Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Evolução das Estruturas Dobradas em Zonas de Geossuturas no Embasamento Granítico-gnáissico da Faixa Piratini-Herval, RS

Clovis Carraro, Mauricio Ribeiro

Pesquisas em Geociências, 15 (15): 175-191, maio/ago., 1983.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/21729>

Publicado por

Instituto de Geociências

Portal de Periódicos UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - maio/ago., 1983.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

EVOLUÇÃO DE ESTRUTURAS DOBRADAS EM ZONAS
DE GEOSsutURAS NO EMBASAMENTO GRANÍTICO-GNÁISSICO
DA FAIXA PIRATINI—HERVAL, RS*

CLOVIS C. CARRARO **
MAURICIO RIBEIRO ***

SINOPSE

Nesse trabalho descreve-se uma estrutura dobrada tomada como modelo dentre outras congêneres do complexo gnáissico-granitóide, na região de Piratini—Pinheiro Machado—Herval, RS. Essa estrutura é interpretada como resultante de movimentos orogênicos de natureza compressional com uma componente de transcorrência muito acentuada atuando sobre massas de rochas que margeavam uma fossa mediterrânea na última fase da evolução orogênica do Pré-Cambriano Superior no Escudo do Rio Grande do Sul.

A região apresenta uma longa história deformacional relacionada com a posição de geossuturas, incluindo estilo de dobramentos, metamorfismo cataclásico e polimetamorfismo, processos magmáticos com intrusão de granitos, séries de diques de diabásio e metassomatose potássica; por último, uma deformação plástica associada à predominância de movimentos sob a influência de uma componente de cisalhamento produziu, no interior da fossa, um fronte escalonado de empurrões de blocos com bordos arqueados movendo-se diferencialmente no sentido sudoeste; nas margens dessa fossa tais movimentos localizaram-se onde antigas geossuturas estavam ativas, associando-se a giro de blocos e configurando estruturas esparsas do tipo sinforme, com intensificação de atividade magmática vulcânica e subvulcânica de composição granítica.

Sugere-se que agrupamentos de estruturas desse tipo, numa área onde a deformação com giro de blocos seja intensificada, ensejem espaços de alívio de pressão com maior volume de atividade magmática vulcânica, culminando com a edificação de platôs riolíticos de grande extensão à semelhança daqueles de Ramada e de Dom Pedrito. Esses, junto com outros centros de atividade magmática vulcano-plutônica da suíte calco-alcalina, distribuídos ao redor da fossa mediterrânea, configuram um oval de terras emersas representadas por penínsulas e ilhas.

Trabalho recebido para publicação em 29/4/83.
*Pesquisa patrocinada pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico — CNPq, Processo 402431/80; Fundação de Amparo à Pesquisa no Rio Grande do Sul — FAPERGS, Processo 183/81 e Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação da UFRGS — PROPESP.
**Professor do Departamento de Geodésia do Instituto de Geociências da UFRGS.
***Professor do Departamento de Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da UFRGS. Bolsista de Pesquisa do CNPq, Processo 300154/77 GC 07.

Pesquisas	Porto Alegre	n.15	p.175-191	jun. 1983
-----------	--------------	------	-----------	-----------

ABSTRACT

This paper offers a description and an interpretation of a special folded structure, taken as a model among others of the same type in the granite-gneiss complex in the region of Piratini—Pinheiro Machado—Herval, RS. Such a structure is interpreted as a result of orogenic compressional movements, allied to an intensive transcurrency component acting on rock masses surrounding a mediterranean trough along late evolutive processes of orogenic deformation in Late Precambrian of Rio Grande do Sul Shield.

The region presents a long-time deformational history, as related to geossuture positions; it includes folding styles, cataclastic metamorphism and poli-metamorphism, magmatic processes involving series of diabase dikes and granite intrusions, potassic metassomatism and lately plastic deformation. The last event, allied to compressional movements affected by a transcurrent component gave rise to an echelon faulted thrust front in the trough, whose arched blocks moved toward Southwest; meanwhile, at the trough margins, movements took place mainly along ancient reactivated geossutures, giving way to rotation of blocks and individual structures with a synformal pattern. At sites like those, granitic-volcanic to sub-volcanic magmatic activity had to be intensified, as pressure relief sites were created by rotacional movements. Wherever structures were clustered, large rhyolitic plateaus were build up, like those of Ramada and Dom Pedrito. Such rhyolite-andesite plateaus and other volcanic and plutonic magmatic centers of the calco-alkaline suite, surrounding the trough, were distributed as an oval of emerse rock masses, pictured as peninsulas or islands.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho engloba os resultados mais significativos obtidos pela execução do item 1 ("Proterozóico", sub-itens 1.b., "Magmatismo" e 1.d., "Deformação") do *Projeto de Estudo da Grade das Geossuturas do Escudo Sul-brasileiro*, proposto ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), à Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação (PROPESP) da UFRGS e à Fundação de Amparo à Pesquisa no Rio Grande do Sul (FAPERGS).

Na fase inicial, o trabalho desenvolveu-se com técnicas exploratórias adequadas aos meios e dispositivos existentes, colocando-se bastante ênfase na análise de produtos de Sensoriamento Remoto. Foram selecionadas as imagens LANDSAT 176235, de 22 de agosto de 1976, canais 5 e 7, na escala 1:500.000, adquiridas no CNPq/INPE, e o mosaico fotográfico de imagens de RADAR, SH.22-Y-C, na escala 1:250.000 do Projeto RADAMBRASIL. Foi executado um reconhecimento de campo cobrindo grande área, até chegar-se à seleção de um tema específico do Projeto de Pesquisa, adaptado aos recursos disponíveis no momento.

