3

GEOLOGIA ESTRUTURAL/TECTÔNICA

3.1 Introdução

A discussão sobre a evolução estrutural das rochas que afloram na Folha Pedro Osório apresentada neste capítulo, segue o arcabouço de compartimentação nos domínios magnéticos Ocidental, Central e Oriental, previamente discutido no Capítulo 2 (figura 2.4). Esses domínios, que estão separados entre si por intensos lineamentos magnéticos, correspondentes possivelmente a zonas de suturas translitosféricas (*cf.* Fernandes *et al.*,1995 a, b, c), são interpretados como unidades geotectônicas fundamentais da colagem orogênica (*sensu* Sengör, 1990), de forma que está relacionada a essa colagem, a quase totalidade das áreas de afloramentos de rochas pré-cambrianas do Escudo Sul-Rio-Grandense.

Seguindo-se aos estágios de colisão estabeleceram-se possantes zonas de cisalhamento transcrustais de direção NE, ao longo das quais foram posicionados granitos sin-transcorrentes. Algumas dessas zonas de transcorrência, aproveitando as descontinuidades reológicas preexistentes (zonas de suturas), convergiram para essas estruturas, posicionando-se, em alguns casos, ao longo dos limites entre os domínios geofísicos. Esse é o caso do limite entre os domínios Central e Oriental, marcado pelos granitos Chácara São Jerônimo e os granitos peraluminosos da Suíte Granítica Cordilheira, sin-tectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (Fernandes *et al.* 1995 , *op. cit*.).

A estruturação final dessa colagem culminou com a intrusão de um grande volume de granitos pós-tectônicos, principalmente no Domínio Oriental; alguns dos quais aproveitaram as falhas e suturas preexistentes, para o seu posicionamento (*cf*. Frantz & Fernandes, 1994).

As reativações das zonas de falhas foram recorrentes do Paleozóico ao Terciário. A reativação de falhas com direção NE são as mais evidentes, tendo condicionado não apenas a formação das bacias transcorrentes (Bacia do Arroio Boici) no Domínio Central, como também a deposição e deformação de seqüências mais novas, e desenvolvimento de zonas de alta deformação, discretas e geralmente com espessuras decimétricas a métrica (*cf.* Fernandes *et al.*, 1995c).

Na análise da evolução estrutural de uma região submetida a mais de um evento de deformação, é necessário separar aquelas estruturas formadas em níveis crustais profundos, onde a ductilidade da rocha é acentuada, daquelas geradas em níveis crustais mais superficiais, onde o comportamento é

transicional entre o dúctil e o rúptil ou francamente rúptil. No primeiro caso, as estruturas são penetrativas e a deformação pode ser tratada como fluxo de rocha no estado sólido (Nicolas & Porier, 1976); as dobras são estruturas comuns, mas secundárias na acomodação da deformação, apresentando relações diversas com os eixos de deformação finita. Nos níveis mais superficiais, em condições de deformação e de comportamento dúctil-rúptil, formam-se estruturas pouco penetrativas, e as dobras desempenham um papel mais importante na acomodação da deformação, freqüentemente nucleando-se em alto ângulo com a direção do encurtamento do cinturão orogênico (*e.g.* Nicolas, 1987). Já em condições de deformação rúptil, as principais estruturas desenvolvidas são as falhas, que apresentam relação espacial bem definida em relação ao campo tensional atuante durante o processo. O reconhecimento dessas diferenças entre as condições de deformação e de comportamento reológico é fundamental para o entendimento do significado tectônico das estruturas deformacionais desenvolvidas nas rochas de uma região.

Após uma descrição sucinta das principais associações de rocha componentes da colagem orogênica em cada domínio, serão discutidas as principais feições de deformação dúctil registradas nas rochas dessas unidades (figura 3.1). A ênfase nas estruturas de deformação dúctil se justifica pela maior pervasividade, regularidade e importância no reconhecimento de campo dessas rochas.

