

A estrutura em flor (flower structure) do complexo costeiro (faixa ribeira) em São Sebastião (São Paulo, Brasil)

The flower structure in the costeiro complex (ribeira belt) São Sebastião (São Paulo, Brazil)

DIAS NETO¹, CORIOLANO; FONSECA², P. E.; MUNHÁ³, J.; EGYDIO SILVA¹ and RIBEIRO², A.

Abstract

The flower structure in the Costeiro Complex (Ribeira belt) São Sebastião, SP." This section of the Ribeira Folded and Thrust Belt is composed of para-gneisses on the East and orthogneisses towards the West; these rocks are organized in a ductile shear zone forming a positive flower structure, whose axis runs ENE-WSW. Amphibolites occur within (predominant) kinzigitic gneisses along this axis.

Convergent dynamics responsible for the Ribeira Belt structure reached temperatures of 800 C and pressures around 5,5 Kb in the Costeiro Complex. At the maximum compressive shortening of the orogen, continental collision processes evolved into directional shears, developing transpressive flower structures. Despite predominant dextral kinematics in the Ribeira Belt, this study characterized several sinistral kinematic markers that are associated with metamorphic peak re-crystallization (and later stages) along the flanks of the flower structure.

The distribution of amphibolitic bodies along the axis of the flower structure (as well as the positioning of the Mesozoic magmatism) indicates recurrent geologic events due to strong tectonic inheritance from an older master structure.

Key words: Costeiro Complex; Ribeira Fold Belt; Brazilian Cycle

(1) Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562; Cidade Universitária, CEP 05508-900, São Paulo (SP), Brasil. coridias@usp.br

(2) Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa/ LATTEX - Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental, Edifício C6- 2º Piso; Campo Grande, 1749-016, Lisboa, Portugal.

(3) Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa/CG - Centro de Geologia, Edifício C6- 3ºPiso; Campo grande, 1749-016, Lisboa, Portugal.

INTRODUÇÃO

A evolução da Cintura de Cisalhamento Ribeira tem sido objecto de estudo de diversos autores (SADOWSKI 1991; EBERT 1957; HASUI & COSTA 1991; HACKSPACHER *et al.* 1992; MACHADO & ENDO 1993; CAMPANHA and ENS 1993; EBERT *et al.* 1993; VAUCHEZ *et al.* 1994; FASSBINDER 1996; EGYDIO-SILVA 1996; EBERT and HASUI 1998), os quais têm realçado um sistema transcorrente dextral, resultante de uma tectónica transpressiva. A componente de compressão e achatamento sugere um transporte tectónico preferencialmente para o sector N-NW, com a geração de estruturas em flor associadas às principais zonas de cisalhamento direito.

As observações e descrições de natureza litológica/estrutural efectuadas por DIAS NETO (2001), em especial ao longo dos afloramentos litorais situados entre as cidades de São Sebastião e Guarujá (Fig. 1), onde as rochas e as estruturas se acham melhor expostas, permitiram a abordagem estrutural contida neste trabalho, e as respectivas interacções entre os tipos litológicos e as seus condicionantes estruturais.

A FAIXA DE DOBRAMENTOS RIBEIRA

A Cintura de Cisalhamento Ribeira (ALMEIDA *et al.* 1973) ou Faixa Ribeira (CORDANI *et al.* 1973) estabelece uma complexa cadeia orogénica, que se desenvolve por mais de 1400 Km ao longo da margem atlântica brasileira, desde a fronteira dos estados da Bahia e do Espírito Santo até ao limite dos estados do Paraná e de Santa Catarina. Esta importante unidade geotectónica é parte integrante do episódio de colagem/acrecção, que originou o sector oeste do paleocontinente Gondwana, desde o Neoproterozóico até ao Eopaleozóico (BRITO NEVES and CORDANI 1991).

EBERT and HASUI (1998) sugerem a geração da Faixa Ribeira, juntamente com a

Faixa Brasília, através do fecho, em junção tripla dos blocos Vitória, São Francisco e Paraná. Os processos que orientaram estas colisões envolveram movimentos laterais, oblíquos e frontais, durante os eventos de convergência, assim como subducção de tipo A (Bally 1981).

Devido à sua vasta extensão, considera-se, neste trabalho, a divisão da Faixa Ribeira em três sectores geográficos distintos, tanto do ponto de vista metamórfico como tectónico: 1) sector norte, caracterizado pela presença de uma tectónica oblíqua em relação à direcção regional, com cavalgamentos para oeste, e localizado na região do Estado do Espírito Santo, e a oeste do Estado de Minas Gerais; 2) sector central, onde predomina deformação por cisalhamentos (verticalizados) transcorrentes e de metamorfismo de grau médio a alto, localizando-se essencialmente na região do Estado do Rio de Janeiro, e no leste do Estado de São Paulo, onde se realizou o presente trabalho; e, 3) sector sul, caracterizado por rochas metassedimentares de grau metamórfico baixo, localizando-se no sul do Estado de São Paulo e norte do Estado do Paraná.

O SECTOR CENTRAL DA FAIXA DE DOBRAMENTOS RIBEIRA

A região central da Faixa Ribeira, envolvendo o sudeste do Estado de São Paulo, foi estudada por TASSINARI and CAMPOS NETO (1988) e, com base na geocronologia foi subdividida em três domínios tectónicos principais, separados por expressivas zonas de cisalhamento. São, respectivamente, de NW para SE as zonas de Cisalhamento (e respectivos Complexos) de São Roque, Embu e Costeiro. O Cisalhamento de São Roque integra rochas geradas entre 1,8 Ga e 0,7 Ga, com dois episódios metamórficos principais, o mais antigo há 1,4 Ga e outro entre 0,8 e 0,7 Ga, finalmente selado por plutonismo granítico entre 700 - 550 Ma. As rochas mais antigas do Cisalhamento Embu proporcionaram ida-

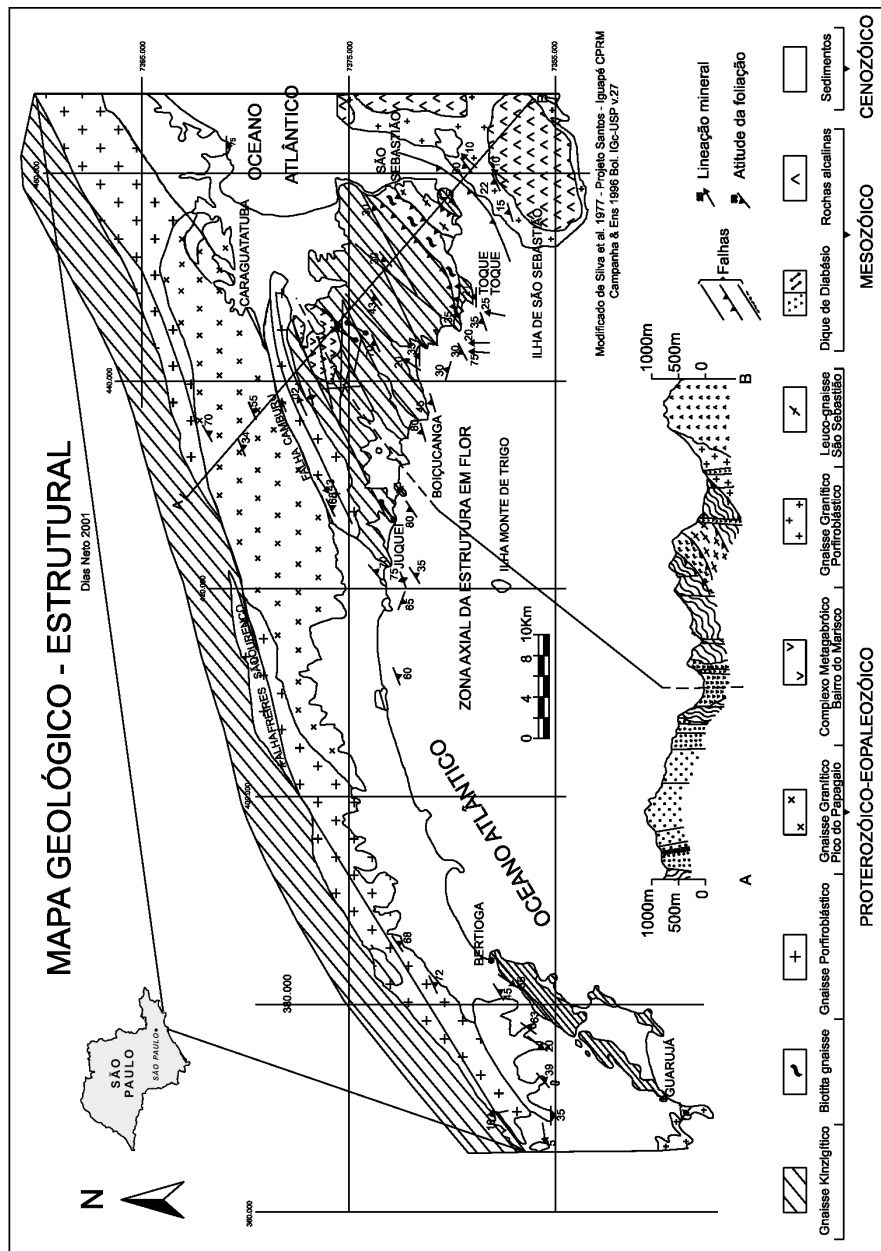


Figura 1 - Mapa geológico-estrutural e corte geológico simplificado caracterizando a estrutura em flor, presente na área estudada (segundo DIAS NETO, 2001).

des de 2,5 Ga com eventos metamórficos a 1,4 Ga e a 750 Ma, a que se associa intensa migmatização. Rochas graníticas foram geradas entre os 700 - 600 Ma. Na região do cisalhamento do Complexo Costeiro as idades das rochas apontam para o Neoproterozóico (600 - 650 Ma), com plutonismo tardi a pós-tectónico, há ca. 550 Ma. Resultados geocronológicos K-Ar, em minerais, indicam arrefecimento generalizado neste domínio, entre os 500 - 450 Ma.