Na segunda etapa da pesquisa, visando o conhecimento de atividades magmáticas relacionadas a estruturas deformacionais durante o Proterozóico e a geossuturas, executou-se trabalho mais detalhado de campo e laboratório. Foram analisadas as fotos aéreas pancromáticas do Projeto USAF/FAB na escala 1:60.000 de janeiro de 1965 e as de escala 1:110.000 de abril de 1975, além das folhas topográficas do

GEOLOGIA REGIONAL

Entre os trabalhos de Geologia Regional na região leste do Escudo do Rio Grande do Sul, sob a forma de textos ou mapas, cabe mencionar os seguintes: *Mapa geológico preliminar da parte brasileira da Lagoa Mirim* (Figueiredo F. & Salgado, 1965); *Geologia da quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil* (Tessari & Picada, 1966); *Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul* (Ribeiro et alii, 1966); *Geologia da região de Piratini—Pinheiro Machado—Bagé, Rio Grande do Sul* (Tessari & Giffoni, 1970); *Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul* (Carraro et alii, 1974) e *Carta do Brasil ao milionésimo*, folha Porto Alegre, SH.22 e Lagoa Mirim SI.22 (Brasil DNPM, 1974).

Versando especificamente sobre deformação e atividades magmáticas relacionadas a sistemas de fraturas registram-se: *Ocorrência de migmatitos, granitos e greisens controlados por fraturas regionais, Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul* (Picada, 1965); *Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Riograndense*, caracterização dos sistemas de falhas (Picada, 1971); *Mapa geológico da quadrícula de Piratini* (Ribeiro, 1977) e *Estudo comparativo dos migmatitos de Canguçu e São Martinho, Bagé, RS — aspectos anatéticos e metassomáticos* (Ribeiro, 1983).

A geologia regional de Piratini—Pinheiro Machado—Herval, onde ocorrem as estruturas pesquisadas, registra uma história Arqueana vestigial e uma longa história desenvolvida no Proterozóico, cujos marcos mais significativos situam-se no Pré-Cambriano Superior, com alguns desenvolvimentos tardios situados no Paleozóico Inferior.

Em linhas gerais, a história orogênica do Pré-Cambriano Superior, até sua evolução como área de Plataforma no Paleozóico, pode ser descrita a partir da formação de uma fossa central ou mediterrânea, marginada por terras altas representando remanescentes do Arqueano rejuvenescido com atividade magmática; o ciclo continua com deformação e metamorfismo durante o Pré-Cambriano Superior, encerrando com vulcanismo da suíte calco-alcalina e plutonismo granítico no Paleozóico Inferior (Cordani et alii, 1974; Sartori & Rüegg, 1979; Ribeiro, 1977 e 1983).

Deixando de lado o que se passou na fossa, brevemente citada adiante, no que se refere ao seu estilo deformacional, enfocam-se os aspectos relativos às margens, na parte leste, descritos como um complexo de granitóides, granitos e migmatitos derivados de rochas básicas, representando remanescentes Arqueanos rejuvenescidos durante o Pré-Cambriano Superior. As direções das foliações de tal complexo, N 45-50° E e N 45-50° W, conformam-se com aquelas da rede fundamental das geosuturas do Escudo do Rio Grande do Sul (Ribeiro, 1980), com a predominância de uma ou outra, localmente.

A direção N 25-30° E, que é muito saliente nas principais unidades geotectônicas do Proterozóico, na parte exposta do Escudo do Rio Grande do Sul está geneticamente ligada à evolução da deformação na fossa central e suas margens. Tal direção aparece com grande ressaltos nas mais diversas imagens, quer sob a forma de uma textura representativa de lineamentos não visíveis no campo, quer sob a forma de estruturas macro e megascópicas: eixo de dobras, foliação, xistosidade, juntas, falhas isoladas ou constituindo séries, zonas de cisalhamento e grandes fraturas regionais, bem como o próprio eixo da fossa, todas as suas estruturas internas e as largas zonas de cisalhamento marginal.

No complexo granítico-gnáissico que margeia a fossa central do Escudo do Rio Grande do Sul, esta mesma direção N 25-30° E manifesta-se com muito relevo nas séries de falhas e zonas de cisalhamento, foliações ou xistosidade de blastomilitos e migmatitos, bem como sistemas de fraturas preenchidas por riolitos. Tal direção foi encontrada poucas vezes relacionada a diques de diabásio metamorfizado, representando o Diabásio II (Ribeiro, 1977). Dentre esses, os do Passo do Batalha e Cerro Alegre, em Piratini, parecem ter sido defletidos da antiga direção N 45-50° W por deformação compressional ou representam fragmentos inclusos em granito. Na localidade de Alegrias, na folha de Pinheiro Machado, foi registrado apenas um exemplo de Diabásio II com direção N 25-30° E, o qual aparenta ser um fragmento de algumas centenas de metros, incluso em granitóides de migmatitos. Tal fragmento de dique de diabásio, mantém ainda as vesículas e fragmentos de rochas granitóides semidigeridas, porém encontra-se metamorfizado no fácies dos xistos verdes, contendo abundante actinolita e epidoto. Não pode, portanto ser relacionado ao substratum crustal através de uma zona de fratura regional de maior envergadura, sendo apenas ajustado aos lineamentos N 25-30° E do setor marginal da fossa acima mencionada. Desta maneira não existe nenhuma evidência decisiva de que as fraturas regionais segundo a direção N 25-30° E tenham uma conexão com o Manto Superior e possam assim ser enquadradas na classe de fraturas profundas ou geossuturas, qualquer que seja o seu conceito.