3.2 Domínios Estruturais

3.2.1 Domínio Oriental

Este domínio está representado por granitóides calcialcalinos orogênicos característicos de um arco magmático de margem continental ativa (*cf.* Fernandes *et al.,* 1993). Grande parte dessas rochas foram deformadas e metamorfizadas sob condições da fácies anfibolito a xisto-verde. Onde preservadas, as estruturas magmáticas e de deformação no estado sólido indicam fluxo ao longo de superfícies suborizontais planares, com o transporte durante o fluxo magmático e tectônico segundo direções NW-SE a E-W. As rochas e estruturas originadas nesse estágio são truncadas pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) de direção NE-SW e estruturas formadas pelos sucessivos episódios de reativação. As orientações dos eixos das anomalias do mapa aeromagnetométrico desse domínio são coincidentes com as principais direções do fluxo dúctil (figuras 2.3 e 3.1) (Fernandes *et al.,* 1995b).

O Domínio Oriental é separado do Central pela ZCTDC, sendo constituído, em sua maior parte, por rochas do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado, unidade que compreende litodemas diversos, desde os mais restritos em volume, representados pelos gnaisses pelíticos, anfibolitos, mármores e ortognaisses, até os granitos calcialcalinos orogênicos que formam o maior volume de magmas da região. Enquanto os primeiros ocorrem como xenólitos e *roof pendants*, os últimos constituem um conjunto de intrusões mostrando um complexo arranjo de interações entre feições de fluxo magmático, metamórficas e de deformação no estado sólido (fotos 1A e 2B). A multiplicidade de intrusões e a variedade de composições dos magmas, bem como a atitude suborizontal das foliações de fluxo magmático e conseqüentemente da intrusão, dificultam o mapeamento desses litodemas. Isto torna comum a ocorrência de rochas representando magmas em diversos estágios de interação presentes numa única exposição (foto 1B,C). A variação da geometria, orientação e desenvolvimento das estruturas e texturas de deformação no estado sólido foi igualmente controlada, tanto pela intensidade do *strain*, quanto pela recristalização generalizada sofrida por essas rochas.

As feições magmáticas mais comuns incluem o bandamento de fluxo marcado em gnaisses dioríticos pela orientação e eventual imbricação dos cristais de feldspatos. Muitas dessas rochas ocorrem como enclaves e bolsões assimétricos, cujas formas podem ser indicativas da vorticidade por ocasião da intrusão do magma granítico circundante. Feições como *schlieren* e bandamento composicional truncado, como ocorre na região de Piratini, são interpretadas em termos de fluxo relativo do magma (foto 1A, B).

As estruturas de deformação no estado sólido envolvem o desenvolvimento de zonas de cisalhamento de alta temperatura (condições da fácies an-

