Pesquisas em Geociências

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

Evolução Cinemática das Porções Internas do Cinturão Dom Feliciano, Região de Piratini, RS

A. Tomassi, L.A.D. Fernandes, C.C. Porcher, Alain Vauchez
Pesquisas em Geociências, 19(2): 143-154, Set./Dez., 1992.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/21305>

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 - Set./Dez., 1992.

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

Evolução Cinemática das Porções Internas do Cinturão Dom Feliciano, Região de Piratini, RS

A. TOMMASI², L. A. D. FERNANDES¹, C. C. PORCHER¹ E ALAIN VAUCHEZ²

¹ CPGq - Instituto de Geociências, UFRGS, Caixa Postal 15065, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil

² Laboratoire de Tectonophysique - USTL - 34095 Montpellier Cedex 5, França

(Recebido em 23/07/92. Aceito para publicação em 19/01/93.)

Abstract — Two kinematic episodes affecting rocks of the early magmatic arc association (AAM I) of the Dom Feliciano belt were recognized in the Piratini area: an early NW-SE-oriented tectonic flow followed by a NE-SW-oriented flow. The early orogen-transverse deformation is recorded by both flat-lying and subvertical shear zones. The sub-horizontal flow is characterized by high temperature solid-state deformation affecting dioritic gneisses of the early magmatic arc association. Microscopic-scale structures of this deformation were largely obliterated by syn- to late-tectonic migmatization and/or granitic injection. Both magmatic and solid-state flow patterns suggest movement of the upper block towards NW. The NW-SE strike-slip shear zone is characterized by sinistral sense of shear under metamorphic conditions equivalent to amphibolite facies affecting granodioritic gneisses of the AAM I. The resulting fabric was partially rearranged by static growth of most minerals which were then subjected to dynamic recrystallization during reactivation of the same shear zones under decreasing temperature conditions. The late deformation is characterized by orogen-parallel (NE-SW) flow along (i) a regional scale strike-slip shear zone with an extensive synkinematic magmatism associated and (ii) several discrete and secondary shear zones reworking the early igneous units. Consistent kinematic indicators in the small-scale shear zones suggest dextral shear. This deformation occurred under metamorphic conditions decreasing from amphibolite to lower greenschist facies, probably controlled by the cooling of synkinematic granites.

Resumo — Dois episódios cinemáticos afetando rochas da associação de arco magmático precoce (AAM I) do Cinturão Dom Feliciano foram reconhecidos na área de Piratini: um fluxo tectônico mais antigo de orientação NW-SE seguido por um fluxo de orientação NE-SW. O fluxo tectônico precoce transversal ao alongamento do cinturão é registrado por zonas de cisalhamento subhorizontais e subverticais. O fluxo tangencial é caracterizado por deformação de alta temperatura no estado sólido afetando gnaisses dioríticos da associação de arco magmático precoce. Estruturas de escala microscópica dessa deformação foram em grande parte obliteradas por migmatização e/ou injeções graníticas sin- a tardi-tectônicas. Os padrões de fluxo, tanto o de deformação no estado sólido quanto o magmático, sugerem movimento do bloco superior para NW. A zona de cisalhamento transcorrente NW-SE é caracterizada por uma movimentação levógiro sob condições metamórficas da fácies anfibolito afetando gnaisses granodioríticos da AAM I. A trama resultante foi parcialmente rearranjada por crescimento estático da maioria dos minerais que foram subsequentemente recrystalizados durante reativação dessas zonas de cisalhamento sob condições decrescentes de temperatura. A deformação tardia é caracterizada por fluxo paralelo ao orógeno (NE-SW) em (i) uma zona de cisalhamento transcorrente de escala regional associado com um expressivo magmatismo sincinemático, e (ii) ao longo de diversas zonas de cisalhamento discretas e subordinadas, retrabalhando as rochas ígneas pré-existentes. Indicadores cinemáticos consistentes, nas zonas de cisalhamento discretas de pequena escala, sugerem sentido de cisalhamento dextrógiro. Essa deformação desenvolvida sob condições metamórficas retrogressivas da fácies anfibolito superior a xisto verde inferior foi provavelmente controlada pelo resfriamento dos granitóides sincinemáticos.

INTRODUÇÃO

O Cinturão Dom Feliciano resulta de uma convergência de longa duração entre os Crátons do Rio de La Plata e Kalahari. Segundo Tommasi & Fernandes (1990), esses processos geodinâmicos produziram uma série de associações petrotectônicas alongadas segundo NE-SW, ou seja, paralelamente ao orógeno por:

1. Fechamento de um proto-oceano Atlântico, causando a formação de um arco magmático precoce (AAM I) e de uma bacia marginal (ABM) na borda leste do Cráton do Rio de La Plata.
2. Colisão entre o Cráton do Kalahari e a AAM I originando as principais feições deformacionais e metamórficas apresentadas pelos granitóides cálcico-alcalinos (fluxo precoce).
3. Fechamento da bacia marginal, com formação de uma associação magmática tardia.
4. Colisão entre o Cráton do Kalahari-AAM I e o Cráton do Rio de La Plata, com incorporação de peridotitos

à crosta continental (Tommasi *et al.*, 1992). À essa segunda orogênese segue-se a principal movimentação tectônica com transporte paralelo ao alongamento do cinturão (fluxo tardio), que nas rochas presentemente estudadas, é registrada pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes sob condições metamórficas equivalentes às da fácies xisto verde (Fernandes *et al.*, 1992a).

Essa evolução tectônica resulta em padrões cinemáticos característicos para as várias associações petrotectônicas. A associação magmática precoce tem sua evolução cinemática especialmente bem registrada na região de Piratini, situada na borda oeste do AAM I e compreendendo parte das folhas de Piratini, (SH.22-Y-C-II-4), Arroio da Solidão (SH.22-Y-C-III-3), Passo do Coutinho (SH.22-Y-C-V-2) e Freire (SH.22-Y-C-VI-1) do Serviço Geográfico do Exército.