Por outro lado são abundantes os exemplos do Diabásio II localizados em largas faixas de fraturas segundo a direção de geossuturas N 45-50° E, junto com as séries de diques do Diabásio I. Este apresenta metamorfismo metassomático no fácies anfibolito, enquanto o Diabásio II encontra-se sempre metamorfizado no fácies dos xistos verdes.

Em face do conjunto de dados fornecidos por estudo de imagens, mapeamento geológico em detalhe e estudos petrográficos globais, os autores interpretam a direção N 25-30° E como sendo essencialmente orogênica, representando o lineamento da deformação regional característico do Pré-Cambriano Superior na porção central do Escudo do Rio Grande do Sul. Tal lineamento mestre originou-se de movimentos compressionais que enrugaram negativamente a crosta sílica formando uma fossa receptora de arcósios, grauvacas e pelitos de origem terrígena e também importantes contribuições vulcanogênicas, derivadas tanto de centros vulcânicos emersos como daqueles submarinos, situados dentro da própria fossa. Num caso e

noutro, a atividade vulcânica máfica ou ultramáfica que poderia ser relacionada a profundidades que atingem o Manto Superior, encontra-se situada em todos os casos conhecidos, sobre áreas de entrecruzamentos de geossuturas N 45-50° E e N 25-30° W e outras direções antigas reativadas durante o Proterozóico.

As faixas milonitizadas, relativamente largas — 2 a 4km — mantendo a direção N 25-30° E, efetivamente marcam as margens da fossa, tanto para o lado leste como para o lado oeste, na linha Bagé—Caçapava do Sul. Em parte, tais faixas miloníticas deveriam encontrar-se submersas, já que sobre elas encontram-se sedimentos imaturos, grosseiros, vermelhos, tipo molasse. O que avulta em importância com relação às largas faixas miloníticas marginais é que representam um divisor ou fronteira, remanescente da paleogeografia geotectônica. Entretanto, partindo-se dela em direção ao eixo da bacia principal ou mediterrânea, já a uns poucos quilômetros, encontram-se sedimentos de água muito profunda, tais como turbiditos laminados associados a um "flysch" calcário e uma associação vulcânica submarina calco-alcalina incluindo serpentinitos que representam komatiitos ultramáficos. Por outro lado, em direção ao que geomorficamente se denomina "antepaís", encontram-se pequenas bacias triangulares com sedimentos terrígenos, geralmente pelíticos, com pequena contribuição vulcânica, eventualmente com turbiditos arenosos. A algumas dezenas de quilômetros, terra a dentro, ocorre o fronte ou linha vulcano-plutônica, que pode estar junto a uma bacia sedimentar do tipo fossa ou de águas rasas, mas sempre limitada em extensão.

Os cruzamentos de zonas de fraturas; segundo um padrão em "V" formado pelas direções N 45-50° E e N 25-30° E, constituem áreas com forma triangular bastante ressaltadas nas imagens de LANDSAT e de RADAR; são blocos limitados por fraturas da fase orogênica tardia, relacionadas com a deformação da fossa no seu movimento convergente do tipo compressional-transcorrente; pode-se dizer mesmo, um giro de grandes massas sílicas. Tais áreas podem estar soerguidas nos campos vulcânicos emersos ou podem estar abatidas para dar origem a um espesso depósito terrígeno do tipo turbidito, como na Serra das Mercedes, bacia dos arroios Guará, dos Barbosas e Barroão, em Piratini. Neste último caso, tais áreas são constituídas por filitos e xistos de grau de metamorfismo baixo e aparecem com uma tonalidade escura nas imagens LANDSAT no canal 7.

O fronte vulcânico não é necessariamente homogêneo na composição magmática, como também não necessita ser contínuo à maneira de uma cordilheira, nem mesmo contemporâneo. Considerados um e outro lado da fossa, na verdade, o contrário do acima enunciado seria uma exceção notável. Do lado oeste, na linha Bagé—Caçapava do Sul, o fronte vulcânico é constituído por centros elipsoidais, remanescentes do que deveriam ter sido cones vulcânicos complexos, constituídos de basalto, andesito e riolito, este último assumindo a configuração de platôs. Em volume, entretanto, predominou sempre o andesito. Já do lado leste, aparecem basaltos como séries de diques em diversos períodos muito distanciados no tempo, embora no mesmo lugar das fraturas profundas; não têm qualquer ligação direta aparente com os centros vulcânicos riolíticos. Apesar de ocorrerem na mesma área, diabásios

e riolitos não guardam nenhuma relação seqüencial entre si que não possa ser classificada como casual.