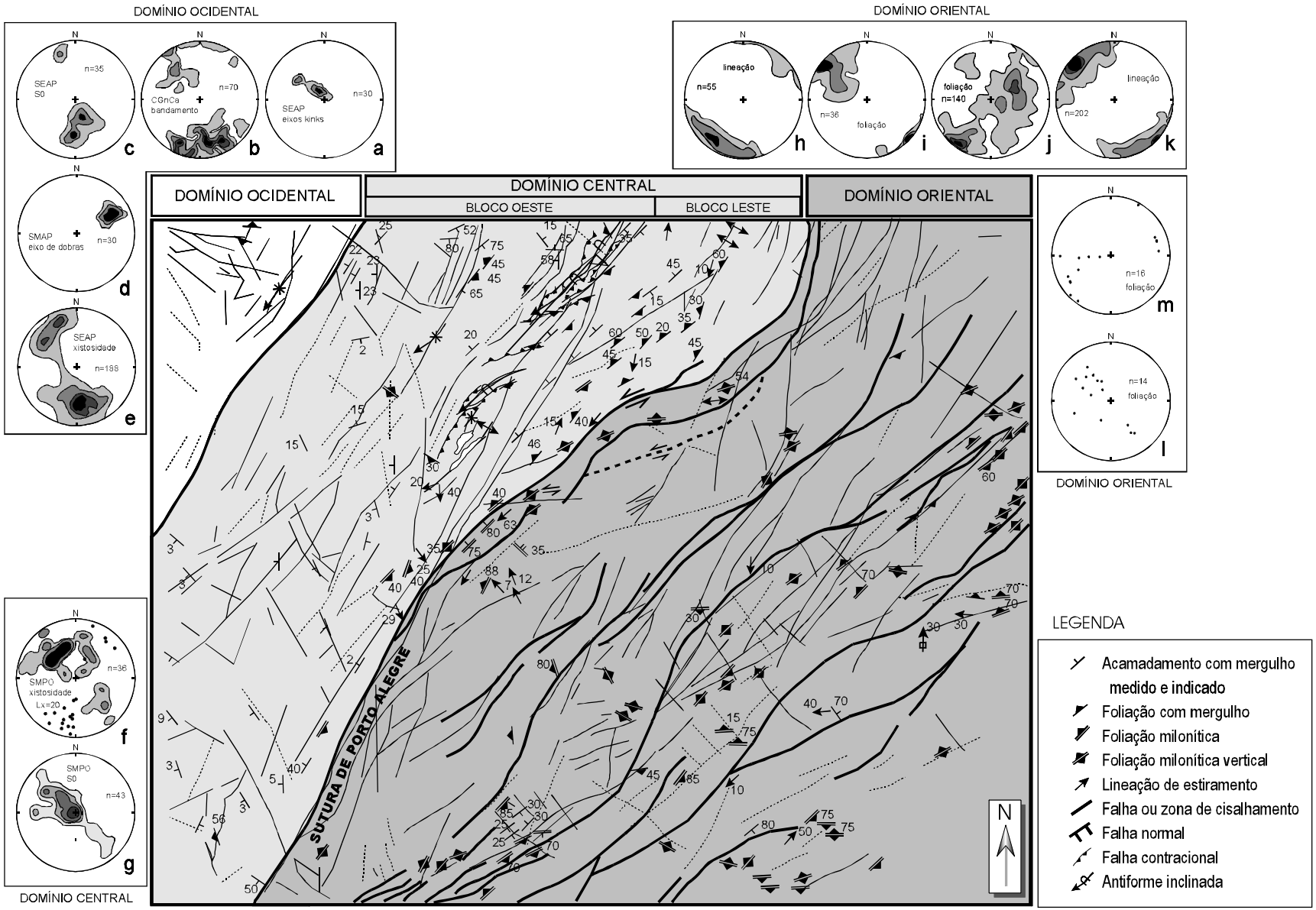

Figura 3.1 – Diagrama de atitudes das estruturas planares e lineares.

fibolito), cuja atitude é controlada pelas dobras tardias (figura 3.1). Nessas estruturas, a formação de porfiroclastos de feldspatos com caudas de recristalização assimétricas (tipo σ) e bandas de cisalhamento (*shear bands*) oblíquas à foliação de cisalhamento principal (superfícies C) sugerem transporte tectônico para NW (foto 2A). O desenvolvimento dessas últimas estruturas foi provavelmente controlado por instabilidades crustais do fluxo tectônico. As bandas de cisalhamento estão geralmente associadas a incrementos das taxas deformacionais, que atingem valores difíceis de serem acomodados naturalmente por fluxo ao longo das superfícies C. O metamorfismo sin-tectônico às deformações de alta temperatura originou uma matriz de recristalização dinâmica marcada por grãos menores e fitas de quartzo que contorna os porfiroclastos de feldspato e outros minerais resistentes. A raridade de feições de deformação intracristalina na maior parte dos minerais, associada à predominância de uma textura granoblástica (foto 2B) de contatos suturados entre cristais, indica que essas rochas foram afetadas por um episódio de recristalização pós-tectônico (*cf.* Tommasi *et al.* 1992).

Estruturas mais jovens, relacionadas à evolução e a reativações da ZCTDC afetam as estruturas mais antigas, as quais são registradas pela trama magmática dos granitóides sin-transcorrência, como a foliação do Granito Chácara São Jerônimo, que ocorre restrito às zonas de cisalhamento mais antigas. A foliação magmática nessas rochas é marcada pela orientação dimensional dos megacristais de feldspatos, refletindo a forma dos espaços disponíveis e o campo de tensões vigente durante o posicionamento do magma. Já o bandamento composicional dos granitos peraluminosos, como observado em afloramentos no Cerro Agudo e Curral das Pedras, foi mais provavelmente originado pela deformação. A natureza e a história evolutiva dessas rochas e estruturas são idênticas às estudadas ao longo do segmento nordeste dessa zona de cisalhamento (área da Folha Porto Alegre) (*cf.* Fernandes *et al.,* 1990, 1993; e Ramgrab *et al.,* 1993).