Nesta região, mapeamento geológico e estrutural preliminar (Fig. 1) a partir da base apresentada por Frantz & Remus (1986) indicou a presença de orto-

Figura 1 — (a) Mapa de situação do Cinturão Dom Feliciano (DF) em relação às principais unidades do sistema geodinâmico brasileiro — Cratons do Rio de La Plata (RP) e Kalahari (K), com detalhe mostrando as associações petroectônicas (b) cujo detalhe (retângulo branco) mostra o esboço geológico da região de Piratini (c). Traços pretos de orientação N-S representam enxames de diques ácidos.

gnais migmatíticos¹ e granitóides cálcio-alcálicos (Fernandes *et al.*, 1992b) com enclaves de feldspato-quartzo-biotita gnais finamente bandados, registrando um regime deformacional tangencial com movimentação NW-SE sob condições metamórficas de fácies anfibolito. Foram mapeados também gnais oftalmíticos miloníticos caracterizando uma zona de cisalhamento subvertical (geometria original?) com direção NW-SE. O conjunto é intrudido por granitos sincinemáticos (monzogranito porfirítico pegmatóide e leucogranitos peraluminosos) à uma zona de cisalhamento transcorrente de escala quilométrica com orientação NE-SW (e granitos tardi- a pós-tectônicos a essa deformação), que também retrabalha os gnais migmatíticos com desenvolvimento de zonas de cisalhamento discretas de escala decamétrica sob condições metamórficas de fácies xisto verde. Dobras abertas normais afetam ambas as estruturas controlando seu padrão de afloramento.

Esses estudos preliminares permitiram a individualização de dois regimes cinemáticos: um fluxo precoce com direção NW-SE e um fluxo tardio com direção NE-SW que, afetando unidades produzidas em diferentes períodos da evolução da AAM I, são representativas da evolução cinemática dessa última e assim, objeto de estudo de detalhe no presente trabalho.

CARACTERIZAÇÃO DA EVOLUÇÃO CINEMÁTICA

Movimentação transversal ao cinturão

Essa movimentação é registrada por zonas de cisalhamento tangenciais e transcorrentes na área estudada.

As primeiras, características dos ortognaisses migmatíticos (Fig. 1), têm seu registro quase totalmente obliterado por migmatização tardi-tectônica e intrusões graníticas, sendo preservado unicamente um bandamento composicional composto e originalmente subhorizontal (se eliminado os efeitos das dobras tardias), marcado por níveis milimétricos enriquecidos em biotita (Figs. 2b e c), relictos de uma foliação milonítica anterior e/ou resultando de um fluxo magmático com orientação semelhante. Porém, em "roof-pendants gnáissicos" de composição diorítica, uma foliação milonítica subhorizontal (Fig. 2a) é preservada registrando em macroescala a movimentação anterior à migmatização.

A zona de cisalhamento transcorrente é registrada unicamente em um *roof-pendant* (gnais oftalmíticos milonitizados - Fig. 1) em granitos sin- e pós-cinemáticos em relação à movimentação tardia, paralela ao cinturão. Devido à limitada exposição, a geometria subvertical dessa zona de cisalhamento não foi inequivocamente estabelecida, podendo igualmente constituir-se numa zona subhorizontal afetada por dobras normais tardias NW-SE. Porém, a atitude extremamente constante de suas foliações (NW-SE com alto mergulho para SW) ao longo de perfis perpendiculares à sua direção

favorece a hipótese de uma orientação original subvertical para essa estrutura.

Zonas tangenciais (subhorizontais)

A deformação subhorizontal NW-SE afetando os ortognaisses migmatíticos é registrada de forma diversa pelas diferentes unidades que os compõem.

Nos enclaves gnáissicos dioríticos a trama milonítica é marcada por megacristais de plagioclásio com formas irregulares assimétricas orientados NW-SE (Fig. 2a) em uma matriz a base de biotita verde escuro e anfibólio verde (possivelmente hornblenda) sem orientação preferencial, plagioclásio, minerais opacos, esfero e epidoto (Figs. 2a e 3a). Porém, em microescala, o registro deformacional é largamente obliterado por reações metamórficas durante um episódio térmico subsequente.

O plagioclásio apresenta-se como megacristais zonados com formas e contatos muito irregulares e com cristalização de quartzo e biotita verde escuro nas reentrâncias (Fig. 3b). As feições deformacionais relictas do estágio anterior são representadas pela presença de extinção ondulante e maclas mecânicas ou de domínios com orientações cristalográficas variáveis, frequentemente com limites paralelos às maclas polissintéticas, que podem representar tanto subgrãos como porções dos cristais individualizadas por microfraturas. São ainda observados contatos suturados (Fig. 3d) sugerindo migração de contatos, *i.e.*, difusão ativa.

Os anfibólios apresentam substituição por biotita verde escuro, minerais opacos, esfero e pistacita, possivelmente originados durante retrometamorfismo tardio.

A trama dos enclaves granodioríticos (enclaves lenticulares assimétricos na porção granítica) é caracterizada por uma foliação subhorizontal (Fig. 1) marcada por bandas finas e descontínuas de concentração de biotita verde escuro com minerais opacos, esfero, epidoto e raros grãos de plagioclásio associados anastomosando em torno de lentes quartzo-feldspáticas (Figs. 2b e 3c). Essas lentes apresentam baixa deformação no estado sólido e são compostas por plagioclásio com textura granoblástica poligonal, quartzo em concentrações variáveis e raros K-feldspatos.

O K-feldspato apresenta-se como cristais com formas irregulares (intersticial?), por vezes pertítico e com maclas albíta-periclina. Frequentemente é observada instabilização com formação de mirmequitos ao longo dos contatos com os plagioclásios.

Os cristais de plagioclásio apresentam formas e contatos irregulares e, por vezes, maclas mecânicas, dobradas ou não e fraturas preenchidas por quartzo. Frequentemente, são observados agregados com cristais apresentando orientação preferencial moderada e migração de contatos bem desenvolvida. Ambos os feldspatos apresentam localizadamente recristalização por nucleação e substituição por biotita nos limites de grãos de mesma espécie.

