GEOLOGIA, PETROLOGIA E GEOQUÍMICA DO COMPLEXO GRANÍTICO DE CAÇAPAVA DO SUL, RS

LAURO VALENTIM STOLL NARDI* e MARIA DE FÁTIMA BITENCOURT*

ABSTRACT GEOLOGY, PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE CAÇAPAVA DO SUL GRANITIC COMPLEX, RS. The Caçapava do Sul Granitic Complex comprises mainly hornblende and biotite-rich granodioritic rocks, leucogranitoids which may contain muscovite and garnet, and transitional types of granitoids. The available data suggest that it is a diapiric intrusion synchronous with the second regional metamorphism and deformation phase, imprinted on the country rocks and on the batholith itself. Geochemical evidences are consistent with a comagmatic character for the granitic rocks and also indicate calc-alkaline affinity, with an origin either from partial melting of the lower crust or from differentiation of mantle-derived basaltic magmas, with crustal contamination. The geochemical features indicate strong similarities with orogenic granitoids intruded in highly mature arcs. The re-evaluation of Rb-Sr data indicates an age of 549 Ma and initial ratio of 0.7051 for the leucogranites. The available data suggest that the studied complex has been emplaced during the late stages of the Brasiliano Cycle, which were marked by the development of ensialic basins and shear zones, with associated granitic magmatism. In its early stages, this orogeny may be interpreted according to the classical model, involving subduction of oceanic crust.

RESUMO O Complexo Granítico de Caçapava do Sul é constituído por rochas predominantemente granodioríticas com biotita e hornblenda, rochas graníticas leucocráticas, contendo granada e moscovita, e tipos transicionais. Os dados disponíveis sugerem que se trata de uma intrusão diapírica simultânea com a segunda fase de metamorfismo e deformação regional registrada no complexo metamórfico encaixante e no próprio batólito granítico. Evidências geoquímicas são coerentes com o caráter co-magmático das litologias graníticas, indicando, ainda, afinidade cálcico-alcálica e uma origem por fusão parcial da crosta inferior ou diferenciação de magmas basálticos mantélicos, com contaminação crustal. As características geoquímicas indicam fortes similaridades com granitóides orogênicos intrudidos em arcos de grande maturidade. A reavaliação de dados geocronológicos Rb-Sr indica uma idade de 549 Ma e razão inicial de 0,7051 para os tipos leucocráticos. As informações disponíveis sugerem que o complexo estudado foi intrudido nos estágios tardios da Orogênese Brasileira, caracterizados pelo desenvolvimento de bacias ensálicas e zonas de cisalhamento, com magmatismo granítico associado. Em seus estágios iniciais a Orogênese Brasileira pode ser interpretada segundo o modelo clássico, que envolve subducção de crosta oceânica.

INTRODUÇÃO As rochas graníticas da região de Caçapava do Sul constituem um corpo de aproximadamente 250 km² de extensão aflorante, intrusivo em metamorfitos de baixo grau (Fig. 1). Denominada originalmente Batólito Granítico de Caçapava por Leinz *et al.* (1941), esta unidade foi posteriormente designada Granito de Caçapava (Ribeiro *et al.* 1966) e Complexo Granítico de Caçapava do Sul (Bitencourt 1983 a, b). Na figura 1 observa-se, ainda, um pequeno corpo granítico situado a sudeste do corpo principal, que foi denominado Granito Santo Ferreira por Ribeiro (1970). Em função de suas características similares às do corpo maior, Bitencourt (1983 b) as considera como parte da mesma unidade.

Os metamorfitos encaixantes, originalmente descritos por Carvalho (1932), têm sido enquadrados nas denominações de Formação (Subgrupo, Complexo) Vacacaí pertencente à Série (Grupo, Supercomplexo) Porongos. Discussões sobre a estratigrafia da área estudada podem ser acompanhadas nos trabalhos de Carvalho (1932), Leinz *et al.* (1941), Goffi *et al.* (1962), Ribeiro *et al.* (1966), Willig *et al.* (1972), Silva Filho & Matsdorf (1987), entre outros.

Os principais objetivos deste trabalho são o reconhecimento geológico e estrutural do corpo granítico principal bem como a discussão de sua petrologia, geoquímica e significado geotectônico.

As denominações de Complexo Granítico de Caçapava do Sul e Complexo Metamórfico Passo Feio (Bitencourt 1983 a, b) são presentemente adotadas para a unidade intrusiva e encaixantes, respectivamente, tendo em vista os critérios recomendados pela Comissão Especial de Nomenclatura Estratigráfica, SBG (1986).

GEOLOGIA DAS ROCHAS ENCAIXANTES O Complexo Metamórfico Passo Feio é constituído principalmente por xistos pelíticos, filitos, mármore, rochas anfibolíticas, metavulcânicas e metavulcanoclásticas. Esta sequência se dispõe segundo uma megaestrutura antiformal, F₃, com caimento para NE, tendo em sua porção mais interna o complexo intrusivo granítico. A superfície dobrada por F₃ é a foliação principal da área, S₂, caracterizada como uma xistosidade ou clivagem de transposição associada a dobras isoclinais recumbentes F₂. O evento deformacional mais antigo da área, D₁, é reconhecido localizadamente como restos de charneiras transpostas e porfiroblastos rotacionais e helicíticos pré-cinemáticos a S₂. Esse evento foi acompanhado de metamorfismo M₁ de fácies anfibolito inferior, zona da estaurolita. A segunda fase de metamorfismo é retrogressiva à fácies xistos verdes, zona da biotita (Bitencourt 1983 a, b). Outros autores admitem que essas rochas teriam registrado apenas uma fase de metamorfismo regional, de fácies xistos verdes, e que a mineralogia índice de fácies anfibolito seria resultante da proximidade da intrusão (Silva Filho & Matsdorf 1987). Entretanto, a ocorrência de anfibolitos *stricto sensu* e de porfiroblastos de estaurolita em metapelitos, em desequilíbrio com as condições de fácies xistos verdes, não parece restrita à proximidade da intrusão (Bitencourt 1983 b). Adicionalmente, a presença de xenólitos de anfibolitos bandados em granitóides sugere que o evento metamórfico de temperatura mais alta foi expressivo regionalmente.

A ocorrência de um episódio gerador de estruturas do tipo manto de recobrimento ou carreamento é descrita por Silva Filho & Matsdorf (1987) associado a dobras F₃ isoclinais recumbentes (possivelmente equivalentes às F₂ de Bitencourt

* Instituto de Geociências, UFRGS. Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91500, Porto Alegre, RS

Figura 1 – Esboço geológico da região de Caçapava do Sul, modificado a partir de Ribeiro et al. (1966). Pontos de coleta de amostras para análise química indicados

Figure 1 – Geological sketch of the Caçapava do Sul region, modified from Ribeiro et al. (1966). Geochemical sampling localization indicated

1983 a, b). Para esses autores, tais estruturas teriam sido ativas antes da intrusão do complexo granítico.

GEOLOGIA DO COMPLEXO Características Gerais
O Complexo Granítico de Caçapava do Sul é formado por três fácies principais, reconhecíveis petrográfica e geoquimicamente, e intimamente associadas tanto em escala de aflora-

mento quanto em amostra de mão.

Os *biotita granitóides* são rochas de coloração cinza, tornando-se róseas quando intemperizadas contendo teores elevados de biotita e allanita como acessório característico. Predominam nas porções sul, sudoeste e oeste do complexo.

Os *leucogranitóides* são rochas de coloração rósea, com baixo teor de minerais máficos, contendo, localizadamente,

granada e/ou moscovita. Predominam na porção norte-nordeste do corpo.

Os *granitóides transicionais* ocorrem de preferência na porção central e leste do complexo e apresentam características intermediárias entre os dois primeiros tipos.

A individualização das fácies não é possível na escala 1:25.000, embora possam ser reconhecidas áreas de predominância de um tipo sobre os demais.

Rochas micrograníticas, aplíticas e pegmatíticas ocorrem associadas principalmente aos leucogranitóides. Contêm frequentemente moscovita e pequenas quantidades de turmalina.

Os chamados tipos transicionais constituem um grupo caracterizado pela variação contínua no teor de máficos e félsicos, aproximando-se composicionalmente dos biotita granitóides ou dos granitóides leucocráticos. Os tipos transicionais mostram frequentemente contatos nítidos com os biotita granitóides, embora possam conter *schlieren* salientando as estruturas de fluxo e sugerindo que eventuais efeitos de assimilação ou mistura podem ter ocorrido em níveis mais profundos que o de posicionamento (Foto 1). Observou-se ainda que, próximo ao contato com os tipos transicionais, os biotita granitóides podem mostrar um aumento na quantidade de feldspatos alcalinos tardios.

Embora não tenha sido observado claramente em escala de afloramento, a relação entre o tipo transicional e os leucogranitos é provavelmente gradacional. Na porção centro-leste do corpo, onde predominam os granitóides transicionais, é comum a presença apenas desta fácies em associação com leucogranitos.

Em poucos locais foram observados biotita granodioritos englobados por leucogranitos e cortados por veios deste. Nesses casos, os granodioritos podem mostrar alguns cristais tardios de feldspato alcalino com inclusões de biotita visíveis em amostra de mão. Mais raramente pode-se observar, em escala de afloramento, a predominância de tipos transicionais contendo apenas alguns blocos de granitóide biotítico.

Relações com as Encaixantes O contato das rochas graníticas com os metamorfitos encaixantes foi descrito por Bitencourt (1983 a, b) como nítido e predominantemente concordante nas bordas sul e norte, com anfíbolitos e xistos pelíticos. Aquela autora não reconhece, nesses locais, a presença de cornubianitos, embora estes tenham sido mencionados na literatura (Leinz *et al.* 1941, Ribeiro *et al.* 1966, entre outros); sua localização e extensão não são, no entanto, especificadas.

O desenvolvimento de porfiroblastos de olivina foi observado em mármore que provavelmente constituem *roof pendants* na borda sudeste do corpo granítico. Os cristais mostram-se fortemente estirados no sentido N34W, que é também a direção da foliação da rocha metamórfica e dos granitóides transicionais com os quais faz contato. O desenvolvimento de olivina porfiroblástica está restrito a uma faixa de cerca de 40 cm do contato, sem continuidade lateral. Contatos diretos e sem evidências de metamorfismo termal são observados com as encaixantes metapelíticas e metabásicas.