Considerando a interpretação tectónica dos trabalhos pioneiros de EBERT (1957 e 1968) e ROSIER (1965), os metassedimentos, da fácies anfibolítica, que constituem o Grupo São Roque/Açungui, no Estado de São Paulo, foram correlacionados com afloramentos no Estado do Rio de Janeiro, por FONSECA *et al.* (1979). Neste sentido, o Complexo Embu, definido por HASUI and SADOWSKI (1976), como o conjunto de rochas paragnáissicas-migmatíticas do Grupo Açungui, assemelha-se aos litótipos que compõem o Complexo Paraíba, no Estado do Rio de Janeiro, sendo, no entanto, a correlação entre ambos pouco clara.

O COMPLEXO COSTEIRO NA ÁREA EM ESTUDO

HASUI *et al.*, (1981), utilizaram a denominação de Domínio Costeiro para a região delimitada a norte pela Falha de Cubatão e a sul pela linha de costa e ilhas vizinhas, no Estado de São Paulo.

Litologicamente o Complexo Costeiro compreende três conjuntos distintos constituídos por 1) rochas gnáissico-migmatíticas, 2) rochas paraderivadas (metassedimentos) e 3) rochas granulíticas (CHIODI *et al.*, 1983 e SOBREIRO NETO *et al.*, 1983).

O conjunto gnáissico-migmatítico apresenta um paleossoma de gnaíse com hornblenda-biotite e neossoma com composição predominantemente granodiorítica.

Os metassedimentos são constituídos, predominantemente, por rochas siltito-argilosas e, subordinadamente, por quartzitos e rochas cal-

cossilicatadas. Durante o metamorfismo de médio a alto grau que afectou todo o conjunto paraderivado no Ciclo Brasileiro (final do Neoproterozoico), desenvolvem-se extensas zonas de segregação/fusão parcial originando quartzo-feldspatização das rochas originais. Núcleos de rochas máficas-ultramáficas, centimétricos a métricos, que apresentam estruturas sigmoidais e forte deformação cisalhante, incluindo boudinagem, ocorrem no interior dos paragnaisses, em diversos pontos, como assinalam COUTINHO *et al.* (1991) e CAMPANHA and ENS (1996). O Complexo Bairro do Marisco, descrito por SILVA *et al.* (1977), representa um corpo de rochas metabásicas com dimensões quilométricas, situado no interior dos paragnaisses, com estruturas interpretadas por estes autores, como paleo-diques anfibolitizados.

Batólitos graníticos, como o de Natividade da Serra e o de Caraguatatuba, e corpos menores, como o charnoquito de Ubatuba, podem ser encontrados, também, neste domínio. Na maioria, os corpos graníticos são porfíricos, tardi e/a pós-tectónicos, com composição calco-alcalina (JANASI and ULBRICH 1992).

As principais estruturas presentes no Complexo Costeiro, na área em estudo, definem um "trend" ENE-WSW (CHIODI *et al.* 1983). As rochas metamórficas apresentam uma xistosidade penetrativa e/ou foliação gnáissica, a todas as escalas. Os padrões de deformação impostos pelas grandes zonas de cisalhamento NE-SW, que afectaram a região, favoreceram a formação de figuras anastomosadas, como apresentado por CARNEIRO *et al.* (1979).

O regime tectono-metamórfico na região de São Sebastião - Bertioga, descrito por DIAS NETO *et al.* (2000) e DIAS NETO (2001), sugere que as rochas paragnáissicas atingiram a fácies granulítica, em condições de $T=750 \pm 30^\circ\text{C}$ e $P=5 \pm 0.5\text{Kb}$. O pico metamórfico foi acompanhado por intensa migmatização, tendo sido seguido por um percurso P-T-t directo (no sentido dos ponteiros do relógio), envolvendo intensa reabsorção de

granada (granada \diamond cordierite; granada + K feldspato + líquido \diamond silimanite + biotite) e retrogradação da cordierite, segundo a reacção (cordierite \diamond silimanite + biotite), durante a exumação e arrefecimento até $\sim 600^\circ\text{C}$ e 3Kb. Os dados geocronológicos (DIAS NETO, 2001) obtidos em zircões neoformados (U/Pb), plagioclase-biotite (Rb/Sr), moscovite e biotite (K/Ar) indicam que as condições de pico metamórfico ocorreram há 571 ± 10 Ma. As taxas de arrefecimento estimadas são variáveis, desde $\sim 3^\circ\text{C}/\text{Ma}$ na zona central até $100^\circ\text{C}/\text{Ma}$ no segmento SE da região estudada, sugerindo uma exumação rápida diferencial neste sector do Complexo Costeiro.

AS ESTRUTURAS DO COMPLEXO COSTEIRO EM SÃO PAULO

Aspectos Gerais

No que se refere à presente área de trabalho (**Fig. 1**), no Complexo Costeiro, SILVA et al., (1977), CAMPANHA and ENS (1993), CAMPANHA and ENS (1996) e MAFFRA (2000) caracterizaram a principal estrutura regional como uma flor positiva (**Fig. 2**), gerada por deformação dúctil em regime transpressivo, como é apresentado no modelo teórico proposto por SANDERSON and MARCHINI (1984).

O eixo desta mega-estrutura possui orientação N 60-70 E, estendendo-se desde a localidade de Ponta da Baleia (a SW), onde as foliações se encontram verticalizadas, com lineações de estiramento minerais sub-horizontais, até o interior do Complexo Máfico Bairro do Marisco (**Fig. 1**).

O alinhamento dos principais núcleos anfíbolíticos, concordante com o eixo da estrutura em flor, sugere uma herança estrutural orientando o posicionamento destes corpos ígneos. Manifestações magmáticas mesozóicas, como o grande dique de pórfiro-diorítico da Praia Preta, cuja orientação é ENE (COUTINHO and OLIVEIRA 1966) e as

rochas alcalinas da Ilha Monte de Trigo, cujo eixo maior se orienta N60°E (COUTINHO and MELCHER 1973), além de diques máficos no interior do Complexo do Marisco (SILVA et al., 1977), que também concordam com estas orientações, conferem a esta estrutura uma importância especial, possivelmente tendo favorecido a recorrência e reactivação de eventos geológicos ao longo do tempo.

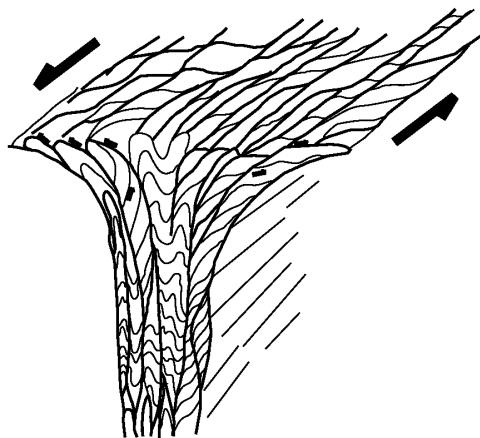


Figura 2 - Esquema simplificado demonstrativo da estrutura em flor (Adaptado de EBERT and HASUI 1998).

A estrutura em flor é assimétrica (**Fig. 1**), com o flanco SE melhor desenvolvido e representado. As foliações, em posição vertical na zona axial da estrutura, abrem-se "em leque", com mergulhos gradualmente menores, sendo que, no sentido SE, chegam a posições horizontalizadas, em São Sebastião e também no sector ocidental da Ilha Bela, enquanto, no flanco NW, os mergulhos apresentam valores mais altos, chegando a $30^\circ - 40^\circ$, para SE, acompanhando a estrutura principal da Faixa Ribeira.