O quartzo ocorre como agregados intersticiais policristalinos parcialmente recristalizados, apresentando grãos originais com bandas de deformação/subgrãos prismáticos ou subgrãos poligonais circundados por novos

¹ A denominação ortognaisses migmatíticos refere-se à associação de grandes volumes graníticos com enclaves parcialmente fundidos de composição granodiorítica e mega-enclaves dioríticos preservando texturas características de deformação no estado sólido.

Figura 2 — Estruturas macroscópicas características da deformação tangencial nos ortognaisses migmatíticos e granitos associados.
 a - Trama milonítica marcada por megacristais de plagioclásio com formas irregulares assimétricas em enclaves de dioritos porfíricos ('Olympus' paralelo à lineação de estiramento dos feldspatos).
 b - Foliação (S) marcada por níveis de concentração de biotita em enclaves de composição granodiorítica (metade NE da fotografia).
 c - Bandamento composicional subhorizontal marcado por bandas máficas finas e descontínuas anastomosadas em torno de lentes quartzo-feldspáticas (Q), xenólitos de supracrustais (X) e enclaves de composição granodiorítica (G) nas porções graníticas.
 d - Detalhe mostrando assimetria de enclaves de composição granodiorítica (G), que indicam movimento do bloco superior para noroeste (levógiro na fotografia).
 Capa da lente com 5cm de diâmetro e martelo com cabo de 45cm de comprimento.

grãos indeformados com contatos suturados a retilíneos, geralmente sem orientação cristalográfica preferencial.

A biotita apresenta uma coloração verde escuro, mostrando-se geralmente orientada com (001) paralelo à foliação. Frequentemente observa-se associação de esfero, minerais opacos e epidoto (produtos de substituição de anfíbios durante retrometamorfismo).

Finalmente, as *porções graníticas* registram um fluxo magmático através de um bandamento composicional difuso e descontínuo marcado por bandas quartzo-feldspáticas ou enriquecidas em biotita (parcialmente herdado? - Fig. 2c) ou por *schlieren* de enclaves dioríticos com orientação subhorizontal e uma lineação E-W (Fig. 1) marcada por orientação localizada de megacristais de K-feldspato e alongamento de enclaves de composição intermediária, além de xenólitos de rochas supracrustais (Figs. 2c e d).

Ambos os feldspatos apresentam microestruturas muito semelhantes às observadas nas lentes graníticas das porções intermediárias, sendo a principal diferença o aumento da proporção de K-feldspato nas porções graníticas dessa rocha.

O quartzo apresenta-se como agregados policristalinos ou grandes grãos intersticiais indeformados ou

mostrando unicamente extinção ondulante (Fig. 3e), sem orientação cristalográfica preferencial.

Os cristais de biotita verde escuro a acastanhado apresentam uma orientação preferencial incipiente e, localizadamente, substituição por muscovita com granação fina e minerais opacos (tardia?).

Indicadores cinemáticos observados em macroescala nas diversas unidades, tais como assimetria de megacristais de plagioclásio nas porções gnáissicas (Fig. 2a) ou de xenólitos de paragneisses e de enclaves gnáissicos com composição granodiorítica apresentando foliação interna oblíqua à registrada pelo fluxo magmático na porção granítica (Figs. 2c e d), indicam movimentação do bloco superior para oeste.

Finalmente, as estruturas não-penetrativas afetando essas unidades são representadas por *dobras* apertadas a isoclinais, com orientações e dimensões variadas, que são marcadas pelo bandamento composicional ou por veios graníticos nas porções gnáissicas. Essas dobras são possivelmente originadas por instabilidades no fluxo magmático ou devido a variações de comportamento reológico entre porções com diferentes proporções de fluidos magmáticos. Algumas dessas estruturas mostram, no entanto, foliações plano-axiais marcadas pela orientação de biotita e/ou anfíbólio, que po-

Figura 3 — Microestruturas características de deformação tangencial nos ortogneisses migmatíticos.

- a - Megacristais de plagioclásio (P) com formas irregulares assimétricas orientados em uma matriz à base de biotita verde escuro e anfíbólio verde (hornblenda comum?), plagioclásio, opacos, esfero e epidoto - porção gnáissica, LN, 18X.
- b - Detalhe dos megacristais de plagioclásio (P) mostrando contatos muito irregulares e cristalização de quartzo e biotita verde escuro nas reentrâncias, LP, 18X.
- c - Detalhe dos megacristais de plagioclásio (P) mostrando contatos suturados sugerindo migração de contatos ativa, LP, 18X.
- d - Foliação marcada por bandas finas e descontínuas de concentração de biotita verde escuro com opacos, esfero, epidoto e raros grãos de plagioclásio associados, anastomosando em torno de lentes quartzo-feldspáticas apresentando baixa deformação no estado sólido - porção intermediária, LN, 18X.
- e - Porção granítica apresentando remanescente de textura ígnea modificada por microfraturas. Note a extinção ondulante do quartzo na extremidade SE da fotografia. LP, 18X.

dem ser alternativamente interpretadas como produzidas por fluxo no estado sólido. Estudos de detalhe são contudo necessários para a confirmação ou refutação dessas sugestões.

Assim, as estruturas de macroescala indicam a atuação de um fluxo de massas rochosas em um plano sub-horizontal segundo uma direção NW-SE, com movimentação do bloco superior para oeste. Este foi acompanhado por migmatização e/ou injeção granítica sin-tectônica, acompanhada de fluxo magmático nas porções graníticas com um padrão cinemático similar ao apresentado pela deformação no estado sólido, como preservada nos *roof-pendants* e enclaves dioríticos maiores. Essa deformação no estado viscoso é sugerida, nas porções graníticas, pela coexistência de orientação pre-

ferencial de biotita e/ou feldspato (*grain shape fabric*) com grãos e agregados de quartzo intersticiais indeformados. O registro de fluxo tangencial no estado sólido é, porém, em microescala, intensamente obliterado por: (i) reações de substituição metamórfica relacionadas ao pico metamórfico tardi-cinemático e (ii) injeções graníticas, não sendo possível a caracterização das condições metamórficas associadas a esse regime deformacional.

