e quartzo-monzonitos Arroio dos Silva e o Sienito Piquiri (Vasquez 1997) (Fig.

2). A suíte contém ainda enclaves microgranulares máficos diorítico e quartzo-diorítico, com indicação de intenso processo de mistura de magmas (ácidos, intermediários e básicos), resultando estruturas de mistura heterogênea e zonas de hibridização (Bitencourt *et al.* 1993a). Os enclaves mostram na matriz evidências de resfriamento rápido, com xenocristais em desequilíbrio, incluindo quartzo ocelar e feldspato potássico mantendo o plagioclásio sódico, caracterizando assim textura rapakivi. Estas feições são encontradas nas zonas híbridas e margens resfriadas dos granitóides.

Os corpos graníticos desta suíte se dispõem em uma faixa alongada na direção NE-SW, limitada a leste pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e a oeste pelo Complexo Cerro da Árvore. A Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro, com direção próxima de N-S, afeta os granitos desta suíte e exibe um deslocamento horizontal superior a 15 Km (Fig. 2).

A composição da suíte varia de monzogranítica a álcali-feldspato-granítica, com megacristais tabulares de feldspato potássico em uma matriz com cristais prismáticos e euédricos de plagioclásio branco, biotita euédrica em agregados tipo "ninhos" e quartzo globular e euédrico, ocorrendo ainda anfíbio, zircão, apatita e opacos como minerais acessórios.

O Granito Encruzilhada é o maciço mais expressivo da suíte, sendo constituído por duas fácies principais: biotita granitos de textura porfirítica a inequigranular grossa, acinzentados a róseo acinzentados e alaranjados, e granitos rosados e acinzentados, equigranulares, grossos, de composição sienogranítica (Fig. 10). A fácies porfirítica, dominante, granodiorítica a monzogranítica, de matriz grossa, contém megacristais de feldspato potássico prismáticos euédricos de 3 a 8 cm, que perfazem de 15 a 40% da rocha. A fácies equigranular é cortada por corpos tabulares de pegmatitos e aplitos com mineralizações de Sn associadas às zonas de hidrotermalismo (Picada 1965).

São disponíveis idades Rb-Sr de 559 ± 5 Ma (Soliani Jr. 1986) e $581 \pm 16,8$ Ma (Vasquez 1997), respectivamente, e U-Pb de 594 ± 5 Ma (Babinski *et al.* 1997). Amostras representativas de granitos da suíte apresentam razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,711 a 0,716. Idades modelos Sm-Nd obtidas no Granito Encruzilhada indicaram valores entre 1750 e 2080 Ma, com ϵ_{Nd} fortemente negativos (-11 a -15) (Babinski *et al.* 1997).

Suíte Granítica Cordilheira (SGC) Os leucogranitos desta suíte ocorrem na extremidade oeste do Batólito e perfazem cerca de 5% de sua área (Fig. 2). São corpos alongados na direção N45°E, tabulares, concordantes com a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e posicionados sintectonicamente em relação à mesma (Picada 1969 e 1971, Fernandes *et al.* 1990, Koester 1995 e Nardi & Frantz 1995). São englobados na suíte os granitos Cordilheira (Picada 1965), Arroio Francisquinho (UFRGS 1993), Figueiras (Tessari & Picada 1966) e Três Figueiras (Philipp 1998). Este último, ocorrendo na região de Arroio Grande, foi caracterizado como granito peraluminoso, de colocação sincrônica à ZCAG, reforçando assim a importância das zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo (D_2) no controle e posicionamento dos corpos da suíte.

A composição da SGC varia de sienogranítica a granodiorítica, com moscovita, biotita, turmalina, granada, monazita, zircão e minerais opacos (Fig. 10). Os corpos da suíte afloram extensamente desde a região de São Jerônimo-Quitéria até Pinheiro Machado. São granitos brancos a cinzentos, com pontuações escuras de biotita. A estrutura é foliada, marcada nas zonas de baixa de deformação pela orientação de moscovita primária e biotita. A foliação possui duas orientações: uma subhorizontal, magmática, com moscovita orientada, e outra subvertical, tectônica, sobretudo em regiões de alta deformação, nas bordas dos corpos, sendo associada às zonas de cisalhamento dúcteis. Os milonitos e protomilonitos contêm porfiroclastos assimétricos de feldspato potássico, plagioclásio e moscovita.