O sector NW da estrutura em flor é cortada na zona central pela falha de Camburu, que representa o limite entre os paragneisses e as rochas graníticas, que têm forte representatividade neste flanco. Esta falha foi estudada em

detalhe por CAMPANHA and ENS (1992); CAMPANHA and ENS (1993); CAMPANHA *et al.* (1994); CAMPANHA and ENS (1996) e por MAFFRA (2000) e corresponde, em parte, à estrutura descrita por Silva *et al.* (1977) como estrutura de Bertioiga-Caraguatatuba.

No flanco SE desta estrutura predominam rochas gnáissicas paraderivadas, com núcleos de rochas calco-silicatadas e anfibolíticas abundantes. Rochas máficas e ultramáficas, presentes em lentes boudinadas (geralmente com formas sigmoidais) no interior dos gnaisses, estão descritas por COUTINHO *et al.* (1991). O Complexo Bairro do Marisco (SILVA *et al.* 1977) constitui a maior ocorrência de rochas máficas presentes na área. Metagabros, metadioritos e enderbitos estão, também, descritos pelos mesmos autores.

São comuns os processos de migmatização, com fusão parcial dos metassedimentos e injeção dos materiais diferenciados, gerando sectores, a) com aspecto ortognáissico, quando em regime dinâmico (sin-tectónico), e b) pegmatítico, quando tardios.

A principal estrutura metamórfica na área corresponde a um bandado gnáissico, fortemente penetrativo, presente a todas as escalas de observação. No domínio paraderivado este bandado é evidenciado pela alternância de níveis quartzo-feldspáticos e micáceos, predominantemente biotíticos, que variam em espessuras de milimétricas a decimétricas, conferindo a heterogeneidade característica à rocha; nalguns locais, esta estruturação pode apresentar níveis métricos a decamétricos.

Do ponto de vista estrutural observaram-se núcleos gnáissicos, calco-silicatados e anfibolíticos em dobras isoclinais, com charneiras espessadas e flancos estirados e, inclusivamente, rompidos (desde necking a boudins). Estes factos evidenciam que o bandado representa um processo de transposição de foliação anterior, com migmatização associada, onde os litótipos precoces foram preservados no interior dos boudins.

Ao longo da estrutura em flor ocorrem variações dramáticas nos aspectos estruturais

presentes nas rochas. Assim, observa-se maior deformação por achatamento na zona central da flor (onde são raros ou quase inexistentes critérios cinemáticos), e áreas onde são múltiplos e muito abundantes os critérios cinemáticos de estruturação oblíqua, bem desenvolvidos nos ramos laterais da flor. Estes aspectos caracterizam, de modo claro, o regime transpressivo (ROBIN and CRUDEN 1994; TIKOFF and GREENE 1997) que actuou durante a geração desta estrutura do Complexo Costeiro. Os indicadores cinemáticos, apresentados neste trabalho, são observáveis em planos ortogonais à foliação gnáissica e que contém os estiramentos minerais sendo, deste modo, inequívocos.

OS ELEMENTOS ESTRUTURAIS DISTRIBUÍDOS NA ESTRUTURA EM FLOR

O Sector Sudeste

No extremo leste da área de estudo, no bordo ocidental da Ilha de São Sebastião (**Fig. 1**), as atitudes da foliação variam entre direcções N20-40°E e inclinações de 15-20°NW. Esta área representa o limite SE da estrutura em flor, onde ocorrem ortognaisses, muito homogêneos, com níveis finos quartzo-feldspáticos representando dobras isoclinais e, localmente, rompidos ao longo de uma estruturação, preferencialmente, linear. Está presente um forte estiramento mineral com orientação 10-20°, N10-20°E, o que confere à rocha a condição de tectonito do tipo "L" (LISTER and Price 1978; RAMSAY and HUBER 1983; LISTER and SNOKE 1984; PASSCHIER and SIMPSON 1986). Normalmente, este tectonito "L" apresenta-se como um extremo máximo da deformação cisalhante, correspondendo, localmente, a ultra-milonitos. A posição da lineação mineral, no plano da foliação, em regime transpressivo, representa uma dinâmica de cisalhamento esquerdo, de baixo ângulo, predominante, com uma pequena componente

de cavalgamento oblíquo (**Fig. 3**). Neste sector da Ilha de São Sebastião nota-se a passagem gradual dos ortognaisses para um granito porfirítico orientado, evidenciando que os primeiros representam o produto do cisalhamento dúctil no corpo granítico. Estas rochas são encaixantes das manifestações alcalinas mesozóicas (diques máficos), que ocorrem a

leste deste limite. O facto dos corpos alcalinos se acomodarem ou na posição central da estrutura em flor, onde as foliações se encontram verticalizadas, ou para além da abrangência do flanco SE, pode representar que o posicionamento sub-horizontal das estruturas de flanco teria inibido a ascensão e instalação dos magmas alcalinos.

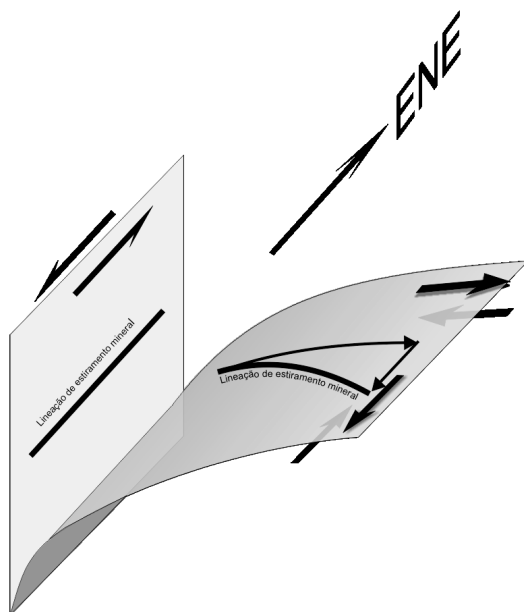


Figura 3 - Pormenor da cinemática, com o detalhe das lineações de estiramento mineral, nos planos da foliação, do flanco SE da estrutura transpressiva.

No extremo leste da área continental, em São Sebastião (**Fig. 1**), afloram gnaisses biotíticos kinzigíticos, com núcleos de rochas calco-silicatadas e anfibolíticas boudinados ao longo da foliação gnáissica; níveis quartzofeldspáticos, concordantes com o gnaiss, foliados e estirados ou tardios, são relativamente comuns. Estas rochas cavalgam os ortognaisses da borda ocidental da Ilha de São Sebastião, cujo contacto deve localizar-se, provavelmente, no canal que separa a ilha do continente. O bandado gnáissico orienta-se segundo uma direcção N20-30°E e uma incli-

nação de 20-30°NW, chegando a ficar horizontal e, inclusivamente a inverter o mergulho. Estes factos podem ser observados na praia do Centro de Biologia Marinha da USP - CEBIMAR (**CM-Fig. 4**), onde as inclinações invertem suavemente. O forte contraste de competência entre estes dois tipos litológicos (гнаisses vs anfibolitos), em resposta à dinâmica do cisalhamento, gerou esta ondulação na foliação gnáissica. Os valores da lineação de estiramento mineral 15-25°, N10-20°E facilmente identificáveis neste local, associadas ao bandado gnáissico, traduzem, num ambiente trans-

pressivo, a predominância de cisalhamento esquerdo, de baixo ângulo, com uma pequena componente de cavalgamento oblíquo.

Indicadores cinemáticos, como assimetria das caudas dos porfiroblastos e fenocristais de feldspato, os quais chegam a apresentar didáticas estruturas de rolamento de tipo delta (DRIESSCHE and BRUN 1987), assim como a presença de caudas assimétricas (em relação

ao nível do equador do cisalhamento) de tipo sigma, nas lentes boudinadas de níveis pegmatíticos, apontam um transporte tectónico para sul (**Fotos 1a e 1b**). Em lâmina delgada segundo o estiramento mineral, podem ser observadas típicas granadas sin-cinemáticas, porfiroblastos de tipo, rodados na foliação gnáissica ("rolling structures"), no sentido anti-horário (**Foto 2**).