Enquanto granitos, riolitos e andesitos, ocorrem repetidas vezes em áreas de cruzamento de geossuturas, os diabásios parecem relacionados com fraturas crustais profundas que prosseguem linearmente através de grandes distâncias, em faixas de 4 a 10km de largura, repetindo-se a intervalos de tempo muito grandes no mesmo lugar; de certa maneira, o mesmo acontece com os granitos em relação ao tempo e lugar, com a diferença de que estes não apresentam configuração linear mas tabular, dentro das fraturas. Por outro lado, enquanto os granitos estão relacionados com o metamorfismo regional e deformação plástica, os basaltos, sob a forma de séries de diques de diabásio, instalam-se sobre amplas áreas da crosta rígida. Tal aspecto, com relação aos diabásios, que se alternam com os granitos a intervalos bastante grandes do tempo geológico, está bem ilustrado na margem leste da fossa, principalmente em Pinheiro Machado e Piratini. Uma crosta rígida e siálica, constituída principalmente de gnaisses e migmatitos Arqueanos, foi fraturada de espaço a espaço em sítios de geossuturas, à maneira essencialmente rígida, implantando-se ali séries de diques de diabásio.

O quadro exposto conforma-se muito bem com o modelo de Sutton (1973) para a fragmentação continental, resultando blocos rígidos e faixas móveis. Parece viável considerar-se apenas o resultado final, mesmo porque aquele autor admite quatro ciclos na História da Terra. Com informação local, avultam apenas os dados do último evento do Pré-Cambriano Superior — e o Paleozóico; entretanto, em Piratini, ocorrem três granitos e três diabásios no mesmo sítio.

A datação dos gnaisses Arqueanos blastomiloníticos, que na fossa formam o núcleo das antiformes, forneceu uma idade de 2.260 ± 70 milhões de anos pelo método Rb/Sr (Cordani et alii, op. cit.).

O fundo de fossa siálico que aparece no núcleo das dobras idiomórficas, compõe o esqueleto dos blocos soerguidos à maneira de "up thrusts", cada bloco com o fronte arqueado, com dobras em forma de "S" ou com estruturas tipo bengala, margeados de ambos os lados por uma faixa de cisalhamento ou falhamento transcorrente. O conjunto forma um padrão escalonado de empurrões com direção Nordeste-Sudoeste. A idade das biotitas dos blastomilonitos coincide bem (544 ± 18 m.a.) com aquela do metamorfismo regional (Cordani et alii, op. cit.) e do segundo estágio granítico, com algumas características dos corpos sincinemáticos (estruturas internas concordantes com a das encaixantes) de 541 ± 40 m.a.) de Encruzilhada do Sul, de alguns andesitos metamórficos do Grupo Bom Jardim (595 ± 20 m.a. e 511 ± 20 m.a.) ou de riolitos e tufos (533 ± 20 m.a. e 525 m.a.) referidos às respectivas isócronas (Cordani et alii, op. cit.).

O padrão acima, referido em princípio às idades K/Ar, marca pelo menos um episódio termal amplamente difundido; em outras palavras, uma época de metamorfismo regional, naturalmente acompanhado por deformação. Aplicado ali o esquema de Sutton (op.cit.), tem-se uma visão segundo a qual a fossa mediterrânea teria se comportado como uma faixa móvel, ensiálica, com deformação semi-rígida ou

semiplástica, conforme a escolha, enquanto que a dos blocos mais granítico-gnáissicos circundantes teria sofrido deformações predominantemente rígidas, com plasticidade ou comportamento reológico apenas em sítios condicionados, que são aqueles onde teriam se desenvolvido as estruturas dobradas ou corrugadas sobre os gnaisses e migmatitos.

A posição mediterrânea de uma fossa ou faixa móvel entre dois blocos continentais rígidos guarda uma curiosa semelhança com a configuração da fossa Antártica (Termier & Termier, 1957, p.507) sobre cujas margens ainda existe vulcanismo recente em ampla zona de fraqueza que através de indícios apenas esboçados, liga-se com os cinturões orogênicos da América do Sul.

A importância das séries de diques de diabásio reside não na possibilidade de associação com o vulcanismo riolítico na margem leste da fossa, mas pela evidência que fornecem da partição das massas continentais em blocos num intervalo de tempo completamente distinto daquele da inserção de granitos e da suíte vulcânica calco-alcalina. Esta, pelo contrário, marca as fases orogênicas. Isto foi registrado claramente no mapa geológico da quadrícula de Piratini (Ribeiro, 1977).

A partição rígida dos migmatitos e granitóides do Complexo Arqueano, agora representada apenas por remanescentes blastomiloníticos, registra-se a primeira inserção de séries de diques de diabásio e possível derrame de lavas básicas. Estes permanecem como remanescentes dioritizados, em forma de corpos tabulares nos migmatitos e, como bolas nos granitos de 650 m.a. (Cordani, op.cit. e Sartori & Rüegg, op.cit.). Metassomatismo potássico em larga escala e distribuição regional relaciona-se a esse episódio, sob a condição de rigidez (Ribeiro, 1983). O primeiro diabásio é denominado Diabásio I.

A granitização ensejou deformação plástica sobre a maior parte dos segmentos da antiga supra-estrutura Arqueana durante um intervalo de tempo geológico apreciavelmente longo. Seguiu-se o restabelecimento das condições de rigidez crustal com a reabertura dos antigos limites de blocos, onde novas séries de diques de diabásio, o diabásio II, foram inseridas.