Enclaves de anfíbolitos, mármore e xistos básicos de variadas ordens de tamanho são observados nos diferentes tipos graníticos. Ribeiro *et al.* (1966) já apontavam a existência de *roof pendants* de metamorfitos na intrusão granítica. Embora a extensão de feições desse tipo, principalmente na borda leste-sudeste, pareça importante, sua delimitação precisa não foi efetuada neste trabalho. O mapeamento de detalhe desta zona de contato poderá modificar ligeiramente a configuração do corpo e auxiliar na avaliação do metamorfismo de contato.

No contato com os metamorfitos a norte e a sul do complexo granítico é comum a presença de bandas de composição granítica concordantes com a foliação principal, S₂, dos metamorfitos, mostrando *boudinage* e estruturas *pinch-and-swell*. Pequenas apófises, concordantes ou em baixo ângulo com a foliação dos metamorfitos, mostram-se intensamente

deformadas, com lineação de estiramento e gerando estruturas do tipo lápis. Veios e vênulas também podem apresentar dobramento de padrão e orientação compatíveis com a fase D₃ de Bitencourt (1983 a, b).

Em diopsídio gnaisses próximos ao contato leste do complexo granítico, biotita monzogranitos com allanita formam uma intrusão tabular de 1 m de espessura, aproximadamente concordante com a foliação principal dos metamorfitos (N30E; 20SE). A intrusão forma uma estrutura *pinch-and-swell* foliada paralelamente a seus limites produzindo um ângulo de 15° com a foliação dos metamorfitos. Apresenta, ainda, uma segunda foliação, em ângulo de aproximadamente 30° com a principal. No mesmo local, vênulas de sienogranito leucocrático mostram-se dobradas num padrão apertado, tendo a foliação principal dos metamorfitos como plano axial.

Reconhecimento Estrutural A presença de uma estrutura planar e linear é observada em todos os tipos de granitóides descritos, sendo mais sutil e descontínua em rochas de granulação fina, como aplitos e pegmatitos. Nos granitóides biotíticos, a foliação é ressaltada pela abundância de minerais máficos orientados, acompanhada pelo achatamento e estiramento de quartzo e feldspatos. Nos granitóides leucocráticos e transicionais a mesma foliação é observável atravessando contatos petrográficos e marcada principalmente pelo achatamento e estiramento de feldspatos e quartzo, por vezes formando estruturas do tipo *ribbon*. Feições miloníticas comumente acompanham a foliação principal, principalmente quando desenvolvidas sobre biotita granitóides da borda oeste e leucogranitos da borda sudeste do complexo (Fotos 2 e 3). Nesses casos, podem ser observadas estruturas do tipo *augen*, com porfiroclastos de K-feldspato e plagioclásio envolvidos pela foliação, com o desenvolvimento de sombras de pressão às vezes observáveis a olho nu. A foliação na borda sudeste do complexo é materializada por um bandamento gnáissico descontínuo de contatos difusos (Foto 4).

Conforme mostra a figura 2, a estrutura planar tende a acompanhar os contornos do corpo, mergulhando centrifugamente com valores mais acentuados na borda oeste e mais suaves na borda leste. Nas bordas norte e sul, a foliação tende a infletir progressivamente para leste-oeste, com mergulhos da ordem de 50° na borda sul e de 35° na norte. Nas porções mais internas do corpo o mergulho da foliação tende a diminuir chegando a se tornar horizontal, principalmente na porção centro-norte do corpo. A lineação de estiramento mantém uma atitude aproximadamente constante em todo o complexo, com caimentos de zero a 28° para N10-20E e, mais raramente, para SW (Fig. 2b). Nas proximidades de xenólitos e *roof pendants* a orientação das estruturas dos granitóides parece controlada pela geometria desses fragmentos. De modo geral, o desenvolvimento tanto da foliação quanto da lineação de estiramento parece mais intenso nas porções mais externas da intrusão.

Os gnaisses quartzo-feldspáticos que ocorrem na borda sudeste, próximo ao entroncamento da BR-392 com a BR-153, são petrográfica e geoquimicamente idênticos aos granitóides do complexo, exceto pelo grau de deformação que apresentam. Esta área deverá ser estudada em detalhe, visando estabelecer com maior segurança a posição do contato sudeste do complexo granítico. As bandas da estrutura gnáissica são formadas por granodioritos e tonalitos biotíticos, leucogranitos e granitóides transicionais, os últimos aparentemente predominantes em volume. O bandamento gnáissico mostra dobras isoclinais recumbentes, parcialmente transpostas, além de dobras abertas, mais jovens, com clivagem de fratura plano-axial. O significado dessas estruturas é objeto de estudos em andamento por L.A. Fernandes e M.F. Bitencourt.

Os dados disponíveis indicam, ainda, a presença de uma segunda foliação nas rochas graníticas, de caráter subordinado, cuja representatividade e significado deverão ser mais bem

Prancha 1 – Feições mesoscópicas das rochas do Complexo Granítico de Caçapava do Sul. 1. Relações de contato entre biotita granitóides (B) e granitóides transicionais (T). Escala = 15 cm. 2. Biotita granitóides miloníticos da borda oeste do complexo. Escala = 1 cm. 3. Leucogranitóides miloníticos da borda sudeste do complexo. Escala = 1 cm. 4. Biotita-muscovita granitóides gnaissicos da borda sudeste do complexo. Escala = 1 cm

Plate 1 – Mesoscopic features of Caçapava do Sul Granitic Complex rocks. 1. Contact relationship between biotite granitoids (B) and transitional granitoids (T). Scale: 15 cm. 2. Mylonitic biotite granitoids in the western border of the complex. Scale: 1 cm. 3. Mylonitic leucogranitoids in the southeast border of the complex. Scale: 1 cm. 4. Gneissic biotite-muscovite granitoids in the southeast border of the complex. Scale: 1 cm

avaliados nos trabalhos em andamento. Esta foliação corta a principal e, em determinados locais, tem características de uma clivagem de crenulação. Em certos casos, observa-se um alinhamento descontínuo de micas ao longo dos planos da foliação mais jovem (Foto 4). É possível que essa foliação menos representativa esteja relacionada ao terceiro evento de deformação registrado nas encaixantes.

A foliação principal observada no complexo granítico é correlacionável à foliação S_2 dos metamorfitos, tanto por seu paralelismo com esta estrutura, observado na maior parte das zonas de contato e em apófises, quanto pelas transformações mineralógicas que apresenta, compatíveis com as condições de fácies xistos verdes que caracterizam o segundo evento de metamorfismo regional. Deve-se ressaltar, no entanto, que os minerais orientados na foliação dos granitóides (principalmente anfibólio e biotita) parecem predominantemente ígneos e apenas parcialmente transformados, conforme discute o item relativo ao metamorfismo. Tais características são sugestivas de que a intrusão foi sincrônica a D_2 - M_2 . O desenvolvimento de pontos tríplices, assimétricos em relação ao maior alongamento do corpo, na foliação S_2 das encaixantes (Fig. 2) é, de acordo com autores como Brun & Pons (1981), também sugestivo de sua contemporaneidade.

PETROGRAFIA O Complexo Granítico de Caçapava do Sul é constituído por biotita granodioritos, tonalitos, quartzodioritos contendo esporadicamente anfibólios cálcicos e mon-

zogranitos e sienogranitos com teores variáveis de biotita e, mais raramente, moscovita (Fig. 3).

O plagioclásio é mais cálcico nos biotita granitóides (An_{14-32}); nos termos leucocráticos, o conteúdo de anortita decresce (An_{20-13}), sendo também verificada a presença de albita (An_{8-2}) como grãos límpidos e xenomórficos, principalmente nestes últimos. Os cristais de plagioclásio são frequentemente zonados, mostram maclas polissintéticas encurvadas, extinção ondulante, subgrãos e *kink bands*. Frequentemente mostram transformações para micas brancas, epidoto, calcita e anéis de albita. Nos biotita granitóides seus contornos são em geral arredondados, sendo subidiomórficos a xenomórficos nos demais tipos.

O feldspato alcalino, frequentemente com macla em padrão *tartan*, pode ser subidiomórfico nos biotita granitóides, embora predominem os grãos xenomórficos. Inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita e allanita são observadas com frequência, sendo a última restrita principalmente ao grupo dos biotita granitóides. Pertitas são mais abundantes nos termos transicionais e leucocráticos. Formação de subgrãos, extinção ondulante e associação com mirmequitos são feições comumente observadas. Podem ocorrer transformações para micas brancas e calcita.

O quartzo ocorre como cristais xenomórficos, mostrando com frequência contatos suturados, extinção ondulante, subgrãos e recristalização dinâmica de grãos. Estruturas de poligonização são raramente observadas.

Figura 2 – Esboço estrutural do complexo granítico e encaixantes. (a) trends da xistosidade principal dos metamorfitos a partir de Ribeiro & Carraro (1971) e Bitencourt (1983 b), e comportamento espacial da foliação principal dos granitóides; (b) e (c) projeção equiárea, hemisfério inferior, de pólos da foliação dos granitóides e lineações de estiramento, respectivamente.

Figure 2 – Structural sketch of the granitic complex and host rocks. a) trends of the main schistosity in metamorphic rocks after Ribeiro & Carraro (1971) and Bitencourt (1973b). Distribution of the main foliation in the granitoids; (b) and (c) Schmidt net, lower hemisphere, showing poles of the main foliation of granitoids and stretching lineation, respectively.

A *biotita* é o mineral máfico predominante; apresenta pleocroísmo de castanho-escuro a amarelo-claro e contém inclusões de zircão e apatita. Intercrescimentos epitáxicos com clorita ou moscovita são comumente observados. Cristais menores de biotita verde desenvolvem-se geralmente em torno da biotita castanha. Nos granitóides leucocráticos a biotita é rara e mostra feições de desequilíbrio, apresentando-se cloritizada, moscovitizada e com óxidos de ferro ao longo das clivagens.

O *anfíbólio*, com características ópticas próprias das hornblendas, é de ocorrência restrita aos denominados biotita granitóides. Mostra-se isorientado, juntamente com as micas, ao longo da foliação principal.

A *moscovita* desenvolve-se geralmente como produto de transformação da biotita. Nos termos leucocráticos mais diferenciados, ela pode aparecer como acessório mais abundante, subidiomórfica, com feições de mineral primário, orientada segundo a foliação principal.

A *allanita* é de ocorrência restrita aos biotita granitóides e raros tipos transicionais, exibindo com frequência coroas de

epídoto (pistacita). Raramente observam-se cristais metamictizados.