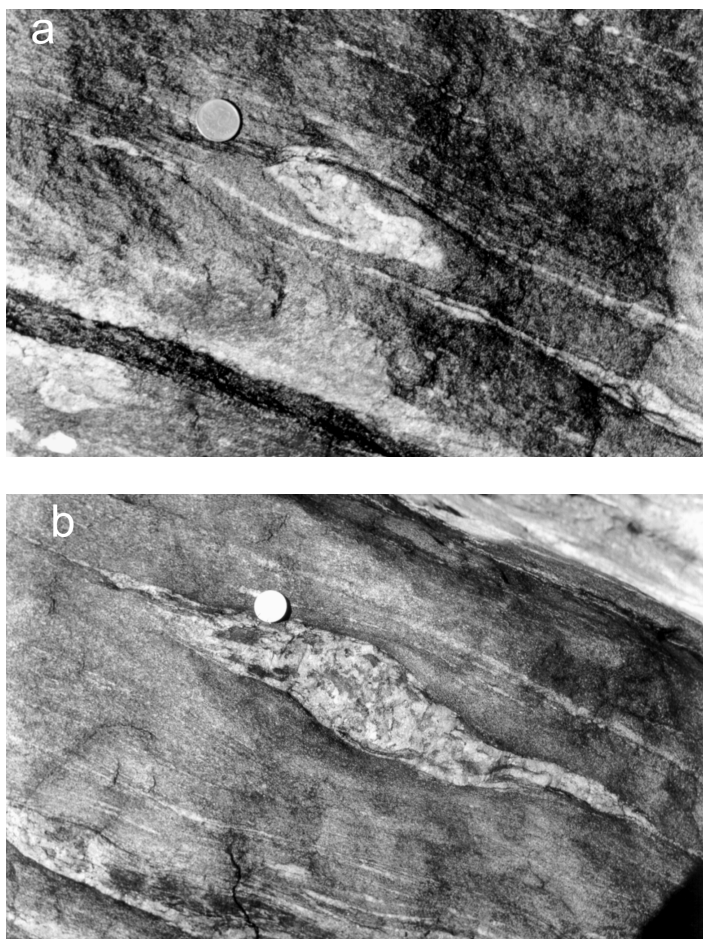


Foto 1 - a) Fenocristal de feldspato dos paragneisses do ponto CM (CEBIMAR - USP - representado na Fig. 4), com estrutura de rolamento de tipo, indicando movimento anti-horário.

b) Assimetria de lente pegmatítica, observada no plano que contém o estiramento mineral, no mesmo ponto CM, sugerindo cinemática esquerda.

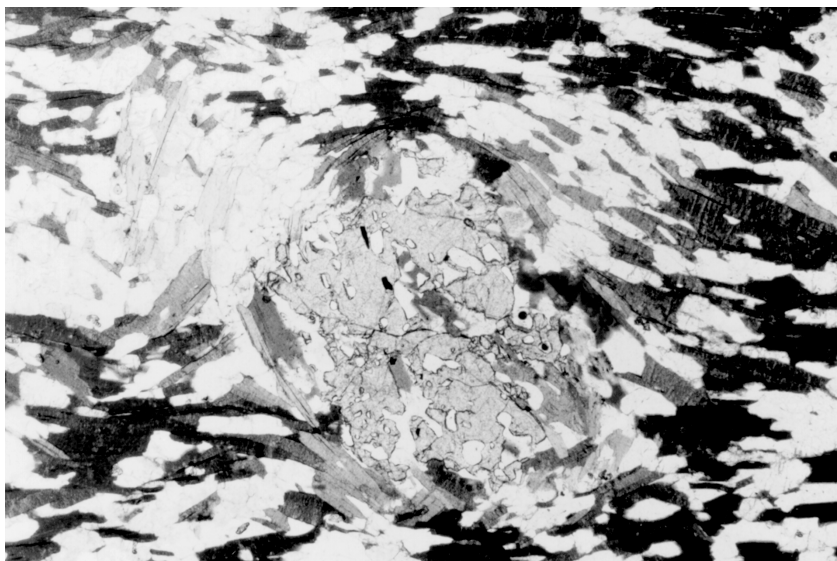


Foto 2 - Fotomicrografia dos gnaisses kinzigíticos TT02A, do costão rochoso litoral de Toque Toque. Apresenta porfiroblasto de granada sin-cinémático de tipo, rodado, com inclusões de biotite (da granada = 3mm).

Intercalado nos paragnaisses ocorre uma soleira de leuco-gnaiss granatífero (**BAR-Fig. 4**), aflorando ao longo de ca. 2 km com padrão de deformação simples, apresentando apenas as estruturas do cisalhamento de baixo ângulo, através de uma foliação muito penetrativa de direcção N60°E e inclinação de 10-20°NW, com os minerais estirados segundo 10°, N15°E.

Este corpo granítico instalou-se na base de uma zona de cisalhamento, que se desenvolve ao longo de grande parte do flanco SE da estrutura em flor, onde passa a predominar o cavalgamento oblíquo em relação ao cisalhamento esquerdo. A permanência da posição NNE das lineações de estiramento mineral e a rotação das foliações para ENE favoreceram esta dinâmica (**Fig. 4**).

Esporádicas soleiras métricas de rocha traquítica mesozóica foram descritas por COUTINHO (1966). Estas litologias não deformadas ou ligeiramente deformadas nos bordos são relacionadas com as manifestações alcalinas da Ilha de São Sebastião, ocorrendo no interior do leuco-gnaiss, entre as praias de

Baraqueçaba e Guaecá (**BAR**). Estas ocorrências de intrusões ígneas mesozóicas reafirmam a importância da condicionante estrutural desta descontinuidade.

A foliação de cisalhamento dúctil regional, verticalizada no centro da estrutura em flor, começa a deitar, horizontalizando para NW, implantando-se o regime de cavalgamento quando esta atinge valores próximos dos 30° de inclinação.

Observações efectuadas ao longo de toda a região costeira, evidenciam a foliação vertical na região da Ponta da Baleia (**Fig. 1**), que passa a inclinar 60-70°NW em Boissucanga (**BC-Fig. 4**) e deita-se para 35-40° em Pauba (**PA**), sendo que ao alcançar cerca de 30°, em Toque-Toque Pequeno (**TTpq**), desenvolve um forte cisalhamento. Esta forte modificação nos valores da inclinação oblitera as estruturas anteriores e condiciona um fino bandado gnáissico, através do qual é injectado um volume considerável de segregações quartzo-feldspáticas deformadas em continuidade (regime de deformação progressiva) com diversos

momentos da implantação do cavalgamento. Estes factos são evidenciados visto que muitos níveis neossomáticos se encontram foliados, boudinados e rompidos (os mais precoces), enquanto outros estão levemente deformados ou mesmo indeformados (os mais tardios).

As foliações em **TTpq** têm atitude N75°E, 20-30°NW, enquanto as lineações de estiramento minerais se posicionam N20° com altíssimo pendor, indicando cavalgamento, praticamente puro; as assimetrias de caudas de boudins e feldspatos, geralmente de tipo, indicam transporte para sul. Níveis milimétricos a centimétricos, muito enriquecidos em silimanite, concordantes com a foliação de cisalhamento, parecem estar relacionadas com a maior quantidade de movimento ao longo destes planos. SILVA *et al.* (1977) reconheceram esta importante zona de cisalhamento cavalgante na elaboração do Projeto Santos-Iguape (CPRM).

No núcleo desta estrutura de cavalgamento estão descritos migmatitos policíclicos, com paleossoma fortemente deformado (xistificado) e gnáissico (SILVA *et al.* 1977), assim como gnaisses biotíticos, com intercalações de quartzitos (CAMPANHA and ENS 1996). Estes litótipos apresentam e põem em evidência a importância do cisalhamento nesta região.

Ao longo dos costões (litorais rochosos) da Praia de Toque-Toque (**TT02**) estão presentes gnaisses biotíticos, fortemente deformados, apresentando intercalados numerosos boudins de litótipos anteriores ao cisalhamento, tais como rochas calco-silicatadas, anfíbolitos e gnaisses kinzigíticos, boudinados no interior e ao longo da foliação gnáissica. Dobras em bainha e indicadores cinemáticos vários apontam transporte para sul. Injecções quartzo-feldspáticas, foliadas pelo cisalhamento ou tardias, são relativamente abundantes. As foliações orientam-se segundo direcções N60°E, inclinando 35°NW, com lineações de estiramento mineral mergulhando 25° para N05°E, evidenciando uma forte componente de cavalgamento oblíquo, com uma pequena contribuição de cisalhamento esquerdo.

Sobre a zona de cavalgamento principal, ainda no flanco SE da estrutura em flor, em Pauba (**PA01**), ocorrem à escala regional gnaisses paraderivados, cujas estruturas e litologias anteriores, ainda estão evidentes, sendo deformadas pela foliação de cisalhamento. Muitos núcleos anfíbolíticos e biotíticos (restitos) encontram-se preservados no interior das lentes boudinadas, que se comportam como indicadores cinemáticos. Tanto estes corpos, como os porfiroblastos de feldspato, indicam transporte para sul. Eixos B, de dobras anteriores, rodadas pelo cisalhamento, orientam-se segundo 20°, N20°E, enquanto as foliações se posicionam próximas a EW, 35°N. Estes dados caracterizam o início da dinâmica em cavalgamento oblíquo, com cisalhamento esquerdo subordinado.