Zonas transcorrentes (subverticais)

Essa deformação afeta granitóides de composição granodiorítica produzindo gnaisses oftalmíticos miloníticos e, posteriormente, milonitos e ultramilonitos sobre esses gnaisses.

Granodioritos porfíricos, aflorando a norte da ocorrência principal de gnaisses oftalmíticos e representando possíveis protótipos desses, apresentam uma foliação NW-SE mergulhando a alto ângulo para SW e uma lineação NW-SE subhorizontal (Fig. 1) marcadas por orientação dimensional de megacristais idiomórficos de feldspato (com entelhamento ocasional - Fig. 4a) e de máficos (biotita e anfibólio?). Essa trama é possivelmente originada por fluxo magmático com uma cinemática semelhante à da deformação (no estado sólido) dos gnaisses.

A trama dos *gnaisses oftalmíticos* milonitizados caracteriza-se por uma lineação de estiramento subhorizontal (Fig. 1) marcada por porfiroclastos assimétricos de plagioclásio e/ou K-feldspato contornados por bandas quartzosas contínuas e bandas máficas a base de hornblenda verde, biotita castanho avermelhado, esfeno e epidoto (Fig. 4b). Estes minerais marcam uma foliação anastomosada NW-SE subvertical (Fig. 1), com microestruturas sugerindo deformação sob condições metamórficas de alta temperatura, seguida por um episódio térmico registrado através de rearranjo textural por recristalização estática.

Os porfiroclastos de K-feldspato são intensamente afetados por reações de substituição por plagioclásio + quartzo, originando mirmequitos e/ou agregados poligonais de plagioclásio e quartzo nos limites de grãos.

Os porfiroclastos de plagioclásio apresentam-se sob o microscópio como lentes policristalinas assimétricas com textura granoblástica tendendo a poligonal. Os novos grãos desses agregados mostram grau de desorientação cristalográfica variável (Fig. 5a) e, por vezes, macas mecânicas, o que pode ser interpretado como produto de recristalização dinâmica a alta temperatura de porfiroclastos de plagioclásio com rearranjo posterior da textura por recristalização estática (*annealing*). Ainda, freqüentemente é observada substituição por biotita castanho avermelhado.

O quartzo caracteriza-se por fitas extremamente alongadas formando bandas contínuas limitadas por biotita, compostas por grandes grãos de contatos suturados orientados aproximadamente perpendiculares à foliação principal, sugerindo recristalização estática (Fig. 5b). A presença de subgrãos com limites prismáticos sugere ainda a ocorrência de um novo incremento de deformacional de baixa intensidade. Orientação cristalográfica preferencial não foi observada nesse mineral.

A hornblenda marca uma lineação mineral com cristais de seção prismática orientados paralelamente à lineação de estiramento. Mostra fraturas de extensão preenchidas por quartzo ou recristalização com substituição por biotita ao longo de contatos e fraturas.

A biotita (castanho avermelhado) ocorre como porfiroblastos orientados com (001) paralelo à foliação prin-

Figura 4 — Estruturas macroscópicas características da deformação transcorrente NW-SE.

- a - Granodiorito porfírico mostrando orientação dimensional de biotita e de megacristais de plagioclásio com feições de entelhamento localizadas (setas), sugerindo fluxo magmático (dextrógiro-topo para a direita).
- b - Gnaiss oftalmítico apresentando trama milonítica marcada por fitas de quartzo e agregados máficos (biotita + anfibólio) anastomosados em torno de cristaloclastos de feldspato com formas lenticulares assimétricas (porção NE da fotografia) e bandas de cisalhamento (lapiseira) indicando movimentação levógira (topo para esquerda).
- c - Ultramilonito apresentando alternância milimétrica de bandas quartzosas, feldspáticas e máficas. Lapiseira com 14 cm de comprimento e capa da lente com 5 cm de diâmetro.

Figura 5 — Microestruturas características da deformação transcorrente NW-SE.

- a - Gnaíse oftalmítico apresentando lente policristalina de plagioclásio (P) com textura granoblástica poligonal sugerindo recrystalização estática e porfiroclasto de K-feldspato (K) com coroa de substituição composta por quartzo e plagioclásio, LP, 120X.
- b - Fita de quartzo (Q) limitada por biotita e por lente policristalina de plagioclásio, sugerindo recrystalização estática no gnaíse oftalmítico milonitizado, LP, 120X.
- c - Milonito apresentando porfiroclastos de feldspato e matriz feldspática originada por recrystalização por migração de contatos. Alguns porfiroclastos apresentam fraturas preenchidas por quartzo (seta) sugerindo atuação de dissolução-cristalização, LP, 120X.
- d - Porfiroclasto de K-feldspato (K) com extensiva substituição por plagioclásio e quartzo formando uma coroa com textura granoblástica poligonal, LP, 18x.

cípal englobando esfeno, epidoto e outros cristais de biotita com orientação oblíqua.

Ocorrem ainda pequenos cristais pós-tectônicos de granada, localizadamente formando estruturas coroníticas com um núcleo de minerais opacos envolto por esfeno e granada.

Os milonitos e ultramilonitos apresentam uma trama marcada por alternância de bandas milimétricas irregulares e descontínuas nos primeiros e bastante contínuas nos últimos (Fig. 4c). Essas são de composição quartzosa (fitas de quartzo estirado ou segregação incipiente?), feldspática (granulação muito fina) e máfica (biotita e anfibólio) sendo igualmente marcadas por orientação de porfiroclastos de quartzo e mais raramente de feldspato. Essas feições registram o retrabalhamento da trama dos gnaisses por intensa redução de tamanho de grão através de recrystalização dinâmica dos vários minerais. Essas rochas diferem apenas em intensidade de deformação: nos milonitos a deformação é concentrada em bandas feldspáticas com granulação fina (Fig. 5c), enquanto nos ultramilonitos essas bandas com granulação muito fina tornam-se dominantes, sendo preservadas lentes com textura milonítica.