Figura 3 – Diagrama QAP para composição modal das rochas estudadas. ● = biotita granitóides; △ = granitóides leucocráticos, x = granitóides transicionais

Figure 3 – QAP diagram with modal composition of the studied rocks. ● = biotite granitoids, △ = leucocratic granitoids, x = transitional granitoids

Epídoto, *esfeno*, *apatita* e *zircão* são mais abundantes nos tipos mais ricos em biotita. A *granada* é comum em alguns leucogranitóides, associada ou não à moscovita, sendo também encontrada em alguns aplitos e microgranitos. Seus cristais estão em equilíbrio e são envolvidos pela foliação nos moscovita granitóides. A *fluorita* é de ocorrência rara, restrita aos leucogranitóides, principalmente como inclusão em cristais de quartzo. O mineral opaco mais abundante é a *magnetita* em todos os granitóides estudados. Raros cristais de *ilmenita* foram identificados nos tipos mais leucocráticos. *Magnetita titanífera* parece ocorrer como produto de transformação da biotita. *Hematita* foi também identificada em raras amostras.

Os granitóides estudados são predominantemente equigranulares médios a finos e mostram uma estrutura porfiroclástica superimposta em graus variáveis, em função do grau de deformação. A proporção relativa de matriz milonítica para porfiroclastos permite classificar as amostras, sob este ponto de vista, como protomilonitos a milonitos (Sibson 1977), sempre com a característica ígnea preservada em maior ou menor grau.

A matriz milonítica é composta por quartzo e feldspatos, além de biotita, clorita, epídoto e minerais opacos. Nos termos mais leucocráticos é mais comum a presença de quartzo fitado, definindo a foliação. Quando presentes em quantidades significativas, biotita, anfíbólio, moscovita e clorita definem a orientação da foliação.

Os minerais mais comumente porfiroclásticos são feldspatos alcalinos e plagioclásios, geralmente arredondados ou alongados paralelamente à foliação que os envolve, com ou sem sombras de pressão. Essas são em geral assimétricas e compostas por quartzo e, subordinadamente, feldspatos (Fotos 5 e 6). Extinção ondulante e transformações parciais são comuns nos porfiroclastos, sendo a formação de subgrãos subordinada em ambas as espécies. Nos plagioclásios observam-se *kink bands* e recristalização dinâmica nas proximidades de microfissuras.

Intercrescimentos mirmequíticos são observados em todos os grupos granitóides, seja na borda de porfiroclastos (Foto 5), seja no interior de grãos menores ou disseminados.

A ocorrência de uma estrutura bandada incipiente é reconhecida em algumas lâminas delgadas, definida pela alternância de bandas descontínuas de quartzo e feldspatos de grão fino, contendo moscovita oxidada, restos de biotita cloritizada e restos de biotita moscovitizada com bandas de quartzo recristalizado e porfiroclastos de feldspatos.

Para a definição da ordem de cristalização nos biotita granitóides utilizou-se o critério de inclusões, já que os demais critérios são comprometidos por prováveis recristalizações metamórficas. De acordo com estas evidências, hornblenda, biotita e plagioclásio juntamente com apatita, allanita, zircão e magnetita são as fases mais precoces, seguindo-se quartzo e feldspato alcalino.

As características mineralógicas e texturais dos leucogranitóides do complexo permitem identificá-los como diferenciados da série cálcico-alcalina ou subalcalina, de acordo com os critérios sugeridos por Bonin (1982).

METAMORFISMO A estrutura macro e microscópica

Prancha 2 – Feições microscópicas das rochas do Complexo Granítico de Caçapava do Sul. 5. Porfiroclastos de K-feldspato com sombra de pressão e intercrescimentos mirmequíticos. LP, escala = 0,5 mm 6. Porfiroclasto alongado de K-feldspato com sombra de pressão assimétrica e coroas de epidoto em torno da allanita. LP, escala 0,5 mm 7. Subgrãos em cristais de quartzo estirados nos leucogranitóides. LP, escala = 0,5 mm; 8. Transformação parcial de biotita em muscovita em muscovita granitóide gnáissico. LP, escala = 0,2 mm. (b) biotita, (m) muscovita

Plate 2 – Microscopic features of Caçapava do Sul Granitic Complex rocks. 5. K-feldspar porphyroclasts with pressure shadow and myrmekites. PL, scale: 0.5 mm. 6. K-feldspar elongated porphyroclast with asymmetric shadow pressure and epidote rings surrounding allanite. PL, scale: 0.5 mm. 7. Subgrains in elongated quartz crystals in leucogranitoids. PL, scale 0.5 mm. 8. Partial transformation of biotite to muscovite in muscovite gneissic granitoids. PL, scale: 0.2 mm (b) biotite (m) muscovite.

dos granitóides do complexo é compatível com a ocorrência de deformação no estado sólido durante ou imediatamente após sua colocação. A formação de subgrãos, comumente observada em cristais de quartzo (Foto 7) e subordinadamente em plagioclásio e feldspato alcalino, bem como a recristalização dinâmica generalizada do quartzo são evidências de que essas rochas foram submetidas a um evento deformacional quando já se comportavam fisicamente como um sólido, podendo ou não haver pequena porcentagem de líquido intersticial.

Dados da literatura indicam temperaturas da ordem de 300°C para a formação de subgrãos e recristalização dinâmica de feldspato alcalino, 500°C (Voll 1976, 1980) e 520°C (Altenberger *et al.* 1988) para o plagioclásio, com a formação de subgrãos nos dois últimos iniciando-se a cerca de 50°C abaixo. Considerando os dados acima pode-se estabelecer uma temperatura mínima da ordem de 450°C a no máximo 480°C para a deformação observada nas rochas graníticas do complexo estudado.

Independente da fácies petrográfica, os granitóides mostram uma série de transformações mineralógicas que resultaram da instabilização de associações ígneas primárias. Feições

texturais como zanação oscilatória de plagioclásio, micropertitas finas e macias de crescimento são comumente preservadas. Plagioclásio e biotita parecem ter constituído as fases mais sensíveis às modificações metamórficas, principalmente se forem considerados os termos mais básicos do complexo, como biotita tonalitos e granodioritos.

O plagioclásio mostra transformação parcial em epidoto, micas brancas, com calcita subordinada, principalmente no núcleo de cristais primários zonados. A geração de anéis de epidoto em torno de allanita primária (Foto 6) bem como a formação de epidoto de grão fino na matriz milonítica, observadas em biotita granitoides, tem sido utilizadas por autores como Anderson & Rowley (1981) como indicadores da transformação de plagioclásios durante a história *subsólido* de intrusões sin-cinemáticas. Em algumas amostras do complexo foi determinada a presença de albita (An₈₋₂) formada às expensas de plagioclásios primários mais cálcicos. Entretanto, a extensão dessa transformação só pode ser verificada com determinações precisas em um número maior de amostras.

A transformação parcial de biotita primária é indicada por intercrescimentos epitáxicos com clorita ou apenas pela cloritização parcial de suas lamelas; a geração de biotita verde de grão fino na borda de cristais maiores ou na matriz milonítica é também proveniente da transformação de biotita primária.

A formação de moscovita secundária é observada nos três grupos petrográficos, muitas vezes comprovadamente formada a partir de antigos cristais de biotita (Foto 8). Essa transformação se verifica nas porções de borda ou topo do complexo, coincidindo também com termos mais fortemente deformados. Em granitoides transicionais da borda sudeste essa transformação progressiva foi registrada no campo, intensificando-se do centro para a borda, passando-se de biotita granitoides para moscovita-biotita granitoides, para biotita-moscovita granitoides gnáissicos (Foto 4). Tal condicionamento geológico é também sugestivo do caráter metamórfico dessa transformação.

Intercrescimentos mirmequíticos são também observados em todas as fácies petrográficas estudadas e é comum sua localização nas bordas de porfiroclastos alongados opostas às da sombra de pressão (Foto 5), embora também possam ocorrer no interior de grãos de feldspatos e na matriz milonítica. Simpson (1985) discute a formação de mirmequitos relacionados à deformação de granitoides numa zona de cisalhamento, quando esses intercrescimentos mostram a mesma disposição

geométrica observada nas rochas presentemente estudadas. Como esta região dos porfiroclastos é ortogonal à direção de encurtamento finito, a tensão diferencial imposta aos cristais de feldspato propiciaria a formação de intercrescimentos a partir de uma combinação de fluxo difusional (*diffusional creep*) com o modelo de difusão-exsolução de Schwantke (1909), facilitando a difusão diferenciada de íons.

Considerando as observações acima, sugere-se que as transformações abaixo relacionadas estão ligadas ao evento metamórfico regional de fácies xistos verdes registrado nas encaixantes.

1. Quartzo → subgrãos, recristalização dinâmica, poligonização.
2. Feldspatos → subgrãos, formação de micas brancas, epidoto, albita, calcita e microclínio.
3. Allanita → epidoto (pistacita).
4. Esfeno → minerais opacos + epidoto (?).
5. Biotita → clorita + opacos ± esfeno.
→ moscovita ± minerais opacos.
→ biotita verde ± minerais opacos.

Dado o caráter precoce do anfibólito bem como a observação textural de que a biotita formada a partir do mesmo tem as mesmas características ópticas da biotita primária, sugere-se que a transformação desse mineral seja ainda pertencente à evolução ígnea da rocha. Entretanto o estudo químico mais detalhado desses minerais pode mostrar que suas modificações envolveram ambos os processos.

GEOQUÍMICA Com base nos estudos de campo e petrográficos foram selecionadas 38 amostras representativas dos três tipos litológicos dominantes no Complexo Granítico de Caçapava do Sul. A sua localização dos pontos analisados é mostrada na figura 1. Foram excluídos dos objetivos deste trabalho os aplitos, microgranitos e rochas pegmatoides. Análises químicas para elementos maiores e traços foram realizadas no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da UFRGS, sendo as determinações de Na, Li, Ni, Co, Cu, Pb, Zn e Mg executadas por espectrometria de absorção atômica e os demais elementos por fluorescência de raios X. Elementos terras-raras (ETR) foram dosados em oito amostras pelo laboratório da Geosol, sob responsabilidade do Dr. C.V. Dutra e nos laboratórios da Universidade de Londres pelo Dr. J.N. Walsh.