O Granito Três Figueiras é um corpo alongado na direção NE, de composição sieno a monzogranítica, tendo moscovita, feldspato potássico, plagioclásio e quartzo como minerais essenciais, biotita, granada e turmalina como acessórios. São comuns texturas protomiloníticas e miloníticas subordinadas.

São disponíveis idades Rb-Sr de 617 ± 48 Ma a 630 ± 22 Ma, obtidas na região de Quitéria nos granitos Cordilheira e Arroio

Francisquinho (Koester 1995). A falta de dispersão dos pontos na isócrona e um elevado MSWD (>5) tornam estas idades de baixo valor interpretativo. Soma-se, a isso, a existência de alterações hidrotermais tardi-magmáticas e transformações metamórfico-deformacionais promovidas pelas zonas de cisalhamento limítrofes destes corpos. A razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de amostras representativas da suíte situa-se entre 0,7324 a 0,7406.

Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF) Esta suíte é a mais jovem identificada no Batólito Pelotas. Apresenta composição próxima das SIV e SIES, diferenciando-se entretanto pelo seu caráter intrusivo nas demais suítes e pelo seu posicionamento tardio a posterior às zonas de cisalhamento D_2 . A SGDF ocupa cerca de 20% em área do batólito e ocorre principalmente na sua porção norte, fazendo contato a oeste com a SGC e o Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, enquanto a leste o contato é com a SIV e SIPM (Fig. 2).

A SGDF caracteriza-se por uma grande homogeneidade composicional, estrutural e petrográfica, e presença restrita de enclaves, microgranulares e submicáceos. Sua principal ocorrência é um corpo lenticular orientado na direção N50°E, com cerca de 180 km de extensão e 15 a 45 km de largura. Estes corpos, embora alongados, mostram colocação posterior às zonas de cisalhamento D_2 , registrando apenas em alguns deles uma deformação dúctil incipiente.

Os granitos da suíte são rosados a castanho claro e esbranquiçados, com predomínio de composição sienogranítica (Fig. 10). Os minerais essenciais são microclínio subédrico e quartzo amebóide, com biotita intersticial subeuédrica, entre 1 e 4%. Os acessórios são allanita, zircão, titanita, apatita e minerais opacos, ocorrendo ainda fluorita, molibdenita (Porto Alegre) e galena (Amaral Ferrador). Em São Jerônimo, na região de Morrinhos, ocorrem greisens e biotititos mineralizados com cassiterita (Minuzzi, com.pes.).

Na porção norte de Dom Feliciano, as rochas desta suíte mostram contatos lobados com o Diorito Capim Branco, sugerindo assim relações de contemporaneidade com o mesmo.

A semelhança composicional e geoquímica da porção mais diferenciada desta suíte com os diques riolíticos e rochas tufáceas e piroclásticas de composição similar (Ana Dias e Aspercezas), encontrados em várias regiões do batólito (Pedras Altas, Coxilha do Fogo, em Canguçu, Mariana Pimentel, Barão do Triunfo, Barra do Ribeiro e Porto Alegre), é sugestiva de uma vinculação genética entre os dois magmatismos (Philipp 1998).

Os dados Rb-Sr disponíveis para a SGDF forneceram idades de 572 ± 10 Ma (Cordani 1974), 550 Ma (Teixeira 1982) e 547 ± 17 Ma para granitos e pegmatitos da cidade de Cristal, e 544 ± 5 Ma para o Granito Arroio dos Ladrões (Soliani Jr. 1990), 550 ± 6 Ma para os granitos equigranulares de Cristal e Dom Feliciano (Fragoso Cesar 1991) e 560 ± 12 Ma para os riolitos da Serra das Aspercezas, em Pinheiro Machado (Soliani Jr. 1986). As razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em amostras da suíte variam entre 0,7083 e 0,7140. Os dados isotópicos Sm-Nd mostram um amplo intervalo de idades modelo, entre 985 a 2919 Ma (May 1990, Babinski *et al.* 1997), com os valores de ϵ_{Nd} negativos (entre -0,3 e -9,5).