O K-feldspato apresenta-se como porfiroclastos alongados com extinção ondulante, maclas albíta-periclina com distribuição irregular e pertitas *en échelon*. Coroa de mirmequitos e/ou de agregados de plagioclásio e quartzo com textura poligonal registram a substituição do K-feldspato por plagioclásio e quartzo (Fig. 5d). Os processos de recrystalização² (possivelmente por migração de contatos) resultam em formação de caudas assimétricas ou boudinagem localizada e, finalmente, em uma matriz feldspática com mirmequitos e pequenos porfiroclastos isolados (Fig. 5c). Outra estrutura observada localizadamente são as fraturas preenchidas

² As determinações microestruturais realizadas no presente estudo baseiam-se unicamente em microscopia ótica, sofrendo assim as restrições inerentes a esse tipo de estudo. Assim, a determinação de feições registrando deformação dúctil de feldspatos, tais como extinção ondulante e subgrãos, é de uma confiabilidade limitada visto que estruturas semelhantes poderem ser formadas por microfraturamento. Também as determinações de orientações cristalográficas preferenciais para o quartzo foram realizadas de forma expedita com o auxílio de uma lâmina comparadora, sendo aproximativas. Estudos mais detalhados (em desenvolvimento), envolvendo utilização de microscopia eletrônica e platina universal, são necessários para eliminar essa indeterminação nas interpretações.

por quartzo (Fig. 5c), sugerindo atuação de processos de dissolução-cristalização. Ainda, nas porções recristalizadas é freqüente a substituição do K-feldspato por biotita castanho avermelhado.

O plagioclásio ocorre como porfiroclastos arredondados ou com formas e contatos irregulares geralmente limitados por biotita castanha. Apresenta extinção ondulante, maclas mecânicas e caudas assimétricas formadas por recristalização por migração de contatos e intensa substituição por biotita castanha. Esses processos de recristalização dinâmica resultam em uma matriz feldspática com pequenos porfiroclastos isolados. São ainda observadas sombras de pressão assimétricas compostas por quartzo com recristalização menos intensa (granulação mais grossa), fraturas preenchidas por quartzo em continuidade com grãos da matriz e grãos lenticulares assimétricos com contatos irregulares isolados em bandas quartzosas. Esses últimos geralmente não apresentam registro dos mecanismos de deformação responsáveis pela forma lenticular, o que sugere a ocorrência de altas atividades de fluidos supersaturados em sílica durante a deformação. Finalmente, texturas características dos gnaisses oftalmíticos tais como lentes policristalinas com textura granoblástica poligonal e granulação mais grossa que a da matriz, preservadas junto a porfiroclastos de K-feldspato (originadas por substituição do K-feldspato?) e que ocorrem associados a pequenos cristais pós-tectônicos de granada, são preservadas localizadamente.

O quartzo apresenta-se, nas bandas em que é dominante, como fitas policristalinas muito alongadas, limitadas por e englobando cristais de biotita, sugestivos de uma origem por recristalização estática. A recristalização por rotação de subgrãos e migração de contatos registrada nessas fitas sugere ainda, a ocorrência de um novo incremento deformacional, cuja orientação cristalográfica preferencial composta indica a ocorrência de deslizamento basal dominante e prismático <a> subordinado. Nas porções feldspáticas, o quartzo ocorre como fitas monocristalinas, sem relações de forma muito desenvolvidas, com subgrãos prismáticos perpendiculares à foliação, sugestivos de uma gênese por deslizamento basal, ou localizadamente, como fitas monocristalinas com relações de forma bem desenvolvidas e subgrãos retangulares, apresentando <c> paralelo ao alongamento (?). Esta orientação poderia ser interpretada como relictas de um estágio deformacional precoce de mais alta temperatura ou como produzida por recristalização estática.

A biotita apresenta coloração castanho escuro e orienta-se com (001) paralelo à foliação, sendo concentrada em bandas. Observa-se recristalização por nucleação com intensidade variável para biotita castanho avermelhado com granulação mais fina.

Os indicadores cinemáticos nas várias unidades, tais como: entelamento de megacristais de feldspato no granodiorito (Fig. 4a), assimetria de porfiroclastos de feldspato e bandas de cisalhamento no gnaiss oftalmítico (Fig. 4b) e caudas de cristalização assimétrica em feldspatos nos milonitos e ultramilonitos, indicam consistentemente movimentação levógira durante as di-

versas etapas de movimentação nessas zonas de cisalhamento (fluxos magmático e tectônico).

Assim, as estruturas de macroescala indicam a atuação de um fluxo de massas rochosas de sentido levógira, paralelo à direção da zona de cisalhamento subvertical (NW-SE). A caracterização do granodiorito porfirítico como protólito dos gnaisses oftalmíticos (uma possibilidade apenas, visto que a continuidade entre as duas rochas não pode ser observada em função da ausência de afloramentos) implicaria na ocorrência de um fluxo com o mesmo padrão cinemático, iniciado no estágio magmático e posteriormente desenvolvido por deformação no estado sólido. A comprovação dessa interpretação viria a demonstrar a natureza sintetônica desses granitóides e a consequente inferência da existência pretérita de descontinuidades estruturais, ao longo das quais os mesmos poderiam ter sido intrudidos.

A história deformacional registrada pelos gnaisses oftalmíticos milonitizados, caracterizada por recristalização de ambos os feldspatos, reações de instabilização dos K-feldspatos e cristalização de biotita castanho avermelhado orientada na foliação, sugere deformação sob condições metamórficas de fácies anfibolito.