As tabelas 1 e 2 mostram os resultados obtidos. Na tabela 3

Tabela 1 – Concentrações de elementos maiores (% em peso) e traços (ppm) em biotita granitoides do Complexo Granítico de Caçapava do Sul. n.d. = não determinado

Table 1 – Major elements (weight %) and trace elements concentrations (ppm) of biotite granitoids from the Caçapava do Sul Granitic Complex. n.d. = not determined

	C-01	C-02	CO-3A	CGC-01	CGC-04	CGC-07A	CGC-10	CGC-12	CGC-13	CGC-21	CGC-22	CGC-22D	CGC-23B	CGC-26	CGC-31A	CGC-32	MÉDIA
SiO ₂	71,92	71,45	70,71	69,90	67,85	69,48	69,17	71,88	73,24	72,87	67,83	69,86	70,67	72,67	70,40	72,62	70,76
TiO ₂	0,33	0,27	0,34	0,40	0,50	0,42	0,42	0,29	0,32	0,27	0,44	0,36	0,35	0,28	0,35	0,31	0,35
Al ₂ O ₃	14,00	14,27	13,78	14,00	14,82	14,59	15,04	14,35	14,83	14,48	15,70	14,46	15,19	14,62	14,87	14,04	14,57
Fe ₂ O ₃	2,10	1,93	3,78	2,21	2,75	1,55	0,83	0,84	0,77	0,89	1,30	0,44	0,58	1,24	1,01	0,56	1,42
FeO	1,59	1,36	1,59	2,00	2,32	1,32	2,05	1,31	1,17	1,03	1,98	1,73	1,47	0,83	1,31	1,46	1,53
MnO	0,04	0,04	0,05	0,04	0,07	0,06	0,06	0,04	0,04	0,05	0,07	0,04	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05
MgO	0,66	0,45	0,87	0,99	0,70	0,68	0,83	0,58	0,37	0,45	1,37	1,12	0,37	0,15	0,70	0,54	0,68
CaO	1,85	1,85	1,90	2,63	2,31	1,62	2,45	1,99	2,05	1,51	2,61	2,18	2,30	1,70	1,94	1,66	2,03
Na ₂ O	3,84	3,81	3,48	4,44	4,03	5,17	4,31	4,38	4,37	4,24	4,98	4,45	5,37	4,45	4,04	3,97	4,33
K ₂ O	3,54	3,26	3,64	2,62	3,14	2,94	3,13	3,31	2,87	4,03	1,86	3,40	2,25	4,15	3,50	3,80	3,22
P ₂ O ₅	0,11	0,09	0,11	0,13	0,13	0,13	0,14	0,10	0,11	0,10	0,13	0,11	0,11	0,11	0,12	0,10	0,11
H ₂ O	0,11	0,14	0,12	0,18	0,14	0,18	0,25	0,12	0,17	0,17	0,37	0,18	0,17	0,11	0,15	0,09	0,17
P.F.	0,41	0,42	0,54	0,82	0,54	1,13	1,13	0,45	0,47	0,47	0,85	1,04	0,55	0,41	0,59	0,43	0,65
Total	100,50	99,34	100,91	100,06	99,30	99,27	99,81	99,64	100,56	100,56	99,49	99,37	99,31	100,75	99,02	99,63	99,86
Zr	470	145	175	180	310	195	240	170	170	150	235	215	170	185	255	180	196,56
Sr	400	475	415	530	430	415	495	395	515	405	500	410	630	385	525	325	453,13
Ba	2050	1790	2720	1890	2715	1905	1805	1805	1435	1425	925	1745	1030	2045	3305	2060	1915,63
Rb	60	65	75	80	60	55	75	75	60	90	70	75	40	90	65	100	70,94
Li	21	22	41	43	43	16	65	29	27	37	45	29	13	28	51	35	34,06
Ni	19	19	23	24	18	24	28	24	20	20	27	24	27	20	22	21	22,5
Co	10	6	8	11	9	16	14	11	3	6	10	10	19	10	8	10	10,06
Cu	6	5	8	11	6	n.d.	10	7	7	15	23	20	4	17	10	4	10,02
Pb	21	17	10	15	14	4	15	14	23	33	12	20	4	6	15	18	14,81
Zn	47	44	51	66	71	n.d.	68	65	58	56	84	57	51	97	59	63	62,47

Tabela 2 – Concentrações de elementos maiores (% em peso) e traços (ppm) nos granitóides transicionais e leucocráticos do Complexo Granítico de Caçapava do Sul

Table 2 – Major elements (weight %) and trace elements concentrations of transitional and leucocratic granitoids

	C-04B	CGC-06D	CGC-09	CGC-11	CGC-15	CGC-20	CGC-20B	CGC-24A	CGC-35	CGC-57E	MÉDIA
SiO ₂	76,08	76,09	74,69	74,55	75,76	73,21	74,37	77,39	75,11	73,39	75,06
TiO ₂	0,07	0,25	0,23	0,13	0,14	0,14	0,12	0,24	0,13	0,24	0,16
Al ₂ O ₃	13,36	12,82	14,06	13,97	13,84	15,26	14,51	13,91	13,91	13,43	13,09
Fe ₂ O ₃	1,13	2,30	0,71	0,85	0,68	1,06	0,73	0,79	0,60	2,23	1,10
FeO	0,21	0,11	0,04	0,04	0,23	0,05	0,08	0,25	0,04	0,48	0,34
MnO	0,01	0,01	0,09	0,07	0,01	0,01	0,01	0,09	0,01	0,01	0,03
MgO	0,08	0,05	0,01	–	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,16	0,04
CaO	0,79	0,94	0,96	0,57	0,97	0,59	0,42	0,89	0,55	1,05	0,77
Na ₂ O	3,24	3,70	4,78	4,25	4,17	3,44	3,63	2,08	4,36	4,65	3,83
K ₂ O	4,89	4,25	4,11	5,34	4,37	4,54	4,75	3,37	4,44	3,90	4,39
P ₂ O ₅	–	0,05	0,11	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05	0,07	0,04	0,06
H ₂ O	0,14	0,07	0,12	0,10	0,13	0,18	0,18	0,17	0,15	0,09	0,13
P.F.	0,38	0,41	0,29	0,37	0,34	1,20	1,01	1,45	0,53	0,62	0,66
Total	100,38	101,05	100,20	100,31	100,72	99,78	99,91	100,71	99,91	100,29	100,32

Zr	60	70	55	75	85	34	30	100	40	91	64,28
Sr	185	29	30	95	125	140	125	55	30	95	120,83
Ba	460	47	100	550	300	605	525	235	45	392	352,50
Rb	140	107	220	220	100	105	105	112	180	165	147,75
Li	11	5	13	5	4	5	4	7	8	14	7,60
Ni	21	14	14	6	6	19	18	20	17	15	15,00
Co	7	11	8	9	2	13	6	11	12	11	9,00
Cu	5	2	9	1	1	6	4	2	20	3	5,30
Pb	23	17	45	49	28	4	14	60	48	14	29,80
Zn	14	15	56	17	17	34	29	18	16	36	25,20

	CGC-10A	CGC-05	CGC-06	CGC-08	CGC-14	CGC-22A	CGC-23A	CGC-23C	CGC-24	CGC-31	CGC-33	CGC-37	MÉDIA
SiO ₂	76,73	75,82	74,43	72,89	76,05	75,26	72,33	70,78	73,12	74,36	73,73	73,21	74,06
TiO ₂	0,14	0,10	0,18	0,30	0,16	0,15	0,12	0,34	0,15	0,19	0,23	0,21	0,19
Al ₂ O ₃	12,48	12,75	13,48	14,21	13,09	13,28	14,49	14,80	14,61	13,74	14,28	13,73	13,75
Fe ₂ O ₃	0,74	1,87	0,57	1,02	1,24	0,70	0,35	1,35	0,28	0,92	0,87	0,61	0,88
FeO	0,10	0,22	0,51	0,43	0,05	0,24	0,20	1,14	0,20	0,24	0,44	0,74	0,38
MnO	0,02	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	0,10	0,03	–	0,02	0,07	0,03	0,03
MgO	0,02	0,21	0,05	0,06	0,01	0,04	0,02	0,70	0,07	0,05	0,07	0,07	0,11
CaO	0,72	0,48	1,21	1,14	0,58	0,86	0,45	2,04	0,73	0,87	1,05	1,47	0,97
Na ₂ O	4,09	3,57	3,77	4,24	3,71	3,64	2,90	4,92	4,98	4,24	4,38	4,52	4,08
K ₂ O	4,26	4,35	4,78	4,04	4,34	5,03	7,68	1,94	4,68	3,75	3,80	3,87	4,38
P ₂ O ₅	0,09	0,01	0,08	0,10	0,06	0,08	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,10	0,07
H ₂ O	0,13	0,20	0,10	0,20	0,20	0,42	0,11	0,12	0,14	0,21	0,17	0,10	0,18
P.F.	0,41	0,67	0,49	0,53	0,72	0,58	0,35	0,86	0,52	0,66	0,61	0,40	0,57
Total	99,93	100,26	99,67	99,20	100,22	100,30	99,17	99,08	99,55	99,32	99,77	99,06	99,63

Zr	70	85	105	120	125	75	40	297	80	115	140	115	97,27
Sr	135	145	315	150	120	295	200	582	110	310	295	280	214,09
Ba	530	985	1205	980	1745	1320	1595	1230	795	1405	1355	1080	1181,36
Rb	130	95	120	145	95	140	170	45	150	100	215	90	131,81
Li	7	2	22	22	10	16	3	9	8	11	43	32	15,42
Ni	17	16	9	14	16	17	17	20	19	19	21	19	17,00
Co	11	10	13	3	8	9	8	13	11	12	12	13	10,25
Cu	3	3	1	9	6	4	5	3	28	9	14	14	8,25
Pb	25	15	30	30	34	27	8	4	66	20	33	12	25,00
Zn	34	9	22	48	30	30	18	44	24	25	79	86	37,42

são apresentados os valores normativos (CIPW) indicando o caráter predominantemente metaluminoso evidenciado pelo teor de coríndon normativo inferior a 1% na maioria das amostras, tornando-se peraluminoso em algumas rochas mais altamente diferenciadas.