Em posição análoga à de Pauba (**PA-Fig. 4**), em relação ao cavalgamento, a norte de São Sebastião, as rochas da Praia de Cigarras (**CG01**) preservaram um núcleo de centenas de metros de gnaisse kinzigítico, de granulação grosseira. Este gnaisse apresenta granadas e agregados de granadas achatados e estirados na foliação. Orientam-se segundo uma atitude N35°E, 55°NW e lineações minerais 15°, N20°E, o que evidencia uma cinemática preferencial de cisalhamento esquerdo, afectando inclusive os níveis pegmatíticos tardios.

Ao que tudo indica, este grande e espesso núcleo, preservando a litologia, e a estrutura (geometria e cinemática) dos estádios iniciais da evolução da estrutura em flor, foi poupado dos efeitos dos impulsos de deformação posteriores. Os gnaisses que o contornam apresentam sub-granulação e bandado controlados pelo cisalhamento que os afectou. Estes factos redireccionam a foliação para N65°E com inclinação de 35°NW e, onde a lineação de estiramento mineral se orienta 20°, N10°E, o que caracteriza uma importante componente de cavalgamento oblíquo (**Foto 3**). Injecções quartzo-feldspáticas, ao longo da estrutura gnáissica, apresentam-se foliadas e boudinadas, indicando cisalhamento esquerdo (**Foto 4**).

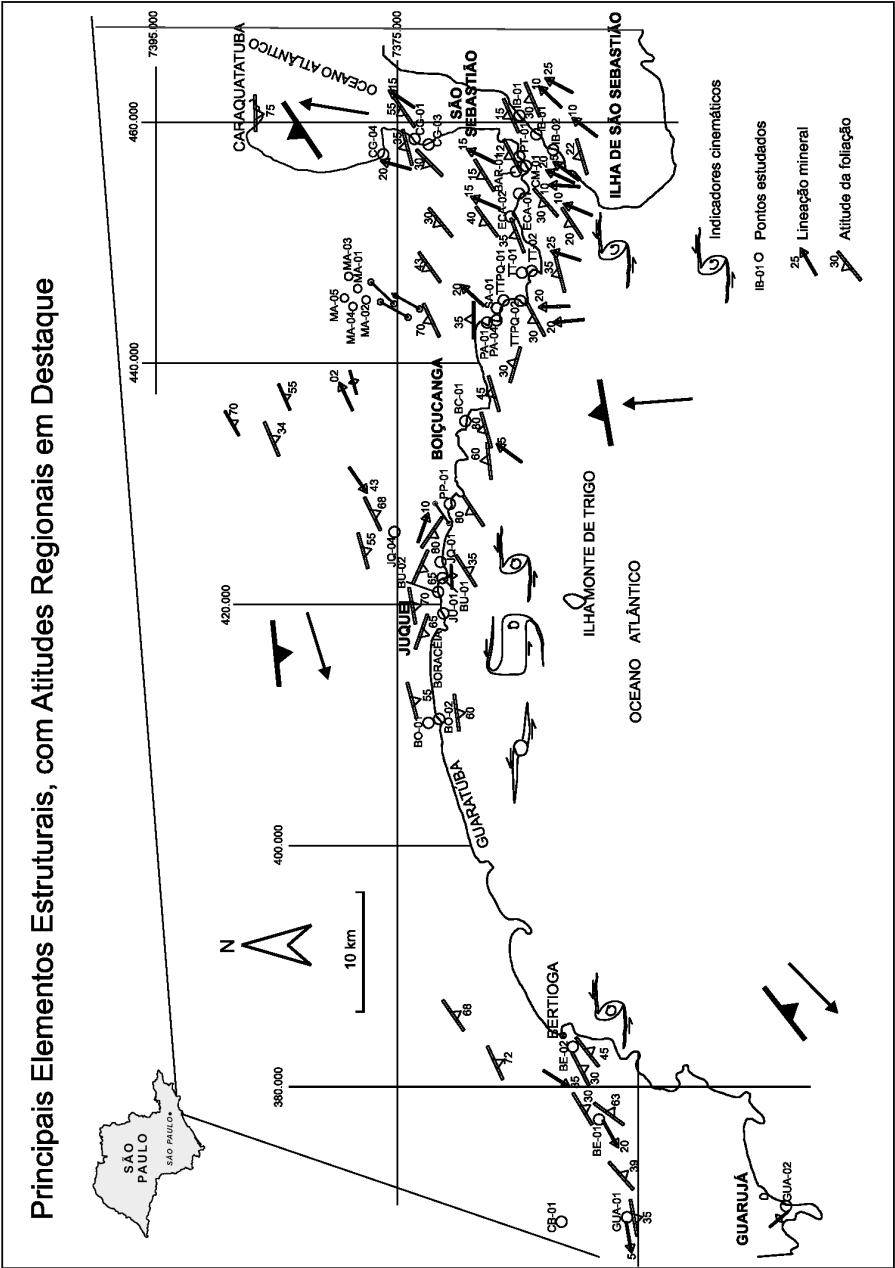


Figura 4 - Alguns dos principais elementos estruturais observáveis nos pontos estudados da estrutura em flor.

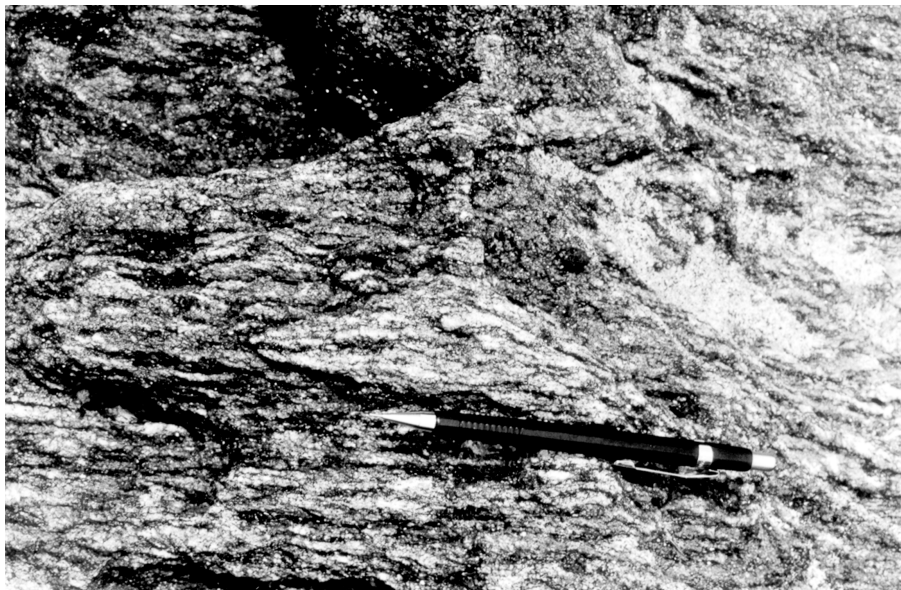


Foto 3 - Lineação de estiramento mineral 15, N20 E, em planos de foliação N35 E, 55 NW, dos gnaisses kinzigíticos das Cigarras, CG, em São Sebastião.



Foto 4 - Aspecto da boudinagem de níveis pegmatíticos no interior dos paragnaisses das Cigarras. Sugerem a presença de um regime esquerdo também em impulsos mais tardios.

O SECTOR CENTRAL

Ao aproximarmos do centro da estrutura, em Boissucanga (**BC**), as foliações apresentam-se sub-verticais, com orientação N70-80°E e inclinações na ordem dos 60-80°NW. Representam planos de transposição, onde dobras isoclinais do bandado gnáissico evidenciam charneiras espessadas e flancos estirados, boudinados e rompidos. Núcleos de rochas calco-silicatadas e corpos concordantes (com a foliação principal) de anfibolitos, apresentam-se dobrados e boudinados ao longo da foliação de transposição. O processo de boudinagem dos corpos tabulares anfibolíticos, que ocorrem em grande quantidade neste local, ocorreu durante e ao longo do cisalhamento. Este grande cisalhamento é concomitante no tempo e no espaço com o achatamento da região central da estrutura em flor, o que identifica o regime de transpressão, segundo SANDERSON and MARCHINI (1984). Este regime produz, ainda, estiramentos, boudinagem e rompimentos verticais e horizontais, como por exemplo diques sem raiz. Devido a esta intensa componente de achatamento e transpressão, muitíssimo mais forte nesta região que na restante área, todos os critérios cinemáticos quase desaparecem.

Predominam nesta área, assim como na restante região central da estrutura em flor, tectonitos do tipo "S", indicando forte achatamento acompanhado de recrystalização. Este facto favorece a ocorrência, em abundância, de litótipos ricos em minerais planares tal como referem PRICE and COSGROVE (1990). As lineações minerais, aqui mais raras, posicionam-se com atitude média 5°, N65°E. Observam-se porfiroblastos assimétricos de feldspato apresentando estruturas de tipo e, ainda, boudins assimétricos, e critérios de cisalhamento c/s, que em conjunto e concordantemente indicam movimento em cisalhamento esquerdo.