A trama originada por fluxo tectônico sob condições da fácies anfibolito é parcialmente obliterada por um episódio de recristalização estática (*annealing*). Isso é sugerido pelo rearranjo das microestruturas dos porfiroclastos de plagioclásio para agregados monominerálicos com textura granoblástica poligonal e pela migração de contatos e crescimento do quartzo, dando origem a fitas com grandes grãos com limites perpendiculares ao alongamento das fitas, circundados por e localizadamente englobando cristais de biotita. Esse episódio de recristalização estática, melhor registrado nos gnaisses oftalmíticos, poderia estar geneticamente relacionado à (i) concentração da deformação nas faixas de milonitos e ultramilonitos possibilitando a recristalização estática nas lentes gnáissicas preservadas ou (ii) uma interrupção na movimentação da zona de cisalhamento durante o período entre os fluxos responsáveis pela formação dos gnaisses e dos milonitos/ultramilonitos. A última hipótese é favorecida pela presença de microestruturas de recristalização estática com superposição de recristalização dinâmica nas fitas de quartzo dos milonitos e ultramilonitos.

O registro deformacional nos milonitos e ultramilonitos sugere continuação da movimentação na zona de cisalhamento NW-SW com uma cinemática semelhante, ainda sob condições da fácies anfibolito (biotita castanho avermelhado recristalizada estável na foliação), porém sob condições de temperatura ligeiramente inferiores às do fluxo precoce. Isso é inferido a partir da ocorrência de microesculturas indicativas de recristalização por migração de contatos (*bulging*), dominante nos feldspatos e uma orientação cristalográfica preferencial composta, sugerindo a atuação de deslizamento prismático <a>, mas com predominância de deslizamento basal no quartzo.

Movimentação paralela ao cinturão

Essa movimentação é concentrada em uma zona

de cisalhamento transcorrente NE-SW de escala quilométrica afetando granitos sincinemáticos, mas é também registrada por faixas miloníticas de escalas variáveis (hectométrica a decamétrica) retrabalhando as estruturas pré-existentes. A primeira, denominada de zona de cisalhamento principal, apresenta cerca de 2km de espessura, sendo marcada por diversas intrusões de pequenos corpos lenticulares de leucogranito peraluminoso e corpos maiores de monzogranito porfirítico pegmatóide, enquanto as últimas mostram-se como faixas de milonitos e ultramilonitos discretas com espessuras da ordem de dezenas de metros afetando principalmente os ortognaisses migmatíticos. Esse retrabalhamento caracteriza-se por uma brusca inflexão da foliação ou bandamento dos ortognaisses migmatíticos da posição subhorizontal para a subvertical (Fig. 6c).

Zona de cisalhamento principal

Na zona de cisalhamento principal a deformação é caracterizada por um fluxo magmático precoce como indicado pela orientação dimensional de megacristais prismáticos de K-feldspato no monzogranito porfirítico pegmatóide, seguido por um fluxo no estado sólido inferido a partir da presença de uma trama milonítica marcada por orientação de agregados de biotita, fitas de quartzo e porfiroclastos de feldspato boudinados, assimétricos ou não. Ainda, corpos lenticulares de leu-

cogranitos peraluminosos intrudidos nessa zona de cisalhamento apresentam uma trama milonítica bem caracterizada através da orientação de micas, fitas de quartzo ou de porfiroclastos de feldspato com relações de forma pouco desenvolvida. Esses porém, não mostram um fluxo magmático inequivocamente caracterizado, sendo este apenas localizadamente inferido a partir (i) da presença de micas (muscovita ou biotita castanha) orientadas associada à (ii) presença de quartzo indeformado.

Indicadores cinemáticos restringem-se a porfiroclastos de feldspato assimétricos no monzogranito porfirítico pegmatóide, visto a granulação fina e as péssimas condições de exposições dos leucogranitos peraluminosos nesta área não permitirem observações de boa qualidade. Porém, mesmo os raros indicadores cinemáticos observados no monzogranito porfirítico não se mostram consistentes regionalmente, não permitindo inferências acerca do sentido de movimentação.

Ainda, devido a essa zona de cisalhamento principal ser um prolongamento da estudada em detalhe na região de Quitéria-Capivarita (cf. Fernandes *et al.*, 1990), onde o retrabalhamento por tectônica rúptil tardia é menos intenso, os estudos do registro de microescala das zonas de alta deformação NE-SW subvertical na região de Piratini foram concentrados no retrabalhamento dos ortognaisses migmatíticos nas zonas de cisalhamento discretas de pequena escala.

Figura 6 — Estruturas macroscópicas características das zonas de cisalhamento tardias subverticais de direção NE-SW que retrabalham os ortognaisses migmatíticos.

- a - Protomilonitos mostrando bandamento marcado por variações granulométricas, i.e., redução de tamanho de grão localizado, e banda (máfica) de ultramilonitos (moeda).
- b - Ultramilonitos com lineação de estiramento subhorizontal marcada por fitas de quartzo (paralelas à 'Olympus' da capa da lente).
- c - Zona de cisalhamento decamétrica provocando inflexão do bandamento dos gnaisses migmatíticos (martelo paralelo ao bandamento) da posição subhorizontal para subvertical, indicando a

existência de uma componente inversa associada à movimentação longitudinal transcorrente.

Moeda e capa da lente com 2 e 5 cm de diâmetro, respectivamente, e martelo com 45 cm de comprimento.

Retrabalhamento dos ortognaisses

As *faixas miloníticas discretas* que retrabalham os ortognaisses apresentam uma alternância métrica de protomilonitos, milonitos, ultramilonitos e filonitos com lentes de termos menos deformados (milonitos ou ultramilonitos em faixa filonítica ou de protomilonitos em faixas miloníticas ou ultramiloníticas). Estas lentes geralmente têm dimensões métricas e orientação NE-SW do eixo maior.