SIGNIFICADO TECTÔNICO E ORIGEM DO MAGMATISMO

A integração das informações disponíveis sobre o Batólito Pelotas permitiu o reconhecimento de seis suítes graníticas, dispostas na seguinte ordem estratigráfica (da mais antiga para mais nova): Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (SIPM), Suíte Intrusiva Erval (SIE), Suíte Intrusiva Viamão (SIV), Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES), Suíte Granítica Cordilheira (SGC) e Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF). Esta subdivisão estratigráfica foi baseada nos seguintes aspectos: (i) relações de contato entre as suítes; (ii) relações de enclaves; (iii) eventos deformacionais que afetam as suítes (D_1 , D_2 e D_3) e (iv) variação composicional das mesmas.

A ocorrência de enclaves microdioríticos e áreas de rochas híbridas é indicativa da existência de processos de mistura de magmas básicos a intermediários associados ao magmatismo granítico da maioria das suítes do batólito. A SGDF é a única com escassez de enclaves (microgranulares e submicáceos). Possui composição próxima das SIV e SIES, porém é intrusiva nelas. A origem deste magmatismo básico-intermediário é sugestivo de fonte mantélica.

Nas suítes do batólito ocorrem septos do embasamento, de origem orto e paraderivadas. São comuns na SIPM ortognaisses tonalíticos a monzograníticos e anfíbolíticos, que ocorrem também nas SIV, SIE e SIES. Nestas duas últimas são encontradas ainda ocorrências expres-

sivas de metassedimentos, que aparecem subordinadamente na SGC.

Os granitóides da SIPM se diferenciam dos demais pela sua ampla variação composicional e, principalmente, pelo conjunto de estruturas primárias e tectônicas associadas. Fora das zonas de mais alta de deformação, as rochas apresentam bandamento de fluxo ígneo irregular e descontínuo, marcado por *schlierens* biotíticos. Na presença de xenólitos de ortogneisses, anfibolitos e paragneisses, ocorre o desenvolvimento de uma estrutura planar pronunciada, onde é possível observar vestígios de diferentes estágios de assimilação. A transformação metamórfica associada às zonas de cisalhamento D_1 , restritas à esta suíte, é caracterizada pela ampla recristalização do quartzo e feldspato de potássio em mosaicos granoblásticos, equigranulares e inequigranulares, com subgrãos e neocristalização local de plagioclásio, e segregação de níveis finos de biotita, moscovita, titanita e opacos. As texturas e paragéneses metamórficas associadas a estas zonas foram desenvolvidas em condições metamórficas compatíveis com a fácies anfibolito inferior a médio.

Zonas de cisalhamento subverticais (D_2) afetam as estruturas magmáticas e tectônicas anteriores, promovendo o desenvolvimento de nova uma trama estrutural. Nos granitóides da SIPM ocorre o dobramento da foliação de baixo ângulo e lineações associadas, bem como geração de rochas miloníticas nas zonas de cisalhamento de alto ângulo. As microestruturas geradas neste evento incluem recristalização do quartzo em agregados granoblásticos inequigranulares, encurvamento das maclas de feldspatos e deformação rúptil dos mesmos. Este processo foi acompanhado pela quebra do feldspato de potássio em mica branca de granulação fina, juntamente com formação de epidoto e carbonato. As feições petrográficas observadas nas rochas miloníticas são compatíveis com condições de fácies xisto verde.

O restrito intervalo composicional e a composição extremamente diferenciada da SGDF é compatível com a fase de evolução final do magmatismo do Batólito Pelotas.

A constituição do Batólito Pelotas encontra-se relacionada a distintos processos tectônicos. As altas razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e os valores negativos de ϵ_{Nd} são compatíveis com uma origem por reciclagem crustal para o magmatismo do batólito, indicando participação subordinada de material juvenil.