No que diz respeito aos teores de álcalis e cálcio, os granitóides mostram comportamento cálcico-alcalino, tanto de acordo com Peacock (1931) ou Brown (1979) (Fig. 4), como pelos baixos valores de (Na₂O+K₂O) com referência a 70% de SiO₂. Sartori & Kawashita (1985) apresentam dados de

Tabela 3 – Composição normativa (CIPW) dos biotita-granitóides do Complexo Granítico de Caçapava do Sul

Table 3 – Normative composition (CIPW) of biotite granitoids

		C-01	C-02	C-03A	CGC-01	CGC-04	CGC-07A	CGC-10	CGC-12	CGC-13	CGC-21	CGC-22	CGC-22D	CGC-23B	CGC-26	CGC-31A	CGC-32
	Q	31,13	32,25	31,50	26,49	26,26	23,87	24,97	28,36	31,79	28,87	23,68	23,95	24,95	27,36	28,22	30,16
	or	20,94	19,28	21,53	15,50	18,57	17,39	18,51	19,58	16,98	23,84	11,01	20,11	13,31	24,55	20,70	22,48
	ab	32,45	32,20	29,41	37,53	34,06	43,69	36,43	37,02	36,93	35,83	42,09	37,61	45,39	37,61	34,14	33,66
	an	8,47	8,59	8,72	10,49	10,62	7,19	11,25	9,23	9,46	6,84	12,11	9,40	10,67	7,62	8,85	7,59
	C	0,74	1,31	0,91	—	0,89	0,25	0,43	0,17	1,06	0,62	1,05	—	—	—	1,18	0,60
	wo	—	—	—	0,71	—	—	—	—	—	—	—	0,29	0,01	0,04	—	—
Di	fs	—	—	—	0,22	—	—	—	—	—	—	—	0,13	0,01	0,03	—	—
	en	—	—	—	0,45	—	—	—	—	—	—	—	0,16	0,01	0,03	—	—
Hi	fs	0,64	0,46	—	0,98	1,16	0,45	2,38	1,23	0,98	0,71	1,83	2,09	1,63	0,03	0,99	1,70
	en	1,64	1,13	2,18	2,02	1,75	1,70	2,08	1,45	0,93	1,13	3,43	2,64	0,92	0,34	1,75	1,35
	mt	3,05	2,80	4,14	3,20	3,99	2,25	1,20	1,22	1,12	1,29	1,89	0,64	0,84	1,80	1,47	0,81
	he	—	—	0,93	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	il	0,63	0,51	0,65	0,76	0,95	0,80	0,80	0,55	0,61	0,51	0,84	0,68	0,67	0,53	0,67	0,59
	ap	0,24	0,19	0,24	0,28	0,28	0,28	0,31	0,22	0,24	0,22	0,28	0,24	0,24	0,24	0,26	0,22

Tabela 4 – Composição normativa (CIPW) dos granitóides-transicionais do Complexo Granítico de Caçapava do Sul

Table 4 – Normative composition (CIPW) of transitional granitoids

		C-03	C-06	C-08	CGC-10A	CGC-14	CGC-22A	CGC-23A	CGC-23C	CGC-24	CGC-31	CGC-33	CGC-37
	Q	37,12	31,71	30,55	24,69	29,43	33,18	25,28	29,34	24,81	33,64	31,59	28,94
	or	25,73	28,27	23,89	34,72	24,31	29,75	45,43	11,47	27,68	22,18	22,48	22,89
	ab	30,17	31,86	35,83	34,65	40,39	30,76	24,51	41,58	42,09	35,83	37,02	38,20
	an	2,32	5,49	5,01	3,19	4,05	3,75	1,78	9,74	3,17	3,86	4,76	5,71
	C	1,31	0,08	1,01	0,18	0,25	0,46	0,73	1,03	0,18	1,28	1,21	—
	wo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,39
Di	fs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,31
	en	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11
Hi	fs	—	0,17	—	—	—	—	—	0,42	—	—	—	0,20
	en	0,53	0,13	0,15	—	0,03	0,10	0,05	1,75	0,18	0,13	0,18	0,07
	mt	0,42	0,83	0,51	—	—	0,34	0,30	1,96	0,21	0,22	0,75	0,88
	he	1,58	—	0,66	0,40	0,71	0,47	0,15	—	0,14	0,77	0,35	—
	il	0,19	0,34	0,57	0,40	0,08	0,29	0,23	0,65	0,29	0,36	0,44	0,39
	ap	0,22	0,17	0,22	0,19	0,24	0,17	0,15	0,13	0,15	0,15	0,15	0,22
	ru	—	—	—	0,01	0,19	—	—	—	—	—	—	—

Tabela 5 – Composição normativa (CIPW) dos granitóides-leucocráticos do Complexo Granítico de Caçapava do Sul

Table 5 – Normative composition (CIPW) of leucocratic granitoids

		C-04B	CGC-06D	CCG-09	CGC-11	CGC-15	CGC-20	CGC-20B	CGC-24A	CGC-35	CGC-57E
	Q	36,73	36,38	29,43	28,39	32,91	34,74	34,35	50,59	31,79	29,08
	or	28,92	25,14	24,31	31,59	25,85	26,85	28,09	19,93	26,26	23,07
	ab	27,38	31,27	40,39	35,92	35,25	29,07	30,68	17,58	36,85	39,30
	an	3,92	4,34	4,05	2,37	4,36	2,47	1,63	4,09	2,27	4,22
	C	1,28	0,53	0,25	0,31	0,64	3,78	2,79	5,33	1,08	—
	wo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,31
Di	fs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	en	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,26
Hi	fs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	en	0,20	0,13	0,03	—	0,03	0,08	0,08	0,08	0,03	0,14
	mt	0,47	—	—	—	0,33	—	—	0,11	—	0,85
	he	0,80	2,30	0,71	0,85	0,45	1,06	0,73	0,71	0,60	1,64
	il	0,13	0,23	0,08	0,08	0,27	0,11	0,17	0,46	0,08	0,46
	ap	—	0,11	0,24	0,15	0,15	0,15	0,15	0,11	0,15	0,09
	ru	—	0,13	0,19	0,09	—	0,08	0,03	—	0,09	—

Tabela 6 – Concentrações (ppm) de elementos terras raras e ítrio nos granitóides do Complexo Granítico de Caçapava do Sul

Table 6 – Rare-earth elements and yttrium concentration (ppm) of the granitoids

Elemento Amostra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Y
C-01	46,27	96,13	10,76	32,18	4,69	1,10	3,53	2,99	0,63	1,94	1,33	0,22	14,46
C-02	29,64	58,30	7,85	21,17	3,20	0,97	2,409	2,03	0,61	1,32	0,97	0,16	10,30
CGC-01	70,116	140,57	15,69	42,56	5,517	1,15	3,929	3,789	1,01	2,83	2,46	0,40	22,28
CGC-05	15,37	37,87	4,93	14,96	2,78	0,5175	2,17	2,15	0,51	1,44	1,36	0,24	12,73
CGC-06	11,60	19,90	n.d.	8,60	1,40	0,41	1,37	1,48	0,27	0,98	1,13	0,19	n.d.
CGC-04B	3,082	11,78	0,74	2,29	0,52	0,43	0,40	0,709	0,17	0,51	0,71	0,14	5,03
CGC-11	6,5	11,2	n.d.	8,2	2,6	0,30	3,1	4,9	1,07	4,3	7,5	1,1	n.d.
CGC-15	8,6	3,4	n.d.	10,6	2,3	0,94	1,6	1,22	0,18	0,65	0,80	0,13	n.d.

Figura 4 – Diagrama de Brown (1979) aplicado aos granitóides estudados

Figure 4 – Brown's (1979) diagram applied to Caçapava Granitic Complex samples.

elementos maiores para 25 amostras deste complexo, correlacionando-os com o índice de diferenciação de Thornton & Tuttle (1960). Os *trends* lineares encontrados por Sartori & Kawashita, e confirmados no presente trabalho (Figs. 5 e 6), podem ser atribuídos aos seguintes processos evolutivos: fracionamento ou fusão parcial mantendo constante a assembléia fracionada ou residual, mistura de duas composições extremas ou, ainda, segregação de restitos como propõem Chappell *et al.* (1987). Sartori & Kawashita (1985) reconheceram também o caráter cálcico-alcálico de ambiente orogênico desses granitóides com base no diagrama de Brown (1979). Consta-se ainda nas figuras 5 e 6 que as rochas gnáissicas da borda sudeste do Complexo Granítico de Caçapava do Sul se enquadram nos padrões geoquímicos definidos pelas demais amostras, indicando que as mesmas fazem parte do complexo.

A comparação dos teores de elementos-traços, referidos a 70% de SiO₂, do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, com dados de associações graníticas de áreas tectonicamente bem definidas sugere que os biotita granitóides são similares aos granitóides da série cálcico-alcálica (Nardi 1986) desenvolvidos em áreas orogênicas com espessa crosta continental. Notar, por exemplo, os teores elevados de elementos litófilos de grande raio iônico como Ba, Sr e Rb. Utilizando o diagrama multielementar (Fig. 7) desenvolvido por Pearce *et al.* (1984), embora sem considerar Nb, Th, Hf e Ta, constata-se uma forte similaridade dos biotita granitóides estudados com aqueles de arcos vulcânicos maduros ou com os granitóides cálcico-alcálicos pós-colisionais revisados por Harris *et al.* (1986).

Dados de ETR para os biotita granitóides (Fig. 8a) normalizados pelos valores condriticos de Haskin *et al.* (1968) mostram padrões semelhantes aos verificados em granitóides da série cálcico-alcálica (Nardi 1988), como os do Batólito

Costeiro do Peru (Atherton *et al.* 1979), mostrando discreto enriquecimento em ETR leves, o que pode sugerir uma maior maturidade do arco magmático durante a intrusão granítica (Brown *et al.* 1984). O decréscimo dos teores de ETR com o aumento do grau de diferenciação, evidenciado no Complexo Granítico de Caçapava do Sul pela redução nos teores de MgO e TiO₂, é uma feição típica da evolução do magmatismo granítico cálcico-alcálico, como já referiram Pankhurst (1979), para as intrusões de Strontian e Foyers na Grã-Bretanha, ou Dodge *et al.* (1982), para granitóides da Sierra Nevada, EUA. Tal feição é por muitos autores atribuída à presença de hornblenda entre as fases fracionadas ou residuais.

Os termos mais diferenciados do complexo estudado apresentam teores de SiO₂ em torno de 75%, constituindo sistemas peculiares, para os quais os critérios usualmente empregados em estudos geoquímicos e petrogenéticos têm validade discutível. Diversos autores têm estudado sistemas semelhantes (Tuach *et al.* 1986, Hildreth 1981, Nash & Crecraft 1985, Mahood & Hildreth 1983) recomendando método específicos e sugerindo mecanismos de diferenciação próprios desses sistemas, como os discutidos por Hildreth (1981).

Comparando os teores dos elementos estudados com os descritos em granitóides leucocráticos de áreas geologicamente bem definidas, e observando os *trends* da maioria desses elementos nos vários tipos litológicos do complexo estudado, conclui-se que são similares aos granitóides leucocráticos de série cálcico-alcálica e podem ser produtos da diferenciação dos magmas que geraram os biotita granitóides. A associação dos termos mais diferenciados com rochas pegmatóides indica uma atividade relativamente elevada de fluidos nos estágios tardios da cristalização, responsável, talvez, pelo aumento de coríndon normativo decorrente de lixiviação dos álcalis.