Essa deformação é caracterizada por uma foliação NE-SW com alto mergulho para NW (Fig. 1), marcada por variação granulométrica decorrente da redução de tamanho de grão localizada nos protomilonitos (Fig. 6a), orientação de biotita, fitas de quartzo e porfiroclastos de feldspato nos milonitos, fitas de quartzo e bandas micáceas de granulação muito fina nos ultramilonitos (Fig. 6b) e orientação de micas (muscovita muito fina?) e epidoto nos filonitos. A lineação, marcada por fitas de quartzo e porfiroclastos de feldspato (Figs. 6a e b), apresenta uma orientação regional NE-SW subhorizontal (Fig. 1), que no entanto pode localizadamente apresentar caimento de até 50°. Frequentemente são observadas ainda dobras normais fechadas a isoclinais, de escala decimétrica a centimétrica, com eixos com orientação NE-SW e caimentos variáveis, possivelmente relacionadas à instabilidades no fluxo tectônico.

As condições metamórficas associadas a deformação variam para as diversas faixas discretas desde a *fácies xisto verde superior* até a inferior.

A deformação na *fácies xisto verde superior*, especialmente bem representada em zonas com predominância de milonitos e protomilonitos, caracteriza-se por recristalização por nucleação em limites de grão e/ou fraturas de cisalhamento em porfiroclastos de feldspato (Fig. 7a). É representada ainda, por coroas de substituição em K-feldspato (produzidas em um estágio anterior, i.e. da deformação precoce tangencial?) e extensiva recristalização dinâmica do quartzo, originando uma foliação milonítica anastomosada contornando os porfiroclastos de feldspato (Fig. 7a). Essas feições, associadas à recristalização da biotita, resultam em milonitos compostos por porfiroclastos de feldspato com caudas de recristalização assimétricas, envoltos por uma matriz a base de quartzo em fitas e biotita verde castanho orientada (Fig. 7b).

Os porfiroclastos de feldspato apresentam ainda caudas de cristalização com substituição por biotita e epidoto ou muscovita (rara) e sombras de pressão com quartzo, além de texturas de alta temperatura, como coroas de mirmequitos, formas lenticulares arredondadas e contatos irregulares ou fraturas com preenchimento por quartzo ou biotita verde acastanhado, macas mecânicas e pertitas *en échelon*, que possivelmente correspondem a relictos do estágio de deformação tangencial precoce.

Nos milonitos, o quartzo apresenta-se como fitas policristalinas totalmente recristalizadas com uma orientação cristalográfica fraca, sugerindo deslizamento basal dominante. Porém, em determinadas porções da lâmina, principalmente entre porfiroclastos de feldspato, são observados grãos mais alongados, o que pode

ser atribuído a um efeito local de repartição da deformação, possivelmente por influência da interação entre os porfiroclastos.

A biotita original apresenta uma coloração castanho avermelhado, sendo quase totalmente recristalizado para biotita verde com epidoto associado (substituição de plagioclásios?) orientada paralelamente à foliação. Localizadamente observa-se substituição incipiente da biotita por muscovita.

As texturas formadas sob condições da *fácies xisto verde inferior*, características dos termos de mais alta deformação predominantemente frágil dos feldspatos (Fig. 7c), ativação de sistemas de deslizamento de baixa temperatura no quartzo e substituição de biotita por muscovita, resultando em uma textura caracterizada por alternância de fitas policristalinas de quartzo bastante contínuas com bandas feldspáticas enriquecidas em micas e epidoto.

Os porfiroclastos de feldspato apresentam um intenso fraturamento, com formação de fraturas de cisalhamento antitéticas e sintéticas e/ou de extensão (Figs. 7c e d) com substituição por biotita verde claro seguida por substituição por muscovita, minerais opacos e epidoto ou, mais frequentemente, preenchidas por quartzo. Outras estruturas localizadamente observadas são *kinks* devidas à microfraturamento (?) em plagioclásio e sombras de pressão com cristalização de quartzo ou biotita.

O quartzo apresenta texturas variando desde grãos pouco estirados com recristalização por nucleação nos contatos e orientação cristalográfica fraca sugerindo deslizamento basal dominante até as fitas policristalinas formadas por grãos recristalizados oblíquos à foliação (Fig. 7b), com raros grãos originais alongados preservados apresentando subgrãos prismáticos. Estas fitas mostram uma orientação cristalográfica preferencial bem definida, sugerindo deslizamento basal dominante e são frequentemente boudinadas nas bandas micáceas.

A biotita é quase completamente substituída por muscovita, que se concentra em bandas paralelas à foliação com minerais opacos (substituição de biotita?) ou com relictos de feldspatos associados (substituição de feldspatos?) ou em bandas de cisalhamento.

Em algumas zonas de cisalhamento de escala decamétrica as reações de substituição metamórfica produzindo muscovita e epidoto (Figs. 7c e d) ocorrem de forma bastante intensa produzindo faixas de filonitos de espessura métrica. Estes são compostos por uma matriz muito fina à base de epidoto, muscovita e quartzo ou feldspato (?) com relictos de porfiroclastos de K-feldspato (alongados e com contatos nítidos com a matriz) e plagioclásio (mais arredondados) e fitas de quartzo (recristalização por rotação de subgrãos produzindo granulação bem mais grossa que a matriz), além de litoclastos quartzo-feldspáticos.

Os *indicadores cinemáticos* sugerem movimentação dextrógira consistente nas várias zonas discretas com uma componente inversa local (presente somente em algumas faixas miloníticas), sendo representados por: — inflexão do bandamento precoce dos ortognaisses migmatíticos da posição subhorizontal para subver-

Figura 7 — Microestruturas características das zonas de cisalhamento subverticais de direção NE-SW que retrabalham os ortognaisses migmatíticos.

a - Ortognaisses migmatíticos com milonitização registrada por extensiva recrystalização do quartzo e de feldspatos ao longo dos limites de grãos e fraturas, LP, 18X.

b - Milonito com trama caracterizada por alternância de fitas policristalinas de quartzo e bandas enriquecidas em micas e feldspatos, sendo a movimentação dextrógiro (topo para direita) indicada pela obliquidade dos grãos de quartzo recrystalizados e pela assimetria dos porfiroclastos de plagioclásio, LP, 18X.

c - Porfiroclasto de K-feldspato (K) segmentado por fraturas de extensão com substituição por muscovita e epidoto, LP, 36X.

d - Porfiroclasto de plagioclásio apresentando fraturas de cisalhamento sintética (R) e antitética (R') com substituição por biotita, indicando movimentação dextrógiro (topo para direita), LP, 75X.