Ainda no domínio das rochas paraderivadas, ocorrem nos costões rochosos a W de Juquei (**JQ01**), grandes corpos, com afloramentos de centenas de metros, de meta-gabros anfi-

bolitizados. Apresentam-se abundantemente injectados por veios quartzo-feldspáticos pegmatóides. A foliação gnáissica contorna os corpos máficos, comportando-se estes como corpos rígidos, favorecendo certa desarmonia nas atitudes locais, que se organizam com direcções ao redor de N70-80°W, 80°SW. A proximidade do contacto com o domínio dos ortognaisses, a norte desta região, também pode contribuir para esta disposição. O aspecto recrystalizado da rocha, aliado à ausência de lineações de estiramento mineral e, ainda, a um certo achatamento homogéneo, sem assimetrias de origem cinemática dos minerais do gnaiss, sugere predominantemente a geração de tectonitos do tipo "S". Entretanto as litologias meta-básicas apresentam, localmente, estiramento mineral 15°, S85°E, compatível com um cisalhamento subordinado a um processo de achatamento principal. Estas componentes estão de acordo com a proximidade ao eixo da estrutura em flor (SANDERSON and MARCHINI, 1984). A assimetria nos fenocristais de feldspato ao longo de zonas de cisalhamento dúctil, no interior dos gnaisses, evidencia mecanismos esquerdos mais discretos e não tão abundantes.

Esta cinemática confirma-se, imediatamente em zona limítrofe, na foz do Rio Una (**BU01-Fig. 4**), onde, com a foliação verticalizada ao longo da direcção N75°E, são observados porfiroblastos de feldspato e "rolling structures", em δ "deltas", rodados no sentido anti-horário.

Enquanto ao longo da linha de costa continuam a ocorrer os gnaisses biotíticos paraderivados, (que continuarão a ser descritos seguidamente), um pouco mais a norte, nas bermas da rodovia BR101-Rio-Santos (**JQ04**) entra-se no domínio ortoderivado das rochas gnáissicas graníticas.

Os ortognaisses presentes no ponto JQ04 (Fig. 4) foram classificados, composicionalmente, por MAFFRA (2000) como granitos ricos em feldspato alcalino e denominados de "augen gnaiss Juquei". Os fenocristais centimétricos de feldspato róseo, lenticulares, são contornados por uma foliação biotítica penetrativa, recortados por fitas de quartzo de exsu-

dação, fortemente recrystalizadas. Constituem rochas pré- a sin-cinemáticas cuja foliação se posiciona N70°E, 55°SE. Os minerais constituintes desta rocha encontram-se muito achatados, favorecendo a observação, em faces ortogonais na rocha, dos mesmos aspectos desta

deformação (**Fotos 5a e 5b**). Não tendo sido observadas lineações verticais, tanto o regime de recrystalização, como a predominância de achatamento em relação ao cisalhamento reforça a presença do regime transpressivo, sugerido para a evolução regional.

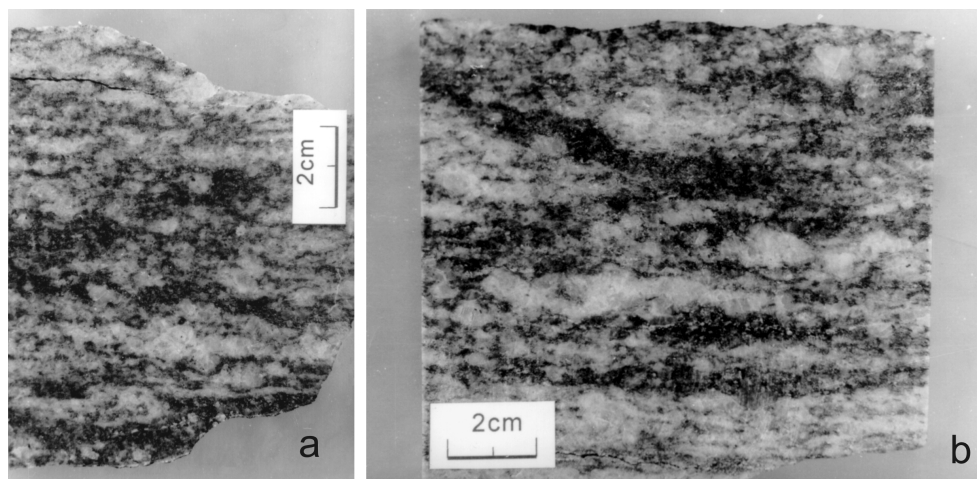


Foto 5 - Faces perpendiculares (a e b) do ortogneisse JQ04A, de Jukeí. Apresentam taxas semelhantes de deformação o que sugere um forte achatamento na região central da estrutura em flor - em regime transpressivo.

O Sector Noroeste

Passando para o flanco NW da estrutura em flor, ao longo dos costões rochosos da Praia da Juréia (**JU01-Fig. 4**) estão presentes paragneisses, que a W deste ponto mergulham no oceano, para voltarem a aflorar em Bertioiga. O bandado gnáissico posiciona-se N60°W, 60°SW. Destaca-se a proximidade com o domínio ortoderivado, sendo que o contraste de competência entre estes dois tipos litológicos, em resposta aos esforços sofridos, poderia gerar atitudes anômalas. Indicadores cinemáticos, como porfiroblastos de feldspato e boudins amendoados de configuração assimétrica, apontam rotações sinistróginas anti-horárias. Um grande núcleo de restito biotítico, com dimensão de 3 metros, foi rodado 180° nesse sentido, o que represen-

ta uma excepcional e óbvia estrutura de rolamento esquerdo (**Foto 6**).

No Morro do Itaquá (**BO01**), a W da Praia de Boracéia, os ortogneisses chegam à linha de costa. Apresentam-se sob a forma de gnaisses ocelados, ricos em biotite, relativamente homogêneos, e ocelares, com fenocristais de feldspato que atingem vários centímetros. Normalmente os feldspatos estão rodados segundo a foliação gnáissica N80°E, 60-70°SE e muitos deles indicam movimentação cinemática esquerda. Bandas com granulidade fina, materializam os locais onde houve concentração da deformação; aqui os fenocristais encontram-se mais deformados e de aspecto lenticular. SILVA *et al.* (1977) aludem, neste ponto, à passagem da falha de Camburu, e que denominam de Bertioiga-Caraguatatuba.



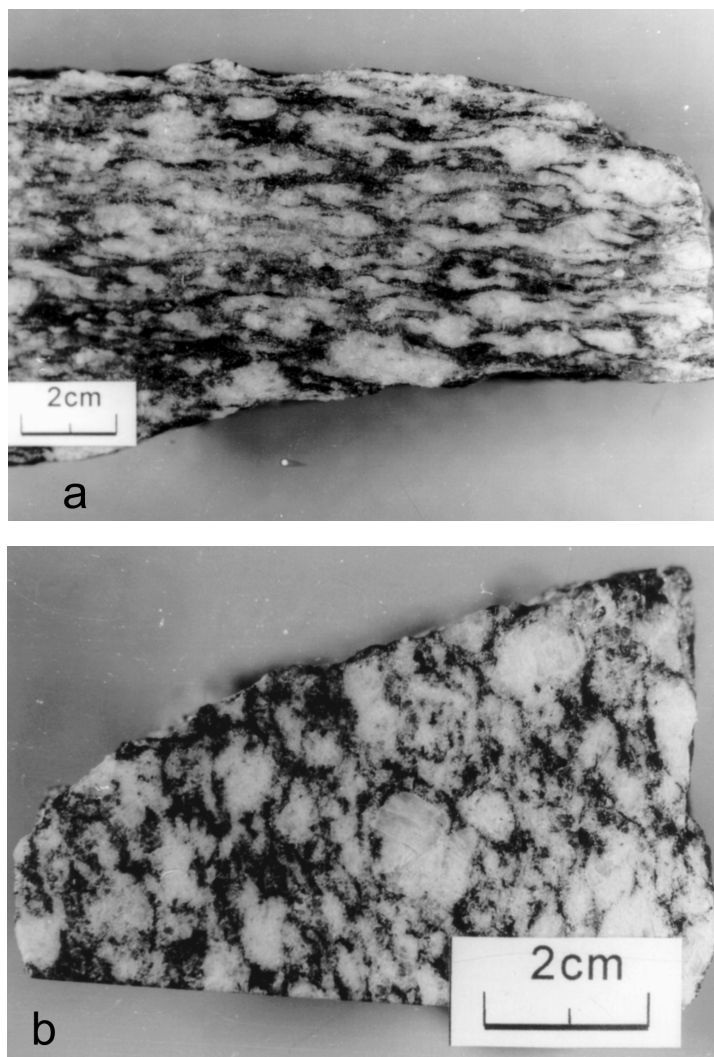
Foto 6 - Núcleo de paleossoma gnáissico, nas rochas do costão da Praia de Juréia (JU01-Fig. 3), girado no sentido anti-horário, representando uma excepcional estrutura de rolamento sinistral.