Os padrões de ETR dessas rochas (Fig. 8b), embora determinados em apenas três amostras, indicam, por sua variabilidade, a possível atuação de processos envolvendo complexação de ETR pesados com voláteis, acumulações localizadas de feldspatos e, ainda, efeitos de segregação localizada. Torna-se assim evidente a necessidade de um maior detalhamento dos estudos geoquímicos com o objetivo de avaliar esses processos. No que concerne aos mecanismos referidos, cabe citar Sultan *et al.* (1986), que atribuem a origem de variações geoquímicas de caráter localizado observadas em alguns corpos graníticos a segregações durante a cristalização decorrentes da combinação de processos como *filter pressing*, diferenciação de fluxo, segregação gravitacional e outros.

Em relação ao forte empobrecimento em ETR e ao comportamento anômalo de Eu e Ce em algumas amostras de leucogranitóides (Fig. 8b), deve-se assinalar o trabalho de Charoy (1986), que constata feições semelhantes em apólitos e diferenciados feldspáticos do Granito de Carnmenellis, Cornualha. Mittlefehldt & Miller (1983) atribuem tais padrões empobrecidos em ETR leves, comuns em diferenciados graní-

Figura 5 – Diagramas de variação dos elementos maiores em relação ao índice de diferenciação de Thornton & Tuttle (1969). Amostras de gnaisses do complexo assinaladas com círculo

Figure 5 – Variation diagrams for major elements versus the differentiation index after Thornton & Tuttle (1969). Gneisses samples within circles

Figura 6 – Diagramas de variação dos elementos traços em relação ao índice de diferenciação de Thornton & Tuttle (1969). Amostras de gnaisses do complexo assinaladas com círculo

Figure 6 – Variation diagrams of trace elements versus the differentiation index after Thornton & Tuttle (1969). Gneiss samples within circles

Figura 7 – Aplicação do diagrama de Pearce et al. (1984) para os biotita granitóides do complexo estudado (linha cheia), granitóides de arco magmático do Chile (linha pontilhada) e granitóides sin-colisionais de Cornwall (linha tracejada)

Figure 7 – Pearce et al (1984) diagram applied for biotite granitoids (full line), granitoids from Chilean magmatic arc (dotted line) and Cornwall syn-collisional granites (stippled line).

ricos cálcico-alcalinos, ao fracionamento de monazita ou allanita. Hanson (1980) relaciona-os com lixiviação devida à alta atividade de fluidos. A presença de cloro ou flúor nestes poderia ocasionar a complexação dos ETR trivalentes, principalmente dos pesados, no caso do flúor (Humphris 1984), gerando algumas das variações observadas. O comportamento anômalo do Ce pode estar relacionado com sua oxidação e lixiviação preferencial em condições de alta pressão parcial de fluidos.

O caráter co-magmático dos leucogranitóides e biotita granitóides não pode ser comprovado pelos dados disponíveis. É válido, no entanto, afirmar que as evidências geoquímicas ora disponíveis são consistentes com a co-geneticidade dessas rochas. Os dados geoquímicos dos tipos transicionais apontam também para uma derivação por diferenciação magmática a partir do magma gerador dos biotita granitóides. O exame dos dados geoquímicos, com base em coeficientes de partição e nos dados petrográficos, permite sugerir o fracionamento mineral como causa dessa diferenciação. Deve-se, no entanto, ressaltar que a interpretação dos dados geoquímicos com base em coeficientes de partição, no caso das rochas graníticas, deve ser baseada em valores determinados no próprio sistema estudado. Diversos autores têm verificado a grande variabilidade dos coeficientes de partição em sistemas com conteúdos elevados de sílica, como, por exemplo, Mahood & Hildreth (1983) e Nash & Crecraft (1985), entre outros. Tais dados não foram determinados para as rochas estudadas e as considerações feitas a seguir baseiam-se em coeficientes de partição constantes na bibliografia citada e em Henderson (1982), tendo portanto um caráter preliminar e geral. A presença de plagioclásio entre as fases fracionadas é indicada pelo decréscimo acentuado de Sr, CaO e também de Na₂O e Al₂O₃. O decréscimo de MgO e ETR é compatível com o fracionamento simultâneo de hornblenda, impedindo a geração de anomalias pronunciadas de Eu. O forte decréscimo dos teores de Ba implica a presença de biotita e/ou feldspato alcalino na assembléia fracionada. Da mesma forma, o fracionamento de esfeno é sugerido pelo decréscimo de TiO₂, uma vez que as magnetitas detectadas não são titaníferas. O forte empobrecimento em

Figura 8 – Padrões de elementos terras raras normalizados (Haskin et al. 1968) dos biotita granitóides e granitóides transicionais (a) e granitóides leucocráticos (b) do complexo estudado

Figure 8 – Rare Earth Element normalized patterns (Haskin et al 1968) of biotite granitoids and transitional granitoids (a) and leucocratic granitoids (b).

ETR leves pode ser atribuído ao fracionamento de allanita. É importante enfatizar que os granitóides mais diferenciados mostram evidências, tais como a multiplicidade de padrões de ETR, anomalia negativa de Ce e positiva de Eu, sugestivas de atuação de voláteis e talvez de mecanismos de segregação localizada, superpondo-se ao mecanismo principal de diferenciação. Conclui-se, portanto, que os magmas mais diferenciados do Complexo Granítico de Caçapava do Sul podem ter sido gerados por fracionamento de plagioclásio + hornblenda + biotita e/ou feldspato alcalino + allanita + esfeno + apatita, a partir dos magmas geradores dos biotita granitóides. O

mesmo procedimento voltado para a origem do magma parental indica a ausência de quantidades significativas de feldspatos nos materiais residuais da fusão parcial, ocasionando os teores elevados de Ba e Sr, e ausência de anomalia negativa de Eu no líquido. Exclui-se também uma fonte metapelítica pelo caráter metaluminoso e relativamente sódico da fusão. Pequenas quantidades de fusão não são consistentes com a composição predominantemente granodiorítica, com os teores pouco elevados de elementos incompatíveis e com os altos teores de Sr e Ba, que implicam a ausência ou consumo de feldspatos da rocha submetida a fusão parcial. Da mesma forma, a presença de biotita no resíduo é incompatível com os altos teores de Ba. Tais evidências sugerem que esses magmas são gerados por grandes quantidades de fusão parcial na base da crosta ou por contaminação e diferenciação de magmas basálticos mantélicos.

GEOCRONOLOGIA Sartori & Kawashita (1985), com base em dados radiométricos K-Ar e Rb-Sr, sugeriram que as rochas do Complexo Granítico de Caçapava do Sul são contemporâneas e apresentam uma idade de 552 ± 4 Ma, obtendo uma razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,70503. Com a colaboração de E. Soliani Jr., os dados utilizados pelos autores citados foram reinterpretados considerando-se a subdivisão das rochas em granitóides biotíticos leucocráticos e transicionais. Constatou-se que a isócrona obtida pelos autores citados é gerada quase exclusivamente pelos tipos leucocráticos enquanto os demais apresentam pequena variação da relação $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$, não sendo possível a determinação de sua idade ou razão inicial. A reconstrução da isócrona com base só nas amostras de granitóides leucocráticos forneceu uma idade de 549 ± 2 Ma e $r_i = 0,7051$.

Os dados de campo, petrográficos e geoquímicos obtidos neste trabalho sugerem a contemporaneidade do magmatismo granítico e da segunda fase de deformação e metamorfismo, concluindo-se que esta idade corresponde ao evento de colocação do complexo ou representa um evento posterior responsável pelo reajustamento das proporções isotópicas, principalmente nos granitos leucocráticos.

CONSIDERAÇÕES GENÉTICAS A interpretação dos dados disponíveis bem como as razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ em torno de 0,705 permitem sugerir dois mecanismos alternativos preferenciais para a geração do magmatismo granítico estudado. Uma elevada quantidade de fusão da crosta inferior predominantemente granulítica, possivelmente relacionada com magmatismo basáltico mantélico, pode ser compatível com os altos teores de Ba e Sr, baixas razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, entre outras características já discutidas. Admite-se, ainda, que o magmatismo granítico possa resultar da diferenciação de magmas basálticos mantélicos contaminados por materiais da crosta inferior, como sugerem De Paolo & Farmer (1984) para granodioritos orogênicos do oeste da América do Norte. Hipóteses envolvendo fusão da crosta em níveis mais superficiais são difíceis de compatibilizar com as baixas razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, com os valores elevados de Sr e a ausência de anomalias negativas de Eu, contrapondo-se à ocorrência de quantidades significativas de feldspato no resíduo. A fusão de rochas granulíticas implicaria, por sua vez, aporte de voláteis e de elementos incompatíveis relacionados com o magmatismo mantélico associado.

O magmatismo granítico apresenta afinidade cálcico-alcalina e forte similaridade com aqueles gerados em regiões de arcos maduros ou pós-colisionais.

Os dados interpretados permitem supor que os magmas mais diferenciados, geradores dos granitóides leucocráticos, podem ter-se originado por fracionamento de fases precoces com plagioclásio, hornblenda, biotita, feldspato alcalino, allanita, esfeno e apatita por mecanismos como *filter pressing* ou diferenciação por fluxo durante a ascensão. Os tipos transi-

Figura 9 - Isócrona Rb/Sr dos granitóides leucocráticos do Complexo Granítico de Caçapava do Sul. $R_i = 0,70510$. Idade para $1,42 E-5 = 548,8 \pm 1,8$ Ma; MSWD = 10,282802

Figure 9 - Rb-Sr Isochrone of leucocratic granitoids from the Caçapava do Sul Granitic Complex. $R_i = 0.70510$. Age for $1.42E-5 = 548.8 \pm 1.8$ Ma MSWD = 10.282802.

cionais podem representar estágios intermediários do processo de fracionamento. A ocorrência de contatos internos nítidos e a presença de estruturas de fluxo nos tipos transicionais são indicativas de que a diferenciação se deu em níveis mais profundos do que o de posicionamento, tendo os líquidos diferenciados ascendido com diferentes viscosidades.