Os dados disponíveis sobre a SIPM mostram grande semelhança com granitóides de margem continental ativa. Estas características sugerem para a suíte uma evolução associada a subducção de uma crosta oceânica sob uma margem continental espessada, com geração de um arco magmático pré-colisional do tipo Cordilherano. Segue-se um magmatismo colisional, como indicado pelas características composicionais e estruturais apresentadas pelas SIE, SIV, SIES e SGC. Além da restrita variação composicional, tais suítes apresentam em grande parte uma evolução associada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo, sendo nelas significativa a presença de magmatismo básico associado.

Apesar da restrita variação petrográfica e da composição cálcio-alcalina alto-K, o magmatismo pós-colisional representado pela SGDF mostra uma porção reduzida de granitos e rochas vulcânicas de composição alcalina. O controle exercido pelas zonas de cisalhamento rúpteis no nível de colocação destes maciços graníticos sugere que as porções mais inferiores destas zonas atingiram provavelmente a porção basal da crosta ou mesmo o manto litosférico, produzindo decompressão adiabática e fusão parcial. A presença de rochas alcalinas e de granito peralcalino marca a transição do regime colisional para o de estabilização da porção leste do escudo sul-rio-grandense.

Agradecimentos À FAPESP (Proc. 94/5952-7) e à FAPERGS (Proc. 99-1975.9), pelo suporte financeiro que permitiu a realização dos trabalhos de campo, ao CNPq (Proc. 300423/82-9, de R. Machado), pela concessão de uma bolsa de Produtividade em Pesquisa, e a dois revisores anônimos pelas valiosas contribuições ao trabalho.

Referências

- Almeida F.F., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth Science Reviews*, 17:1-29.
- 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 Granite-Gneiss Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 10 (3-4):263-274.
- 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: Simpósio Internacional del Neoproterozoico-Cambriaco de la Cuenca del Plata, I, Las Palomas-Minas, *Boletim de Resumos Expandidos*, v.2, n° 34, 6p.
- Carvalho P.F. de. 1932. Reconhecimento Geológico do Rio Grande do Sul, Rio de Janeiro. *Boletim do Instituto Geológico de Mineração Brasileira*, 66:1-72.
- Chemale Jr. F., Hartmann L.A., Silva L.C. 1994. Tectonic evolution of Southern Brazil in the Brazilian Cycle. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, 1: 626.
- Chemale Jr. F. & Babinski M. 1995. U-Pb zircon dating of deformational events from the Neoproterozoic rocks in the Eastern Brazil. Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, V, Gramado, *Boletim de Resumos Expandidos*, 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: SBG, South-American Symposium on Isotope Geology, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, 71.
- 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.
- Costa A.F.U. & Caldasso A.L.S. 1994a. Padrões do campo magnético aplicados à geologia estrutural na região de Pinheiro Machado, RS. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, 2:31-32.
- Costa A.F.U., Fernandes L.A.D., Magro F.H.S., Nadal C.A., Félix L. 1994b. Modelo gravimétrico da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, 2:28-30.
- Costa A.F.U. & Ramgrab G. 1989. Lineamento Jaguarão: caracterização aeromagnética. *Revista Brasileira de Geofísica*, 7(1): 41-45.
- Fernandes L.A., Tommasi A., Porcher C.C. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas, região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geológica Leopoldensia*, 30:117-138.
- Fernandes L.A., Tommasi A., Porcher C.C. 1992a. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Science*, 5(1):77-96.
- Fernandes L.A.D., Tommasi A., Porcher C.C., Koester E., Kraemer G., Scherer C.M.S., Menegat R. 1992b. Granitóides brasileiros precoces do Cinturão Dom Feliciano. Caracterização geoquímica e discussão estratigráfica. *Pesquisas*, 19(2):197-218.
- Fernandes L.A.D., Tommasi A., Vauchez A., Porcher C.C., Menegat R., Koester E. 1993. Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu: caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3):224-233.
- Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Koester E., Porcher C.C., Tommasi A., Kraemer G., Ramgrab G.E., Camozzato E. 1995a. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):375-384.
- Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Koester E., Porcher C.C., Tommasi A., Kraemer G., Ramgrab G.E., Camozzato E. 1995b. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):375-384.
- Figueiredo M.C.H., Fragozo Cesar A.R.S., Kronberg B.L. 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 4:1623-1738.
- Fragoso Cesar A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaia-Sul Riograndense. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, 5:2879 - 2891.
- Fragoso Cesar A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Círculo Brasileiro: As orogênias 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. 1993. As placas brasileiras do sul e sudeste da Plataforma Sul-Americana. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, IV, Belo Horizonte, *Boletim de Resumos Expandidos*, 12:183-187.
- Fragoso Cesar A.R.S., Figueiredo M.C.H., Soliani Jr. E., Faccini U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozoico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, 3:1322-1343.
- Fragoso Cesar A.R.S., Machado R., Philipp R.P., Mello F.M., Endo I., Nummer A.R., Preciozzi F.P., Fambri G.L., Sayeg H.S. 1998. Terrenos Suspeitos a sul da Placa Sanfranciscana (SE da Plataforma Sul-americana). In: Sociedade Uruguaia de Geologia, Congresso Uruguaia de Geologia, II, Punta del Este, *Atas*, 1-16.
- Frantz J.C., Lima E.F., Machado R.P., Naumann M. 1984. Contribuição a geologia de Encruzilhada do Sul-RS. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 5:2407-2416.
- Frantz J.C. & Remus M.V.D. 1986. Geologia da região de Canguçu-Torinhas, RS: caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, *Anais*, 2:931-947.