Em Bertioiga (**BE02-Fig. 4**), nas bermas da rodovia BR101/Rio-Santos, voltam a ocorrer os paragnaisses, fortemente recrystalizados, com estruturas blastomiloníticas, e foliação N65°E, 45°SE. As lineações de estiramento mineral, (de difícil observação), a 35°, S20°W, identificam, segundo regime transpressivo, um mecanismo de cavalgamento oblíquo (de baixo ângulo), com transporte para NNE, associado a um componente de cisalhamento esquerdo.

Acompanhando a referida rodovia, entra-se, novamente, no domínio ortoderivado (**BE01**), que se desenvolve até ao limite W da

região estudada, chegando-se à confluência com a rodovia Piaçagüera-Guarujá. Neste ponto (**GUA01**) ocorrem gnaisses graníticos ocelados, homogêneos e ricos em biotite, com porfiroblastos centimétricos de feldspato em lentes e fortemente deformados. A foliação posiciona-se N75°E, 35°SE, com a lineação de estiramento mineral 5°, S80°W bem marcada e desenvolvida, conferindo à rocha a qualidade de um tectonito do tipo "L" (**Foto 7a e 7b**).

Esta lineação, no plano da foliação, reflete uma cinemática predominante de cisalhamento esquerdo, com uma pequena componente cavalgante.



Fotos 7 - Ortognaisses oftalmíticos GUA01, da confluência das rodovias Piaçagüera e Rio-Santos, em cortes: a) longitudinal ao estiramento mineral e b) transversal à referida lineação. Notar que nas regiões mais externas da estrutura em flor o estiramento predomina sobre o achatamento (SANDERSON and MARCHINI 1984 e PRICE and COSGROVE 1990).

DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

A posição da foliação NE com mergulhos para NW, no flanco SSE da estrutura em flor, associada às lineações de estiramento minerais,

contidas neste plano, orientadas no sentido NE com fortes mergulhos, (como está representada, esquematicamente, na **Fig. 3**), reflecte uma cinemática que só poderia ser normal direita ou inversa esquerda. No flanco NNW a situação é

exactamente inversa, representando as mesmas possibilidades cinemáticas. As lineações de estiramento mineral indicam cisalhamento inverso com transporte tectónico para o quadrante sul, no flanco SSE da estrutura onde se concentraram as observações. Acrescentando a estas observações a caracterização de um regime transpressivo, conclui-se que a única solução é a de cavalgamento esquerdo.

Tendo em linha de conta a estrutura maior, em flor, tem-se que a foliação, no flanco SE, varia de ENE, na região central, para NE, no extremo sul, onde se chega a horizontalizar. Por outro lado as lineações de estiramento mineral, sub-horizontais e com direcção N60-70°E, no núcleo, rodam no sentido anti-horário, para NNE, para o bordo da estrutura (**Fig. 4**). Estes factos foram observados, também, por MAFFRA (2000), que os materializou no diagrama de síntese das foliações e lineações da área em questão (**Fig. 5**). Os indicadores cinemáticos e a localização das lineações de estiramento mineral nos planos da foliação, como exposto e observado nestes diagramas, caracterizam um ambiente de transpressão lateral esquerda. No flanco NW as foliações

são mais constantes, com atitudes ENE e mergulhos nunca menores que 30°SE, com excepção dos pontos onde há contraste de competência por diferença litológica. As lineações de estiramento mineral variam no quadrante SW, também com tendência de movimentação anti-horária, do centro para o bordo da estrutura (**Fig. 4**).

Cabe ressaltar, novamente devido à sua importância, que lineações de estiramento mineral bem desenvolvidas, caracterizando tectonitos do tipo "L", podem ser facilmente observadas nos extremos NW e SE da estrutura em flor (**IB01; GUA01**). Enquanto na área central predominam tectonitos do tipo "S", como os que foram observados no ponto **JQ04** (**Fig. 1 e 2 e Fotos**), caracterizando, tipicamente, um regime transpressivo durante a geração desta estrutura.

MAFFRA (2000) destaca a presença de duas lineações (dip-slip e strike-slip) na zona de cisalhamento de Camburu. Foram então interpretadas como partição da deformação (local), corroborando as características esperadas nas estruturas em flor, geradas em regime transpressivo.

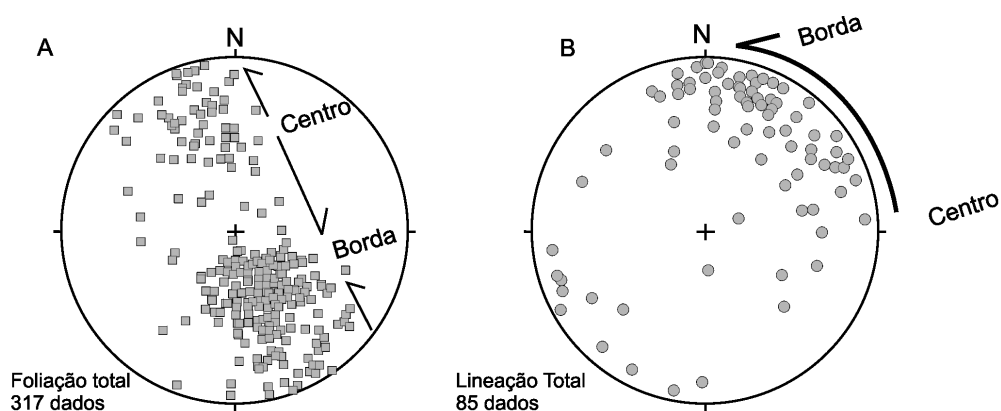


Figura 5 - Estereogramas indicando as variações nas atitudes da foliação gnáissica e respectivas lineações de estiramento, ao longo da estrutura em flor (segundo MAFFRA, 2000).

A concordância dos principais núcleos anfíbolíticos, no interior dos gnaisses kinzigíticos, com o eixo da estrutura em flor, reafirma uma herança estrutural relacionando estes eventos geológicos, com uma estrutura anterior. As manifestações magmáticas mesozóicas que ocorrem na área, tanto na forma de diques básicos, como em corpos alcalinos, dispostos também concordantemente com esta posição, incrementam a possibilidade de se conferir a esta estrutura uma importância especial. Estes factos favorecem a recorrência de eventos geológicos ao longo do tempo, neste sector.

Por fim salienta-se a conclusão mais importante deste trabalho. Apesar da cinemática predominantemente direita da Faixa Ribeira, como é descrita por variadíssimos autores que nela trabalharam, foram encontrados na área estudada, claros indicadores cinemáticos esquerdos. Estes indicadores cinemáticos e a deformação associada não deverão ser negligenciados nem

ignorados. Os indicadores sinistrogíros encontram-se presentes principalmente nos flancos da estrutura em flor e associados às rochas representativas do pico metamórfico até às fases mais tardias. Este facto significa uma singularidade, na estrutura direita à mega escala regional, tanto local (geográfica) como temporal na complexa cinemática e dinâmica geradora do orógeno estudado.

AGRADECIMENTOS: Agradecimentos pelo suporte financeiro são devidos à Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) processo n 97/07269-9 e processo n 98/00404-2 e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior, CAPES, com processo n 042/99, em cooperação com o Instituto de Cooperação Científica e Tecnológica Internacional, IICT, e ainda a FCT (Portugal) através do Centro de Geologia da FCUL, Projecto POCA-PETROLOG (UI: 263; POCTI-FEDER).