O controle das zonas de cisalhamento transcorrente no posicionamento dos granitóides com características petrológicas progressivamente mais alcalinas é sugerido pelas formas apresentadas pelos corpos e pelas condições de temperatura das zonas de cisalhamento discreto que delimitam e afetam as intrusões. De acordo com esses critérios, intrusões como o Granito Chácara São Jerônimo e os termos da Suíte Granítica Cordilheira que afloram exclusivamente nas zonas de cisalhamento principais e mostram feições de deformação e metamorfismo de alta temperatura compatíveis com as exibidas pelas rochas encaixantes, são sin-transcorrentes. Outros, como o Granito Arroio Moinho (Gomes, 1990), expostos fora das zonas principais de cisalhamento, que mostram formas elípticas e desenvolvimento de zonas de alta deformação discretas e geralmente de espessuras decimétricas a métricas, são interpretados como sin- a tardi-transcorrentes. Por último, as intrusões mais novas como o Granito Canguçu, cuja deformação dúctil está restrita a zonas estreitas nos bordos, e favorecida mais pelo calor do magma do que pelas condições de temperatura do ambiente do posicionamento, devem ter sido posicionadas durante a reativação (dúctil-rúptil) das falhas NE.

Reativações das zonas de transcorrência em condições metamórficas da fácies xisto-verde são bastante comuns nesse domínio. A foliação magmática e tectônica suborizontal dos granitóides calcialcalinos deformados é rotada para a posição vertical (foto 2C). O padrão de inflexão da foliação mais antiga e a abundância de indicadores cinemáticos nas faces subverticais nas exposições de filonitos (foto 2D) sugerem tratar-se de componentes inversos do movimento transcorrente (pétalas de estrutura-em-flor) em zonas de falhas com vorticidade dextral (foto 2E).

As reativações das zonas de falhas NE durante o Fanerozóico incluem numerosos episódios, definidos principalmente através de seus efeitos no registro estratigráfico das unidades sedimentares (*cf.* Fernandes *et al.*, 1995c).

Ainda no Domínio Oriental, as bandas de ultramilonitos de espessura decimétrica e direção N-S, cujo padrão anastomosado delimita lentes de baixa deformação, são atribuídas à deformação que originou as falhas de direção N-S do Sistema Passo do Marinheiro (Picada, 1971; Jost *et al.,* 1984). Essas estruturas são possivelmente mais jovens do que as falhas transcorrentes, em função do desenvolvimento de rochas miloníticas típicas de condições de baixa temperatura e seu controle na intru-

são dos granitos alcalinos mais evoluídos. Torna-se importante, nesse contexto, mencionar que a inflexão de NE para N-S mostrada pela ZCTDC, no segmento cuja projeção sul coincide com a localidade de Passo do Marinheiro, situada próximo ao limite norte da Folha Pedro Osório, e que corresponde à seção-tipo do Sistema N-S, deve tratar-se de uma feição original das falhas do primeiro sistema e não produzida pelo deslocamento (≅ 20km) ao longo de falhas N-S (Picada, 1971). Essa interpretação pode ser confirmada não apenas pelo fato de que, segundo a literatura regional, as falhas N-S mostram invariavelmente vorticidade dextral (enquanto que um movimento sinistral seria necessário para produzir aquele deslocamento), como também pelas características de espessura e temperatura mais elevada dos milonitos nessa região, em relação aos cataclasitos normalmente observados ao longo dessas falhas.

As falhas e fraturas de direção NW-SE manifestam-se como lineamentos finos e contínuos nas imagens de satélite e como anomalias magnéticas longas e contínuas nos mapas aeromagnetométricos (figura 2.4). Estudos de magnetometria terrestre revelam que esses lineamentos têm mergulho sistemático para SW (Orlandi Fº *et al.*, 1990), e marcam a presença dos diques de olivina diabásio de idade paleozóica a mesozóica.