O diabásio II encontrou as rochas supracrustais completamente rígidas e, relativamente, muito mais frias, já que nos contatos apresenta textura vítreas, emite delgadas apófises e engloba fragmentos angulosos de rochas graníticas e migmatíticas. Por sua vez, o diabásio II sofreu metamorfismo regional de grau baixo, fácies dos xistos verdes, causado por um novo episódio termal relacionado à granitização cuja idade situa-se em torno dos 500 milhões de anos (Cordani et alii, op.cit.; Sartori & Rüegg, op.cit.). O granito relacionado a esta idade, na região apresenta a forma tabular, devida à sua inserção em faixas de geossuturas, especialmente naquelas orientadas N 45-50° E. Tal granito causa metamorfismo de contato nos xistos, com efeitos metassomáticos de natureza boro-fluorada. O Diabásio II apresenta metamorfismo de contato do grau baixo e médio (fácies dos xistos verdes e anfibolito) nas localidades de Taipa, no Rio Piratini Menor, no Passo do Batalha e ao sul do Cerro do Sandi, sugerindo ter antecedido o segundo granito. Entretanto alguma reserva deve ser colocada neste item, visto estarem presentes também em tais localidades (que

são sítios de entrecruzamento de geossuturas de segunda ordem) intrusões de microgranitos associadas a séries de diques de riolito, associadas ao evento mais tardio.

O episódio tardio, na história geológica regional, parece ter sido o vulcanismo riolítico, pelo menos no lado leste. Esse vulcanismo expressa-se pela intrusão de séries de diques delgados situados em lugares especiais e relacionados a fraturas. Estes diques podem encurvar-se configurando estruturas que a princípio se imaginou constituírem um padrão análogo a diques anulares, relacionados ao teto de um granito subvulcânico. Na verdade, as séries de diques de riolito na faixa leste apresentam diversas fases de atividade e numa ou outra, segundo o lugar, associam-se a corpos de microgranito (Cerro do Sandi, em Piratini, ao norte da cidade de Piratini e no Cerro Chato, em Herval). Tais lugares, constituem, na verdade, centros vulcânicos essencialmente riolíticos na área leste, com emissão de produtos piroclásticos e geração de sedimentos imaturos vulcanogênicos para bacias adjacentes ou para a fossa central. O vulcanismo encontra-se em relação muito estreita com estruturas especiais relacionadas às geossuturas, com a deformação que ocorre dentro da fossa e, em suas margens, na fase tardia. Uma dessas estruturas, devido à sua configuração não só espetacular, mas também como portadora de evidências, constitui um modelo evolutivo escolhido para análise e interpretação neste trabalho.

DESENVOLVIMENTO DE ESTRUTURAS DOBRADAS NO COMPLEXO CRISTALINO ORIENTAL DO ESCUDO DO RIO GRANDE DO SUL

Estruturas dobradas nos complexos granítico-gnáissicos antigos são comuns. A configuração, a composição e a origem, entretanto, são diversificadas. A simples configuração aparente na imagem pode estabelecer falsa identidade. Por exemplo, a estrutura Rooifontein (Newton & Joubert, 1973) situada em Namaqualand, a noroeste da Província do Cabo, mostra um complexo sinforme cuja imagem em foto aérea assemelha-se àquela estrutura que ocorre na Serra das Asperesas—Serra dos Antunes, especialmente pelos lineamentos concêntricos e deslocamentos por fraturas que causam sinuosidades ou encurvamentos. Entretanto, a composição litológica e evolução deformacional é muito diferente. As rochas daquela estrutura são leptinitos, gnaisses máficos, hiperstênio gnaisses de fácies a dois piroxênios e gnaisses róseos; a deformação e forma final é atribuída a quatro fases de dobramentos, designadas respectivamente F_1 , F_2 , F_3 e F_4 , onde a principal estrutura, do tipo sinforme, considera-se ter sido originada durante a fase F_2 . A história da deformação e os tipos de rochas são descritos em detalhe por Joubert (1973).

No caso presente e no estágio atual do conhecimento, a estrutura da Serra das Asperesas—Serra dos Antunes—Cerro Chato apresenta-se diferente, em especial quanto à maior granitização no Pré-Cambriano e à pequeníssima preservação do esqueleto Arqueano. Especialmente diferente é a notável conexão com os sítios de antigas geossuturas e a evolução até tornar-se centro de emissão vulcânica riolítica.

LOCALIZAÇÃO DA ESTRUTURA

A estrutura escolhida como modelo, e que se apresenta com uma configuração tipo evoluta de parábola, constitui as áreas elevadas denominadas Serra das Asperezas, Serra dos Antunes, Serra dos Marcelinos e Cerro Chato, este último situado ao sul do arroio Santa Maria. A estrutura ocupa uma posição central na graticula de $31^{\circ}30'$ a 32° Sul e de 53° a $53^{\circ}30'$ oeste (figura 1) e situa-se a sudeste da cidade de Pinheiro Machado. Pode ser descrita como tendo dois limbos ou flancos: o mais proeminente deles apresenta marcante configuração dobrada e se desenvolve na direção geral norte-sul por cerca de 30km; o flanco situado ao sul do arroio Santa Maria e ao norte da cidade de Herval, ocorre ao longo da direção $N 50^{\circ} E$, com um desenvolvimento por cerca de 20km. Essa estrutura assim encurvada apresenta-se como região elevada, constituindo-se em cabeceiras da drenagem que corre para leste, quase perpendicularmente; ao norte e ao oeste, os arroios a contornam, demarcando o limbo como é o caso do arroio dos Antunes e o curso superior do rio Piratini. O arroio Santa Maria contorna a estrutura em frente ao Cerro Chato, atravessando-a na vila Cerro Chato, configurando uma feição de captura (figura 2).