Recibido: 24 / 4 / 2006

Aceptado: 5 / 9 / 2006

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. DE; AMARAL, G.; CORDANI U.G. and KAWASHITA, K. (1973). The precambrian evolution of the South American Cratonic Margin South of Amazonas River. In: NAIRN, A E M; STEHLI, F.G.(eds) *The ocean basin and margins*. New York, Plenum Press. v. 1, p. 411-446.
- BALLY, A. W. (1981). Thoughts on the tectonics of folded belts. In: Mc Clay, K. R. e Price, N. J. (eds.) *Thrust and Nappe Tectonics*, Spec. Publ. Geol. Soc. London, vol. 9, p. 13-32.
- BRITO NEVES, B.B. and CORDANI, U.J. (1991). Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. *Precambrian Research*, v. 33, p. 23-40.
- CAMPANHA, G.A.C. and ENS, H.H. (1992). *Análise morfotectônica integrada do Sudeste Brasileiro, área do Planalto do Juqueriquerê*. São Paulo, IPT. 42p. (relatório inédito 29991).
- CAMPANHA, G.A.C. and ENS, H.H. (1993). Estrutura geológica na região de São Sebastião. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., Rio de Janeiro, 1993. *Boletim de Resumos*. Rio de Janeiro, SBG. p. 51- 52.
- CAMPANHA, G.A.C. and ENS, H.H.; PONÇANO, W.L. (1994). Análise Morfotectônica do Planalto do Juqueriquerê, São Sebastião. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 24, n. 1, p. 32-42.
- CAMPANHA, G.A.C. and ENS, H.H. (1996). Estruturação geológica da Serra de Juqueriquerê, São Sebastião, SP. *Boletim Instituto de Geociências. Série Científica*, v. 27, p. 1-15.
- CARNEIRO, C.D.R.; SANTORO, E.; RODRIGUES, E.P. and HASUI, Y. (1979). Evolução geológica do Pré-cambriano na baixada santista. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro, 1979. *Atas*. Rio Claro, SBG. v. 1, p. 31-45.
- CHIODI FILHO, C.; CHIEREGATI, L.A.; THEODOROVICZ, A.M.G.; THEODOROVICZ, A.; MENEZES, R.G.; RAMALHO, R. and BATOLLA Jr., F. (1983). Geologia e recursos minerais das folhas de Natividade da Serra e Caraguatatuba. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50 000, 1., São Paulo, 1983. *Atas*. São Paulo, Pró-Minério, IPT. p. 8-29.
- CORDANI, U.G.; DELHAL, J. and LEDENT, D. (1973). Orogeneses Superposeés Dans Le Précambrien Du Brésil Sud-Oriental (États Du Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 3, n.1, p. 1-22.
- COUTINHO, J.M.V. (1966). "Cone-Sheets" traquíticos em São Sebastião. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 20., Rio de Janeiro, 1965. Rio de Janeiro, SBG. p.102 (Publicação n.1).
- COUTINHO, J.M.V. and OLIVEIRA, A.B. (1966). Diferenciações monzoníticas de magma basáltico no Município de São Sebastião. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 20., Rio de Janeiro, 1965. Rio de Janeiro, p.103 (Publicação n. 1).
- COUTINHO, J.M.V. and MELCHER, G.C. (1973). Levantamento geológico e petrológico na Ilha do Monte de Trigo (Litoral Norte de São Paulo, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 3, p. 243-256.
- COUTINHO, J.M.V. and TASSINARI, C.C.G. (1991). The Embu and Costeiro metamorphic complexes: Southern Brazil. In: INTERNATIONAL SEMINAR NEW TRENDS IN GEOLOGY. *Geological Excursion*. São Paulo, Instituto de Geociências. p. 1-9.
- DIAS NETO, C.M.; MUNHÁ, J.; PALÁCIOS, T.; TASSINARI, C.C.G. and RIBEIRO, A. (2000). Tectonothermal

- evolution of the Costeiro Complex (São Sebastião - Bertioga; SE Brazil). I: Petrological and Geochronological Constraints. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, 2000. *Abstracts volume*. Rio de Janeiro, CPRM. (CDROM).
- DIAS NETO, C.M. (2001). Evolução Tectono-termal do Complexo Costeiro (Faixa de Dobramentos Ribeira) em São Paulo. Tese de Doutorado IGc/USP. 160 p.
- DRIESSCHE, J.VAN DEN and BRUN, J.P. (1987). Rolling structures at large shear strain. *Journal of Structural Geology*, vol.9, n.5/6, pp. 691 to 704.
- EBERT, H. (1957). A tectônica do Sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. *Relatório Anual do Diretor. DNPM. DGM*, p. 97-107.
- EBERT, H. (1968). Ocorrência de fácies granulítica no Sul de Minas Gerais, e regiões adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências. Suplemento*, v. 40, p. 215-229.
- EBERT, H.D.; HASUI, Y. and COSTA, J.B.S. (1991). O caráter transpressivo do cinturão transcorrente Rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro, 1991. *Boletim de Resumos Expandidos*. Rio Claro, SBG. p. 139 -141.
- EBERT, H.D.; NEVES, M.A.; HASUI, I.; SZATMARI, P. and AIRES, J.R. (1993). Evolução dos cinturões de cisalhamento entre os blocos São Paulo, Vitória e Brasília através da tectônica colisional oblíqua: uma modelagem física. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Belo Horizonte, 1993. *Anais*. Belo Horizonte, SBG. p. 254-258.
- EBERT, H.D. and HASUI, Y. (1998). Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in Precambrian of south-east Brazil. In: HOLDSWORTH, R.E.; STRACHAN, R.A.; DEWEY, J.F. (eds). *Continental transpressional and transtensional tectonics*. London, Geological Society. p. 231-253. (Geological Society Special Publication, 135).
- EGYDIO-SILVA, M. (1996). Zona de cisalhamento de alta temperatura. O Lineamento de Além-Paraíba (RJ). Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências USP. 226 p.
- FASSBINDER, E. (1996). A formação Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no neoproterozóico paranaense. São Paulo, 207p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A. and TOSATTO, P. (1979). *Folhas do Rio de Janeiro, Vitória e Iguaçu* - texto explicativo. Brasília, DNPM. 239 p.
- HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; VAN SCHMUS, W.R. and FETTER, A. (1997). Terrenos exóticos na Faixa Ribeira? Sim ou não. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6., Pirenópolis, Goiás, 1997. *Anais*. Brasília, SBG-Núcleo Brasília/UNB-IG. p. 69-71.
- HASUI, Y. and SADOWSKI, G.R. (1976). Evolução Geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 6, n. 3, p. 180-200.
- HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R. and BISTRICHI, C.A. (1981). O embasamento Pré-Cambriano e Eopaleozóico em São Paulo. In: *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. Pró-Minério, IPT. v. 1, p. 12-45.
- JANASI, V.A. and ULBRICH, H.H.G.J. (1992). Inventário bibliográfico de granitos do Estado de São Paulo. *Boletim Instituto de Geociências. Publicação Especial*, n. 11, p. 1-253.

- LISTER, G.S. and Price, G.P. (1978). Fabric development in quartz-feldspar mylonite. *Tectonophysics*, v. 49, p. 37-78.
- LISTER, G.S. and SNOKE, A.W. (1984). S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, v. 6, p. 617-638.
- MACHADO, R. and ENDO, I. (1993). A mega estrutura em flôr positiva do vale do rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., Rio de Janeiro, 1993. *Atas*. Rio de Janeiro, SBG. p. 208-213.
- MAFFRA, C.Q.T. (2000). Geologia estrutural do embasamento cristalino na região de São Sebastião, SP: evidências de um domínio transpressivo. São Paulo, 113p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- PASSCHIER, C.W. and SIMPSON, C. (1986). Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, v. 8, p. 831-843.
- PRICE, N.J. and COSGROVE, J.W. (1990). Analysis of Geological Structures, Cambridge Press, p.502.
- RAMSAY, J.G. and HUBER, M.I. (1983). *The techniques of modern structural geology: strain analysis*. London, Academic Press. v.1.
- ROBIN, P.Y.F. and CRUDEN, A.R. (1994). Strain and Vorticity Patterns in Ideally Ductile Transpression Zones. *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 447-466.
- ROSIER, G.F. (1965). Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha de Minas Gerais. *Boletim. Departamento Nacional da Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia*. Rio de Janeiro, n. 222, p.1-40.
- SADOWSKI, G.R. (1991). A megafalha de Cubatão no sudeste brasileiro. *Boletim. Instituto de Geociências. Série Científica*, v. 22, p. 15-28.
- SANDERSON, D.J. and MARCHINI, W.R.D. (1984). Transpression. *Journal of Structural Geology*, v. 6, p. 449-458.
- SILVA, A.T.S.F.; ALGARTE, J.P.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D.K. and FERNANDES, N.A. (1977). O Complexo Bairro do Marisco (Caraguatatuba-SP). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1., São Paulo, 1977. São Paulo, SBG. p. 74-90.
- SOBREIRO NETO, A.F.; PAIVA FILHO, A.; MORTARI, J.L. and BITAR, O.Y. (1983). Geologia da Folha São Luiz do Paraitinga (SP). In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1., São Paulo, 1983. *Atas*. São Paulo, Pro-Minério, IPT. p. 31-52.
- TASSINARI, C.C.G. and CAMPOS NETO, M.C. (1988). Precambrian continental crust evolution of sotheastern São Paulo State-Brazil: based on isotopic evidences. *Geochimica Brasiliensis*, v. 2, n. 2, p. 175-183.
- TIKOFF, B. and GREENE, D. (1997). Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 29-39.
- VAUCHEZ, A.; TOMMASI, A. and EGYDIO-SILVA, M. (1994). Self indentation of a heterogeneous continental lithosphere. *Geology*, v. 22 n 11, p. 967-970.