Tendo-se em conta os dados de Naney (1983) referentes à estabilidade da hornblenda em magmas granodioríticos, bem como a ordem de cristalização estabelecida para o complexo estudado, conclui-se que a quantidade de água dos magmas geradores dos biotita granitóides foi superior a 4%, admitindo-se pressões da ordem de 4-5 kb durante a cristalização daquele mineral. Considerando-se, ainda, o comportamento altamente incompatível da água durante a cristalização de magmas graníticos e supondo-se que esta evoluiu dos biotita granitóides em direção aos leucogranitos, conclui-se que o teor de água destes últimos deveria ser maior, como parece provável, no caso, dada a associação comum desta fácies com corpos pegmatíticos.

Nos granitóides leucocráticos mais diferenciados, a muscovita apresenta características que sugerem uma origem primária e precoce, embora a consideração do evento metamórfico superimposto imponha restrições a conclusões mais definitivas. Para vários autores (e.g. Clemens 1984) a presença de muscovita magmática indica pressões superiores a 4,5 kb durante a cristalização. No complexo granítico estudado foi identificada muscovita de provável origem magmática, indicativa de alta pressão de água, além de uma geração de muscovita proveniente da transformação metamórfica de biotita primária.

Os dados apresentados e discutidos permitem sugerir que o Complexo Granítico de Caçapava do Sul constitui um corpo diáprico intrudido durante a segunda fase de deformação observada nas encaixantes por Bitencourt (1983 a, b). As transformações mineralógicas observadas bem como as feições de recuperação e recristalização dinâmica de quartzo e feldspatos são compatíveis com as condições de fácies xistos verdes do metamorfismo M_2 registrado nas encaixantes. Tal fato sugere que a colocação do complexo ocorreu em nível de mesozona. A presença de xenólitos e *roóf pendants*, a evolução para tipos leucocráticos peraluminosos, a presença comum de pegmatitos e de muscovita primária nos tipos mais diferenciados, de ortoclásio e microclínio peritéticos são feições adicionais compatíveis com granitóides de mesozona, de acordo com os critérios de Hughes (1982, p. 80).

Considerando a disposição geométrica da foliação principal na intrusão mostrada na figura 2, e supondo-se que a mesma foi gerada durante a colocação diáprica sintectônica do com-

plexo, sugere-se que, ao nível de erosão atual, encontra-se exposta na parte oeste e sul uma porção mais profunda da intrusão em relação à parte norte e leste. Tal geometria da foliação é também a grosso modo coincidente com as áreas de predominância das três fácies graníticas, como já se expôs sugerindo, então, a localização das fácies mais diferenciadas no topo da intrusão. A presença de moscovita granitos e pegmatitos nesses locais parece ser uma evidência adicional no sentido de que esta teria sido uma porção mais diferenciada do corpo, mais rica em fluidos e, consequentemente, mais móvel. A ocorrência de *roof pendants* na borda leste-sudeste corrobora essa hipótese.

A similaridade de estilo, intensidade e orientação das estruturas *subsolidus* nas várias fácies do complexo bem como a observação de que a foliação atravessa contatos internos sugerem que a deformação principal, possivelmente resultante de um somatório das tensões diapíricas com as tensões regionais de D_2 , atingiu o complexo já como um conjunto e se prolongou até o final da sua colocação, o que é reforçado pela intensa foliação milonítica registrada em termos mais diferenciados, como leucogranitos e pegmatitos da borda sudeste.

A cronologia de colocação da intrusão relativa à história metamórfica e deformacional das rochas encaixantes presentemente proposta é compatível com a ocorrência de xenólitos de anfibolitos, provavelmente de M_1 , e com a ausência de uma auréola de metamorfismo de contato bem desenvolvida, já que, se algum efeito termal significativo da intrusão sobre as encaixantes ocorreu, provavelmente se somou ao efeito do metamorfismo regional. Adicionalmente, a intrusão de apófises e veios tardios nos planos axiais de dobras F_2 é também compatível com essa cronologia, do mesmo modo que, no complexo como um todo, podem ter-se formado dobras F_2 nos locais que já apresentavam uma anisotropia suficiente para permitir seu dobramento, como, parece ser o caso dos granitóides gnáissicos da borda sudeste. Entretanto, deve-se ressaltar que o estudo de detalhe da estrutura dos granitóides e de suas encaixantes poderá trazer novos dados que auxiliem na determinação da história desse magmatismo em relação à da deformação nas encaixantes e, ainda, no reconhecimento da história deformacional posterior à colocação.

CONTEXTO GEOTECTÔNICO O conhecimento geológico do Escudo Sul-Rio-Grandense carece ainda de evidências suficientes para a elaboração de modelos tectônicos mais precisos. Essa carência de dados é refletida na multiplicidade de modelos existentes envolvendo colisão continental, subducção dos tipos A ou B, retrabalhamento de crátons antigos etc. Os dados conhecidos sugerem, no entanto, como propõem vários autores (Fragoso-César 1980, Jost 1981, entre outros), a ocorrência de subducção do tipo B durante a Orogênese Brasileira. A presença de magmatismo tonalítico, com dioritos associados (Silva Filho & Soliani Jr. 1987), mostrando razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} indicativas de origem mantélica, bem como a ocorrência de magmatismo shoshonítico posterior (Nardi & Lima 1985), além de outras evidências, sugere a atuação do Ciclo de Wilson, isto é, consumo de crosta oceânica nos primeiros estágios da Orogênese Brasileira. Conforme os dados referidos por Soliani Jr. (1986), tal período se estenderia até por volta de 640 Ma, época de geração do magmatismo shoshonítico, indicando o final do referido Ciclo. Após esse período, o magmatismo passa a mostrar características alcalinas que indicam a finalização de mecanismos envolvendo consumo de crosta oceânica. A título de exemplo, pode-se citar como manifestações do magmatismo alcalino o Sienito Piquiri (570 Ma), pertita granitos do Complexo Granítico Lavras (550 Ma) e porções do Granito São Sepé (527 Ma) referidos por Soliani Jr. (1986). A evolução do magmatismo ora referido assemelha-se às situações descritas por Black *et al.* (1985), envolvendo a geração de suítes alcalinas supersaturadas em regimes

distensivos, em faixas móveis recentemente estabilizadas. Os autores citam como exemplos granitos permianos da Córsega, a série magmática de White Mountains e granitos jovens do oeste africano intrudindo as faixas pan-africanas.

Os dados discutidos no presente trabalho indicam que o Complexo Granítico de Caçapava do Sul e suas encaixantes metamórficas foram submetidos a metamorfismo e deformação há 550 Ma. Outras áreas do Escudo Sul-Rio-Grandense também registraram evidências de deformação e metamorfismo com idade semelhante a esta (Jost 1981, Jost & Bitencourt 1980, Silva Filho 1984, Bitencourt *et al.* 1987).

Tal contexto sugere que a Orogênese Brasileira evoluiu de um modelo tipo B, em seu estágio principal, para orogênese ensialica confinada a bacias mais restritas (tipo A, Kröner 1983) e cinturões de cisalhamento, sendo estes últimos registrados de modo mais evidente na porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense. Deste modo, é possível compreender a contemporaneidade do magmatismo alcalino de áreas estabilizadas com o metamorfismo, deformação e talvez magmatismo cálcico-alcalino, indicado pelos dados geocronológicos disponíveis atualmente para o Escudo Sul-Rio-Grandense. Deve-se considerar, no entanto, que os dados Rb-Sr disponíveis para os leucogranitóides sin- D_2 de Caçapava do Sul podem não representar a idade do magmatismo e mesmo do metamorfismo associado a D_2 , admitindo-se, neste caso, uma idade superior a 650 Ma para esse complexo, a exemplo de outros granitóides cálcico-alcalinos metamorfizados (M. Remus, em preparação) do Escudo Sul-Rio-Grandense.

CONSIDERAÇÕES FINAIS Os dados presentemente disponíveis permitem sugerir para o Complexo Granítico de Caçapava do Sul a hipótese evolutiva a seguir apresentada.

A origem do magma granítico está relacionada com magmatismo básico mantélico, seja por diferenciação direta e contaminação crustal, seja por fusão de rochas granulíticas influenciadas pelo magma mantélico. Em estágios precoces da ascensão, quando a porcentagem de cristais era ainda baixa, iniciou-se o processo de diferenciação envolvendo principalmente fracionamento de fases precoces. Com diferentes graus de cristalização e viscosidade, os magmas assim gerados foram colocados durante o metamorfismo de fácies xistos verdes que acompanhou a segunda fase de deformação regional. A ascensão diapírica do conjunto, favorecida pelas tensões regionais, imprimiu ao *crystal mush* estruturas de fluxo nas porções de mais baixa viscosidade, desencadeando processos de plasticidade intracristalina, em zonas nas quais o estágio de cristalização era mais avançado. O processo de deformação regional transcendeu a colocação do corpo acentuando estruturas previamente formadas e gerando feições adicionais compatíveis com as fases finais de D_2 e o estabelecimento de D_3 . Durante a colocação atuaram mecanismos de diferenciação associados à migração de voláteis e segregações localizadas, manifestados principalmente nos termos leucocráticos. Este evento, de idade provável de 550 Ma, está associado às fases tardias de evolução da Orogênese Brasileira, relacionado com a formação de bacias ensialicas e zonas de cisalhamento restritas a algumas porções do Escudo Sul-Rio-Grandense.