APARÊNCIA DA ESTRUTURA

A estrutura dobrada apresenta-se como uma série de cristas com alinhamento paralelo na direção $N 25-30^{\circ} E$, com desenvolvimento concêntrico, profundamente entalhada por cursos d'água na maior parte de sua extensão, salvo no limbo ao sul do arroio Santa Maria, onde, após o entalhe erosivo das cabeceiras dos cursos d'água, desenvolve-se um pequeno platô com flancos escarpados.

Em fotos aéreas pancromáticas, a área ao norte do arroio Santa Maria aparece como uma estrutura sinforme com um leve arqueamento lateral, semelhante a um "S" pouco pronunciado. As bordas são fortemente marcadas como uma área elevada, envolvendo cristas secundárias concêntricas marcadas por traços delgados que assinalam a posição das séries de diques de riolito. O envoltório mais externo aparece no terreno como colinas baixas, constituídas de gnaisses e migmatitos, que nas fotos aéreas mostram dobramento bem nítido.

Ao sul do arroio Santa Maria, a estrutura aparece nas fotos aéreas como uma área elipsoidal com o eixo maior orientado na direção $N 50^{\circ} E$. A textura dessa área na foto é mais ou menos uniforme e lisa; permite distinguir, nas partes laterais mais baixas do platô, as intrusivas granitóides representadas por um granito de granulação grossa, fábrica homófana, sem deformações, ou estruturas planares e lineações. São essas áreas de granito do lado leste do platô que têm o topo aplainado e recebem a denominação de Cerro Chato. O platô mais elevado apresenta tonalidade clara na imagem, configurando uma superfície lisa onde se encontram riolitos, microgranitos, tufos e sedimentos vermelhos vulcanogênicos semelhantes aos siltitos laminados do Grupo Bom Jardim que ocorrem em Caçapava do Sul. Próximo ao arroio

Santa Maria, as bordas do platô são profundamente entalhadas pela erosão formando escarpas ou cerros isolados por ravinas profundas; enquanto as partes elevadas dos cerros apresentam tonalidade cinza claro nas imagens, as ravinas e sulcos de drenagem, ocupados por uma exuberante vegetação arbórea, são de tonalidade cinza escuro.

Na imagem LANDSAT, no canal 7, a disposição geométrica da estrutura na parte norte denota, no mínimo, duas etapas da evolução. O extremo norte foi rompido e defletido para nordeste segundo uma fratura de direção N 45° W; enquanto a parte interna aparece ressaltada pelas cristas mais elevadas e ligeiramente encurvadas, à semelhança de um bumerangue, cuja convexidade aponta para o oeste. As direções e falhas foram ressaltadas na figura 3. A parte externa, representada pelo gnaisses corrugados, aparece com tonalidade cinza escuro, por serem os terrenos mais baixos e úmidos. A forma geral de bumerangue repete-se concordantemente também nesta faixa externa dos gnaisses e migmatitos, sendo entretanto um pouco mais larga. A corrugação dos gnaisses e migmatitos assemelha-se a dobras de arrasto numa zona de cisalhamento e seus eixos coincidem com aqueles das estruturas mais antigas do Escudo do Rio Grande do Sul. O contorno da estrutura converge para o sul antes de atingir o arroio Santa Maria, parecendo desligada do platô situado no outro lado do arroio. Esse platô, o Cerro Chato, aparece com textura uniforme e tonalidade cinza claro na imagem.

EVOLUÇÃO DA ESTRUTURA DOBRADA

O exame da estrutura de que trata este trabalho não se concentra apenas na sua forma nitidamente dobrada e encurvada que produz uma configuração espetacular no mosaico das imagens de RADAR (figura 1). Foi escolhida principalmente pelo fato de encerrar o maior número de elementos que fornecem evidências sobre a evolução da deformação, metamorfismo e atividade magmática.

Existem pelo menos mais duas estruturas semelhantes nas vizinhanças: uma em Pedras Altas, a uma distância de 15 a 20km a oeste e outra em Piratini, a 20km ao norte, esta última descrita por Ribeiro (1977). Em outras partes do Escudo, provavelmente ocorrem outras estruturas semelhantes, porém não necessariamente com o mesmo aspecto.

O fato mais importante, em suma, com relação a esse tipo de estrutura, não é sua forma encurvada, nem os dobramentos em rochas do Escudo cristalino em nível que deveria comportar-se rigidamente, mas a compreensão atingida, após os estudos, de que um agrupamento de estruturas semelhantes deve existir por baixo dos pequenos platôs de riolito, com ou sem outras estruturas vulcânicas, espalhados pelo Escudo, a exemplo do platô de Ramada e de Dom Pedrito. Por esta razão, torna-se necessário analisar a evolução de uma estrutura individualmente, não coberta por riolitos, procedendo a um inventário dos elementos de evidência e também a uma sucessão ordenada dos eventos geológicos, a saber:

a) O eixo da estrutura coincide com uma ou outra das grandes linhas do fraturamento regional, sejam elas geossuturas ou não. As geossuturas devem, entretanto, ter expressão regional em cada bloco de rocha, tanto nas grandes proporções quanto naquelas compreendidas na escala de metro. Justamente esse aspecto possibilita o dobramento naquele nível crustal onde rochas de composição granitóide deveriam comportar-se exclusivamente de modo rígido. Além disso, transformações metassomáticas de associações minerais estão envolvidas com a atuação de soluções aquosas quentes e ascensão de domos termais ao longo de um largo intervalo de tempo geológico.