- tical caracterizando a presença de falhas inversas associadas ao cisalhamento transcorrente (Fig. 6c);
- dobras assimétricas com eixos de alto caimento;
  - assimetria de caudas de cristalização e sombras de pressão com cristalização de quartzo em feldspato (Fig. 7b);
  - obliquidade dos grãos recrystalizados nas fitas de quartzo (Fig. 7b).
  - obliquidade de limites de subgrãos prismáticos em fitas monominerálicas de quartzo;
  - bandas de cisalhamento (C') marcadas por concentração de minerais opacos e muscovita com granulação muito fina e inflexão de fitas de quartzo e caudas de recrystalização de porfiroclastos de feldspato;
  - fraturas R (Riedel) e R' (anti-Riedel) em porfiroclastos de feldspato (Fig. 7d).

Assim, as texturas nas zonas de cisalhamento discretas que retrabalham os ortognaisses migmatíticos indicam a atuação de um fluxo de massas rochosas em um plano NE-SW mergulhando a alto ângulo para NW com direção de transporte NE-SW, subhorizontal e sentido de cisalhamento dextrógiro. Ainda, lineações de estiramento com fortes caimentos presentes em algu-

mas das faixas miloníticas sugerem uma componente de deslocamento inversa associada ao retrabalhamento dos gnaisses, o que estaria de acordo com um regime transpressivo como o interpretado para a movimentação NE-SW.

A variação das condições metamórficas associadas a essa deformação poderia ser devida a: (i) diacronismo da movimentação nas diversas zonas de cisalhamento ou (ii) cessação precoce da movimentação em algumas faixas miloníticas, relacionando-se a variação térmica a um regime retrogressivo. Ainda, o freqüente fraturamento de porfiroclastos de feldspato com preenchimento por quartzo implicaria ainda em uma intensa atividade de fluidos, possibilitando a dissolução-cristalização do quartzo e catalizando as reações de substituição metamórfica formando muscovita e epidoto.

SÍNTESE DA EVOLUÇÃO CINEMÁTICA NA REGIÃO DE PIRATINI

O registro geológico na área-chave de Piratini indica a atuação de dois regimes cinemáticos distintos e sucessivos, caracterizados por fluxos orientados NW-SE

e NE-SW, representativos da evolução cinemática da Associação de Arco Magmático I.

O *fluxo precoce* (NW-SE), transversal ao cinturão afeta granitóides de composições dioríticas e granodioríticas representativos da AAMI. Esse fluxo tectônico é repartido em uma movimentação tangencial, cujo registro de microescala é largamente obliterado pelo pico metamórfico de alto grau-migmatização e injeção granítica sin- a tardi-tectônica associada, o que impossibilita a determinação precisa das condições metamórficas sincinemáticas através da análise das microestruturas, e em uma movimentação transcorrente sob condições de fácies anfibolito superior. Uma interpretação conjunta das duas movimentações sugeriria a ocorrência de um episódio de espessamento crustal afetando essa associação petrotectônica, no qual as zonas tangenciais representariam os 'flats' e as transcorrentes NW-SE as rampas laterais ou uma estrutura 'em flor'.

O *fluxo tardio* (segundo episódio cinemático - NE-SW) é caracterizado por movimentação paralela ao alongamento do cinturão ao longo de uma zona de cisalhamento sub-vertical, de escala quilométrica e com movimentação transcorrente sob condições metamórficas retrogressivas de fácies anfibolito superior a xisto verde, zona da biotita (cf. determinação de condições metamórficas para a mesma zona de cisalhamento na região de Quitéria-Capivarita - Tommasi, 1991) e em zonas de cisalhamento discretas, de escala decamétrica, sob condições de fácies xisto verde, afetando os ortognaisses migmáticos. Essa variação de condições de metamorfismo sincinemático poderia ser relacionada a variações horizontais no perfil térmico da crosta devido à atribuição advectiva de calor através do importante magmatismo espacialmente associado à zona de cisalhamento prin-

cipal. Ainda, o intenso retrabalhamento das unidades pré-cisalhamento transcorrente NE-SW, relativamente ao observado na região de Quitéria-Capivarita (cf. Fernandes *et al.*, 1990), poderia ser atribuído ao menor volume relativo de granitos sincinemáticos a esse episódio tectônico na região de Piratini, o que implicaria na necessidade de acomodar parte do encurtamento crustal por deformação dos ortognaisses. Finalmente, a consistência das determinações de sentido de movimento nas zonas de cisalhamento discretas de pequena escala poderia sugerir uma movimentação também dextrógira para a zona de cisalhamento principal, hipótese esta atualmente sendo testada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A. & Porcher, C.C. 1992a. Deformation patterns in the Southern Brazilian branch of the Dom Feliciano belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5: 76-84.
- _____; Koester, E.; Kraemer, G.; Scherer, C.M.S.; Menegat, R. 1992b. Granitóides Brasileiros Precoces do Cinturão Dom Feliciano. Caracterização Geoquímica e Discussão Estratigráfica. *Pesquisas*, 19 (2): 195-216.
- Frantz, J.C. & Remus, M.V.D. 1986. Geologia da região de Canguçu-Torrinhas, RS - caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. In: XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia. Anais, 2: 931-948.
- Tommasi, A. 1991. *Evolução cinemática do Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasileiro*. Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. 207p.
- _____; Fernandes, L.A.D. 1990. O Ciclo Brasileiro na porção sudeste da Plataforma Sul-americana - um novo modelo. *Anais 1º Congresso Uruguayo de Geologia*, Montevideo. 1: 107-114.
- _____; Fernandes, L.A.D. & Pinheiro-Machado, R. 1992. Incorporação de lascas do Manto à Crosta Continental nas Porções Externas do Cinturão Dom Feliciano - Evidências de uma Zona de Cisalhamento de Escala Litosférica. *Pesquisas*, UFRGS (submetido).