Agradecimentos O presente trabalho foi realizado com o apoio financeiro do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e Financiadora de Estudos e Projetos (Finep). Os autores agradecem aos pesquisadores L.A.D. Fernandes, E.F. de Lima, A. Fernández e E.F. Jardim de Sá, pelas discussões e críticas ao longo do trabalho. A participação dos bolsistas de iniciação científica do CNPq. (Carla Porcher, Rodrigo Rosa Cruz, Renata Schmidt e Luciane Fernandes) foi também fundamental para a realização do trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALTENBERGER, U.; HAMN, N.; KRUHL, J.H. 1988. Movements and metamorphism north of the Insubric Line between Val Loana and Val d'Ossola, N. Italy (Western Alps). *Jb. geol. B. A.*, 130(4):365-374.
- ANDERSON, J.L. & ROWLEY, M.C. 1981. Synkinematic intrusion of peraluminous and associated metaluminous granitic magmas, Whipple Mountains, California. *Can. Mineral.*, 19:83-101.
- ATHERTON, M.P.; MCCOURT, W.J.; SANDERSON, L.M.; TAYLOR, W.P. 1979. The geochemical character of the segmented Peruvian Coastal Batholith and associated volcanics. In: ATHERTON, M.P. & TARNEY, J. eds. *Origin of granite batholiths*. UK, Shiva Publishing, p. 45-64.
- BITENCOURT, M.F. 1983a. Metamorfitos da Região de Caçapava do Sul, RS. Geologia e relações com o corpo granítico. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 1, Porto Alegre, 1983. *Atas...* Porto Alegre, SBG, p. 37-48.
- BITENCOURT, M.F. 1983b. *Geologia, petrologia e estrutura dos metamorfitos da região de Caçapava do Sul, RS*. Porto Alegre, 161 p. (Dissert. Mestr. UFRGS).
- BITENCOURT, M.F.; REMUS, M.V.D.; NARDI, L.V.S. 1987. Complexos graníticos da região oeste do Escudo Sul-rio-grandense. In: CONGR. BRAS. GEOQ., 1, Porto Alegre, 1987. *Rot. Excursões...* Porto Alegre, SBGq, p. 55-90.
- BLACK, R.; LAMEYRE, J.; BONIN, B. 1985. The structural setting of alkaline complexes. *J. African Earth Sci.*, 3:5-16.
- BLUMENFELD, P.; MAINPRICE, D.; BOUCHEZ, J.L. 1986. C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics*, 127:97-115.
- BONIN, B. 1982. *Les granites des complexes annulaires*. Orléans. BRGM. 182 p. (Manuels et méthodes 4).
- BROWN, G.C. 1979. The changing pattern of batholith emplacement during Earth history. In: ATHERTON, M.P. & TARNEY, J. eds. *Origin of granite batholiths*. UK, Shiva Publishing, p. 106-115.
- BROWN, G.C. THORPE, R.S.; WEBB, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. London*, 141:413-426.
- BRUN, J.P. & PONS, J. 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 3:219-229.
- CARVALHO, P.F. 1932. *Reconhecimento geológico do Estado do Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro, IGMB. 72 p. (Bol. 66).
- CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R.; WYBORN, D. 1987. The importance of residual source material (restitute) in granite petrogenesis. *J. Petrol.*, 28:1111-1138.
- CHAROY, B. 1986. The genesis of the Cornubian Batholith (South-West England): the example of the Carnmenellis Pluton. *J. Petrol.*, 27:571-604.
- CLEMENS, J.D. 1984. Water contents of silicic to intermediate magmas. *Lithos*, 17:273-287.
- COMISSÃO BRASILEIRA DE NOMENCLATURA ESTRATIGRÁFICA. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. Guia Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(4):369-415.
- DE PAOLO, D.J. & FARMER, G.L. 1984. Isotopic data bearing on the origin of Mesozoic and Tertiary granitic rocks in the Western United States. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 310A:743-753.
- DODGE, F.C.W.; MILLARD, H.T.; ELSEHEIMER, H.N. 1982. Compositional variations and abundance of selected elements in granitoid rocks and constituent minerals, Central Sierra Nevada Batholith California. Washington DC, USGS. 24 p. (U.S. Prof. Paper 1248).
- FRAGOSO CÉSAR, A.R. 1980. O cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Filiciano no Escudo Uruguaio-Sulriograndense. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Baln. Camboriú, 1980. *Anais...* Baln. Camboriú, SBG, v. 5, p. 2879-2892.
- GOÑI, J.C.; GOSO, H.; ISSLER, R.S. 1962. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-riograndense. *Avulso Esc. Geol.*, UFRGS, 3:1-105.
- HANSON, G. 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 8:371-406.
- HARRIS, N.W.B.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. eds. *Collision tectonics*. Geol. Soc. p. 67-82. (Special Publ. 19).
- HASKIN, L.A.; HASKIN, M.A.; FREY, F.A. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: Ahrens, L.H. ed. *Origin and distribution of the elements*. Oxford, Pergamon. p. 889-912.
- HENDERSON, P. 1982. *Inorganic Geochemistry*. Oxford, Pergamon 335 p.
- HILDRETH, W. 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *J. Geoph. Res.*, 86(811):10153-10192.
- HUGHES, C.J. 1982. *Igneous petrology*. New York, Elsevier. p. 551.
- HUMPHRIS, S.E. 1984. The mobility of the rare earth elements in the crust. In: HENDERSON, P. ed. *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam, Elsevier. p. 317-342.
- JOST, H. 1981. *Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista Region, southern Brazil*. Georgia, 208p. (PhD Thesis, Univ. Georgia).
- JOST, H. & BITENCOURT, M.F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geol. Leop.*, 7(6):27-60.
- KRÖNER, A. 1983. Proterozoic mobile belt compatible with the plate tectonic concept. In: MEDANIS Jr., L.G.; BYERS, C.W.; MICKELSON, M.D.; SHANKS, W.C. eds. *Proterozoic geology: Selected papers from an International Proterozoic Symposium*. Colorado, Geol. Soc. Am. p. 59-74.
- LEINZ, V.; BARBOSA, A.F.; TEIXEIRA, E. 1941. *Mapa Geológico Caçapava-Lavras*. Porto Alegre, Secr. Agr. Ind. Com. 39 p. (Bol. 90).
- MAHOOD, G. & HILDRETH, W. 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47:11-30.
- MITTFELDELDT, D.W. & MILLER, C.F. 1983. Geochemistry of the Sweet-water Wash Pluton, California: Implications for "anomalous" trace element behavior during differentiation of felsic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47:109-124.
- NANEY, M.T. 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Am. J. Sci.*, 283:993-1033.
- NARDI, L.V.S. 1986. As rochas granitoides da série shoshonítica. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(1):3-10.
- NARDI, L.V.S. 1988. Geoquímica dos elementos terras-raras nas rochas graníticas da região centro-sul do Brasil. In: FORMOSO, M.L.L.; HARTMANN, L.A.; NARDI, L.V.S. eds. *Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil*. (no prelo).
- NARDI, L.V.S. & LIMA, E.F. 1985. A associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Rev. Bras. Geoc.*, 15(2):139-146.
- NASH, W.P. & CRECRAFT, H.R. 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 49:2309-2322.
- PANKHURST, R.J. 1979. Isotope and trace element evidence for the origin and evolution of Caledonian granites in the Scottish Highlands. In: ATHERTON, M.P. & TARNEY, J. eds. *Origin of granite batholiths*. UK, Shiva Publishing, p. 34-44.
- PEACOCK, M.A. 1931. Classification of igneous rocks series. *J. Geol. Chicago*, 39:54-67.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25:956-983.
- RIBEIRO, M. 1970. *Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM. p. 1-142. (Bol. 247).
- RIBEIRO, M. & CARRARO, C.C. 1971. *Geotectonic Map of the Caçapava do Sul Region - RS, Brasil*. Porto Alegre, UFRGS/Inst. Geoc.
- RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.R.; FIGUEIREDO, F., P.M.; TESSARI, R.I. 1966. *Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 232p. (Bol. 127).
- SARTORI, P.L.P. & KAWASHITA, K. 1985. Petrologia geocronologia do Batólito Granítico de Caçapava do Sul, RS. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 2, Florianópolis, 1985. *Atas...* Florianópolis, SBG, p. 102-115.
- SCHWANTKE, A. 1909. Die Beimischung von Ca im Kalifeldspat und die Myrmekitbildung. *Zentralblatt für Mineralogie, geologic und Paläontologie*, p. 311-316.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, 133:191-213.
- SILVA FILHO, B.C. 1984. Geology of the polyphase deformed Precambrian terrain of the Vila Nova region, state of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. Part I: Petrogenesis. *Acta Geol. Leop.*, 17(27):35-152.
- SILVA FILHO, B.C. & MATSDORF, M. 1987. Análise estrutural dos metamorfitos da borda oeste do granito Caçapava, Caçapava do Sul: Implicações locais e regionais. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 3, Curitiba, 1987. *Anais...* Curitiba, SBG, v. 1, p. 197-222.
- SILVA FILHO, B.C. & SOLIANI Jr., E. 1987. Origem e evolução dos Gnaisses Cambaí: exemplo de estudo integrado de análise estrutural, petroquímica e geocronologia. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 3, Curitiba, 1987. *Anais...* Curitiba, SBG, v. 1, p. 127-146.
- SIMPSON, C. 1985. Deformation of granitic rocks across brittle-ductile transition. *J. Struct. Geol.*, 7:503-511.
- SOLIANI Jr., E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. São Paulo. 239p. (Tese dout. Inst. Geoc. USP).
- SULTAN, M.; BATIZA, R.; STURCHIO, N.C. 1986. The origin of

- small-scale geochemical and mineralic variations in a granite intrusion: A crystallization and mixing model. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**:513-523.
- THORNTON, C.P. & TUTTLE, O.F. 1960. Chemistry of igneous rocks, I. Differentiation index. *Am. J. Sci.*, **258**:664-684.
- TUACH, J.; DAVENPORT, P.H.; DICKSON, W.L.; STRONG, D.F. 1986. Geochemical trends in the Ackley Granite, south-east Newfoundland: their relevance to magmatic-metallogenic processes in high-silica granitoid systems. *Can. J. Earth Sci.*, **23**:747-765.
- VOLL, G. 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Levantine Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, **56**:641-647.
- VOLL, G. 1980. Ein Querprofil durch die Schweizer Alpen von Vierwaldstatter See zur Wurzelsone - Strukturen und ihre Entwicklung durch Deformations Mechanismen wichtiger Minerale. *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.*, **160**:321-335.
- WILLIG, C.D.; VALENTINI, N.; CONTE, C.N.; ZIR F^o, J.A.; MÓNACO, O. A. 1974. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*; texto explicativo da Folha de Porto Alegre, SH. 22 e Folha Lagoa Mirim, SI. 22. Brasília, DNPM/MME. 99p.

MANUSCRITO 577

Recebido em 23 de novembro de 1988
Revisão do autor em 20 de março de 1989
Revisão aceita em 20 de março de 1989

**PROJECT N° 270
EVENTOS DEL PALEOZOICO INFERIOR
EN EL AMBIENTE GONDWÁNICO
DE LATINOAMÉRICA**

COORDENADORES:

DR. FLORENCIO G. ACEÑOLAZA – UNT – Universidade Nacional de Tucumán, Argentina

DR. OSVALDO BARDONARO – UNSJ – Universidade Nacional de San Juan, Argentina

O projeto aborda estratigrafia, paleontologia, bioestratigrafia, paleoambientes, petrologia, datações radiométricas, eventos tectônicos e a evolução da placa litosférica do continente no âmbito da Plataforma Sul-Americana, durante o Paleozóico Inferior.

Pesquisadores interessados em contribuir com o Projeto N° 270, manter contato com o representante sul-brasileiro

José Henrique Godoy Ciguel

Rua Toledo 46

Bairro Guaraituba

83400 – Colombo – Paraná – Brasil