b) O envoltório das rochas mais antigas do Escudo foi corrugado antecipadamente segundo um padrão que parece ser independente, mas que na verdade teve sua origem num movimento compressional com uma componente de transcorrência. Essa corrugação existe exatamente ao redor do sítio de implantação da estrutura, isto é, a zona de atrito entre dois blocos relativamente grandes da crosta, delimitados, pelo menos segundo uma das direções, por uma fratura profunda ou geossutura. Essas dobras menores podem preceder a fase final do desenvolvimento da estrutura ou até o vulcanismo riolítico, como é o caso estudado. Estão relacionadas com uma cataclase com brecha, milonito e blastomilonito de alto até baixo grau de metamorfismo. Essa cataclase e a corrugação associada, com recristalização metamórfica, não é tão antiga como Arqueano e muitas vezes atinge blocos remanescentes do Arqueano.

c) Uma metassomatose potássica produz migmatitos metassomáticos claramente discerníveis em remanescentes de paleossomas básicos (Ribeiro, 1983), num nível crustal muito próximo da superfície e relacionado à intrusão de pequenos corpos graníticos — granitos no sentido estritamente petrográfico, não granodioritos. O fenômeno é regional e não necessariamente ligado a um centro de emissão de riolitos ou microgranitos tardios. Entretanto, está sempre presente e a recristalização metamórfica das mais antigas rochas brechadas ou milonitizadas com reconstituição da sua composição química global realizada com permeação de fluidos e que ajuda a entender como, num nível crustal em que as rochas estão rígidas ao ponto de responderem com formação de fraturas e juntas à deformação, possam a curtas distâncias assumirem configuração de dobramento plástico. A idade desse fenômeno, pós-Arqueano, não está precisamente definida, porém, situa-se entre 650 m.a. e o tempo do último episódio termal registrado na formação das biotitas dos blastomilonitos de Santana da Boa Vista, ou seja, 544 ± 18 m.a., determinada pelo método Rb/Sr (Cordani et alii, 1974, p.80) Isto fornece também a idade relativa dos movimentos transcorrentes, a qual deve ser compreendida num intervalo de tempo geológico apreciavelmente grande.

d) A implantação da configuração sinforme da estrutura somente é visível claramente neste exemplo, porém, está sugerida em outros lugares como na borda sul do platô da Ramada, em Acampamento Velho. Nestes casos, entretanto, a formação da estrutura sinforme parece ter adquirido proporções maiores, tornando-se uma calha receptora de sedimentos bem mais ampla. Essa estrutura sinforme torna-

se completamente configurada quando suas bordas são morfologicamente ressaltadas pelo efeito diferenciador da erosão, com inversão de relevo. A formação da estrutura está diretamente relacionada à emissão de vulcanitos riolíticos em séries de diques delgados e corpos pequenos de microgranitos. A área seria então uma depressão no terreno, o que é atestado pelos sedimentos avermelhados ricos em detritos vulcânicos que jazem preservados embaixo dos tufos e lavas riolíticas. A existência de uma estrutura antiformal contínua seria de esperar se a estrutura sinforme fosse atribuída simplesmente a um movimento compressional holomórfico; entretanto, não são claros os indícios de sua existência. Existem, por exemplo, os corpos graníticos mas a maior parte deles está contida no perímetro da própria estrutura e não acompanham uniformemente toda a sua extensão.

e) A existência de um movimento de natureza compressiva, acompanhado de giro de blocos torna-se necessária em vista de aspectos marcantes, relacionados ao acima e parece mais fácil destacar este item do anterior. Em vez de uma estrutura antiformal do tipo dobra que pareceria necessária em vista dos bordos quase paralelos da estrutura, deve ter existido blocos soerguidos por cavalgamento ou up-thrusts formando áreas altas. Isto é corroborado por diversas conjunturas factuais ou argumentos, a seguir esplanados. Existem outras estruturas similares com associação de riolitos muito próximas; na verdade, próximas demais para uma configuração do tipo arco estrutural com bordos paralelos, tratando-se de rochas que são essencialmente rígidas, de comportamento plástico meramente local. As evidências do cavalgamento estão nitidamente presentes na segunda milonitização, com formação de blastomilonitos que são quase mica xistos ou quartzo-sericita-albita-filonitos. Esses formaram-se à custa do próprio granito, tanto quanto de gnaisses, sendo essa a prova que os define como uma nova milonitização, por ter ocorrido após a intrusão do granito. A xistosidade dos blastomilonitos apresenta uma direção local predominante na borda da estrutura orientada N 25-30° E, a qual, entretanto, não é a única. Encontram-se, na zona de atrito de blocos, desenvolvimento de xistos blastomiloníticos cuja foliação apresenta as mais diversas direções: N 80° W, N 10° W, N 30° W, N 80° E e N 50° E. A faixa cisalhada da borda marca pois o lugar do cavalgamento de blocos sob esforço compressivo. Giro de blocos, atestado pelos deslocamentos e sinuosidades através da estrutura e a deflexão de direções configuradas pelos limbos encurvados, comprova-se facilmente pela análise das imagens. Existem riolitos em fraturas brechadas ou com blastomilonitos e outros em juntas sem atrito ou milonitização. Pelo conjunto dos fatos, pode-se concluir que o período de emissão de magma riolítico e microgranítico abrangeu pelo menos parte do tempo da milonitização e implantação da estrutura.