- Frantz J.C. & Nardi L.V.S. 1992a. Litoquímica e evolução de Granitóides Cálcico-Alcalinos da região leste do Escudo Sul-rio-grandense. *Pesquisas*, 19(1):13-25.
- Frantz J.C. & Nardi L.V.S. 1992b. O magmatismo granítico da região Oriental do Escudo Sul-rio-grandense. Uma revisão. *Pesquisas*, 19(2):183-189.
- 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.
- Goni J.C., Goso H., Issler R.S. 1962. *Estratigrafia e geologia econômica do Pré-Cambriano e do Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-riograndense*. Porto Alegre, Publicação Avulsa da Escola de Geologia, Universidade Federal do RS, 3:1-105.
- 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. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3):201-214.
- Hartmann L.A., Chemale Jr. F., Silva L.C. 1994. Mantle plume tectonics in the Brazilian Cycle of the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*, 1:623.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4):257-266.
- Holz M. & Philipp R.P. 1995. Estratigrafia de seqüências e controle tectônico: um exemplo na borda leste da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, V, Gramado, *Boletim de Resumos Expandidos*, 284-286.
- Jost H. 1981. *Geology and Metallogeny of the Santana da Boa Vista region, South Brazil*. University of Athens, Georgia, PhD Thesis, 208p.
- Jost H. & Hartmann L.A. 1984. Província Mantiqueira. In: Almeida F.F.M. & Hasui Y. (ed.), *O Pré-Cambriano do Brasil*. Rio de Janeiro, Edgar Blucher, 345-368.
- 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.
- Leinz V. & Pinagel H. 1945. *Estanho e Tungstênio no Rio Grande do Sul, Rio de Janeiro*. Boletim da Divisão de Fomento a Produção Mineral, 70:1-80.
- Machado R., Philipp R., Mello F. 1995. Reconhecimento de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo com cinemática superposta na extremidade sul do Batólito Pelotas, RS. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, V, Gramado, *Boletim de Resumos Expandidos*, 52-53.
- Marques J.C., Jost H., Roisenberg A., Frantz J.C. 1998. Rochas metassedimentares, geologia estrutural e metamorfismo da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul - RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4): 467-472.
- Masquelin H. 1989. Analisis estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta del Este, Uruguay. In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, IV, Porto Alegre, *Boletim de Resumos Expandidos*, 35-37.
- May G.E. 1990. *Pan-African magmatism and regional tectonics of South Brazil*. Open University, Milton Keynes, Ph.D. Thesis, 343p.
- Mesquita M.J.M. & Fernandes L.A.D. 1990. Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (região de Quitéria-Capivarita). *Acta Geológica Leopoldensia*, 30:55-74.
- Mesquita M.J.M. 1991. *Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Piratini - Quitéria)*. RS. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 242p.
- Nardi L.V.S. 1991. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: uma revisão. *Pesquisas*, Porto Alegre, 18(1):44-57.
- Nardi L.V.S. & Frantz J.C. 1995. The Cordilheira Intrusive Suite: Late Proterozoic peraluminous granitoids from the southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1):55-63.
- 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 Geológica Leopoldensia*, 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 Geológica Leopoldensia*, 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 (1):3-13.