f) O metamorfismo de baixo grau, com abundância de águas quentes, produzindo caulinização e sericitização pela destruição de feldspatos deve ter-se seguido à emissão da maior parte dos riolitos. Em Piratini, alguns deles encontram-se metamorfizados, com albita-epidoto, enquanto outros apenas devitrificados. O que é significativo, no entanto, é que alguns diques de riolito alinham-se retilinearmente segundo a direção N 30° E por toda a estrutura. Metamorfismo localizado em fratu-

ras encontra-se em diversas localidades do Escudo, sendo muitas vezes designado simplesmente como retrometamorfismo. Na verdade, representa a implantação de gradientes ou núcleos termais múltiplos e dispersos, relacionados a centros vulcânicos. Nesse caso, recebe o nome de "metamorfismo dos campos termais", uma vez que se associa a fontes quentes, "geysers" e campos de fumarolas, estudados atualmente para fins de utilização de energia termal de alta entalpia. No caso presente, o campo termal foi extinto várias centenas de milhões de anos atrás.

AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos aos colegas Milton L. L. Formoso, Nelson A. Lisboa e Flávio K. Coulon pelas oportunas sugestões e críticas.

Expressam os agradecimentos ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), à Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS) e à Pró-Reitoria de Pesquisa e Pós-Graduação (PROPESP) da UFRGS pelo decisivo apoio financeiro, tornando possível a execução deste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BRASIL DNPM. 1974. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo; folha Porto Alegre — SH.22, folha Lagoa Mirim — SI.22*. Texto explicativo por Cesar D. Willig et alii. Brasília. 99p., 7il., 8tab., 2mapas.
- CARRARO, Clovis Carlos et alii. 1974. *Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul*; esc.1:1.000.000. Porto Alegre, Instituto de Geociências/UFRGS. (Mapa 8).
- CORDANI, U. G.; HALPERN, M.; BERENHOLC, M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da folha Porto Alegre. In: BRASIL DNPM. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo; folha Porto Alegre — SH.22, folha Lagoa Mirim — SI.22*. Texto explicativo por Cesar Willig et alii. Brasília. 99p., 7il., 8tab., 2mapas.
- FIGUEIREDO F^o, Paulo Miranda & SALGADO, Carlos Alberto. 1965. *Mapa geológico preliminar da parte brasileira da Lagoa Mirim*. Porto Alegre, Grupo de Planejamento da Baixada Sul-Riograndense.
- JOUBERT, P. 1973. The development of the gneisses of part of Namaqualand. Special Publication Geological Society South Africa. Sallisbury, 3:289-305. In: LISTER, L.A.; ed. *Symposium on granites, gneisses and related rocks*. Sallisbury, 1971.
- NEWTON, A. R. & JOUBERT, P. 1973. Photogeology in a granitic gneiss terrain. Namaqualand, South Africa. Special Publication Geological Society South Afri-

- ca. Sallisbury, 3:277-87. In: LISTER, L.A.; ed. *Symposium on granites, gneisses and related rocks*. Sallisbury, 1971.
- PICADA, Rubem Souza. 1965. Ocorrência de migmatitos, granitos e greisens controlados por fraturas regionais, Encruzilhada do Sul/RS. *Boletim da Escola de Geologia*, UFRGS, Porto Alegre, 14:7-59.
- . 1971. Ensaio sobre a tectônica do escudo sul-riograndense; caracterização dos sistemas de falhas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25º, São Paulo. *Anais*. . . São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p.167-91. Imapa.
- REEVES, Robert G. et alii. 1975. Terrain and minerals: assesment and evaluation. In: *Manual of remote sensing; interpretation and applications*. Falls Church, American Society of Photogrammetry. v.2, cap.16, p.1107-351.
- RIBEIRO, M. 1977. *Mapa geológico da quadrícula de Piratini*. Porto Alegre, Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul. Imapa. (Publ. avulsa FZB, 2).
- . 1980. Geossuturas do escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Balneário de Comboriú. *Anais*. . . Balneário de Comboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, v.5, p.2709-17.
- . 1983. Estudo comparativo dos migmatitos de Canguçu e São Martinho, Bagé/RS. Aspectos anatéticos e metassomáticos. *Iheringia*; Série Geologia, Porto Alegre, 8:51-99.
- ; BOCCHI, P. R.; FIGUEIREDO Fº, P. M.; TESSARI, R. I. 1966. Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul/Brasil. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral — DNPM*, Rio de Janeiro, 127:1-232.
- SARTORI, P. L. & RÜEGG, R. N. 1979. O complexo granítico de São Sepé, Rio Grande do Sul e a evolução das rochas graníticas da região orogênica do sudeste. *Boletim do Instituto de Geociências da USP*, São Paulo, 10:68-78.
- SUTTON, John. 1973. Stages in the evolution of the granitic crust. Special Publication Geological Society of South Africa, 3:1-6. In: LISTER, L.A.; ed. *Symposium on granites, gneisses and related rocks*. Sallisbury, 1971.
- TERMIER, Henri & TERMIER, Geneviève. 1957. *L'évolution de la lithosphère; II Orogénese*. Paris, Masson. 940p.
- TESSARI, Ruy Italo & PICADA, Rubem Souza. 1966. Geologia da quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul/Brasil. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral — DNPM*, Rio de Janeiro, 124:1-147.
- & GIFFONI, Luís Edmundo. 1970. Geologia da região Piratini—Pinheiro Machado—Bagé/Rio Grande do Sul. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia — DNPM*, Rio de Janeiro, 246:1-121.

Figura 2

Figura 3