- 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*. Bahia, Publicação Especial nº5, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Bahia-Sergipe, 129-152.
- Picada R.S. 1965. *Ocorrências de migmatitas, granitos e gnaiss controlados por fraturas regionais, Encruzilhada do Sul, RS*. Boletim da Escola de Geologia da UFRGS, Porto Alegre, 14:7-59.
- Picada R.S. 1969. Faixa de granitos sincinemáticos no Escudo Sul-Riograndense. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 22, Salvador, *Resumo das Comunicações*, nº 86.
- Picada R.S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-riograndense. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, *Anais*, 1:167-191.
- Ramgrab G.E., Wildner W., Camozzato E. 1996. *Mapa Geológico da Folha Porto Alegre SH.22-Y-B*. Brasília, CPRM, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, 144p.
- Ribeiro M. 1977. *Mapa geológico da quadrícula de Piratini, RS*. Fundação Zoobotânica do RS, Publicação Especial no 2, escala 1:50.000, Porto Alegre.
- Ribeiro M. & Fantinel L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I - Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geológica*, 5:19-54.
- Schneider A.W., Loss E.L., Pinto J.F. 1974. *Mapa geológico da Folha Porto Alegre, RS*. Porto Alegre, CNPq.
- 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. *Revista Brasileira de Geofísica*, 9(2):275-287.
- Silva L.C., McNaughton N.J., Hartmann L.A., Fletcher I.R. 1997. U-Pb (SHRIMP) geocronologia in the Camboriú Complex and other gneisses from the basement of the Neoproterozoic southern Brazilian Granitic province, Brazil. In: SBG, International Symposium of Granitic Rocks and Associated Mineralization, II., Salvador, *Boletim de Resumos Expandidos*, 278-279.
- Sobanski A.F., Rogge J.H., Marques D.H., Parmeggiani M. 1989. *Projeto Rodeio Norte, RS - Faixa IV*. Departamento de Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Trabalho de Graduação do curso de Geologia, 152p.
- 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.
- Streckeisen A. L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Review*, 12:1-33.
- Teixeira W. 1982. *Folhas SH.22-Porto Alegre, SH.22 - Lagoa Mirim e SH.21 - Uruguaiana. Interpretação dos dados radiométricos e evolução geocronológica*. Florianópolis, Projeto RADAMBRASIL, Relatório Interno.
- Tessari R.I. & Picada R.S. 1966. *Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, RS*. Boletim do DNPM/DFPM, 124:1-147.
- Tessari R. & Giffoni L.E. 1970. *Geologia da região de Piratini, Pinheiro Machado e Bagé, RS*. Boletim do DNPM/DFPM, 246:1-122.
- Trainini D.R. 1987. *Projeto Mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais, Folhas SH-22 Jaguarão-Rio Grande*. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 2vol.
- UFRGS. 1993. *Mapeamento geológico 1:50.000 de parte das folhas Cerro da Árvore, Encruzilhada do Sul, Figueiras e Vau dos Prestes, RS*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Trabalho de Graduação do Curso de Geologia.
- UFRGS. 1995. *Mapeamento geológico 1:25.000 da Folha Arroio da Bica, RS*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Trabalho de Graduação do Curso de Geologia.
- 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.
- Wildner W. & Ramgrab G.E. 1994. O Diorito Capim Branco. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*, 3:61-62.

Manuscrito A-1164

Recebido em 30 de maio de 2000

Revisão dos autores em 10 de julho de 2001

Revisão aceita em 18 de julho de 2001