3.2.2 Domínio Central

Este domínio compreende ortognaisses, anfibolitos e granitos do embasamento paleoproterozóico, tectonicamente imbricados com uma seqüência de cobertura plataformal meso- a neoproterozóica (Complexo Metamórfico Porongos). O metamorfismo e deformação associados a esse episódio é da fácies anfibolito a xisto-verde e as direções de transporte tectônico são NE-SW, paralelas ao alongamento do cinturão. Em área adjacente ao norte da Folha Pedro Osório, os afloramentos dessas rochas registram, sistematicamente, o movimento relativo de “topo-para-NE” das escamas.

Nesse domínio, a história deformacional pode ser compartimentada, segundo a natureza das feições formadas, em três estágios principais. O mais antigo desses estágios é caracterizado por uma associação de estruturas penetrativas, indicativas de condições de deformação dúctil. O segundo estágio originou estruturas pouco penetrativas, como dobras abertas e clivagens espaçadas, características do comportamento dúctil-rúptil. Por fim, foram desenvolvidas falhas em condições francamente rúpteis, causando soerguimento e rebaixamento de blocos, controlando a deposição de seqüências sedimentares fanerozóicas e a intrusão de magmas durante o Cretáceo.

3.2.2.1 Deformação Dúctil

O evento de deformação dúctil está registrado no Domínio Central por uma série de estruturas penetrativas observadas no Complexo Metamórfico Porongos, compreendendo fundamentalmente a trama principal das rochas (foliação e lineação), dobras apertadas e *boudins.* O Complexo Metamórfico Porongos está dividido em dois blocos (oriental e ocidental) pela Bacia do Arroio Boici (Ramgrab & Wildner, 1996). As associações de estruturas diferem em natureza, mas não em orientação, nesses dois blocos; isto se deve principalmente à diferença entre os litótipos dominantes e as condições metamórficas vigentes durante a deformação em cada bloco.

O bloco ocidental apresenta uma grande quantidade de rochas quartzo-feldspáticas (orto e paragnaisses) e quartzosas (quartzitos), intercaladas com mica xistos e mármores, enquanto no bloco oriental os filitos com alguns poucos e estreitos níveis de quartzitos, constituem os litótipos dominantes. Segundo Remus *et al.* (1987), as condições de metamorfismo no bloco ocidental (zona da biotita à zona da cianita) foram superiores às do bloco oriental (zona da clorita à zona da biotita, localizadamente zona da granada). Ainda no bloco ocidental, Remus *et al.* (1991) relatam a existência de um zoneamento metamórfico longitudinal ao longo do complexo, com aumento das condições de temperatura de SW para NE.

A trama das rochas do Complexo Metamórfico Porongos é constituída por uma foliação principal, podendo ou não estar presente uma lineação mineral ou de estiramento. A foliação principal apresenta aspectos variados nos diferentes litótipos do complexo, correspondendo a um bandamento gnáissico nos granitóides deformados e nos orto e paragnaisses (foto 2G) ou uma xistosidade bem

desenvolvida nos mica xistos e filitos. Nos paragnaisses o bandamento composicional está paralelizado à S_0 (Remus *et al.,* 1987), marcado pela alternância de lentes de composição distinta. De modo geral a lineação de estiramento é observada apenas em rochas quartzosas, quartzo-feldspáticas e carbonáticas intensamente deformadas. Nesses, a lineação está marcada pelo alongamento de agregados policristalinos (fitas de quartzo, agregados de feldspato ou de carbonato); as rochas filitosas não costumam mostrar esse tipo de feição linear, apenas lineações de intersecção.

Nesse bloco ocidental, os gnaisses e, eventualmente os mármores e rochas calcissilicáticas apresentam folliação de natureza milonítica (Remus *et al.,* 1987; Mello *et al.,* 1992; Porcher & Fernandes, 1994), o que é sugerido pela presença de porfiroclastos com feições de recristalização dinâmica, de fitas de quartzo e de lineação de estiramento. Os quartzitos estão normalmente intensamente afetados pela milonitização, apresentando lineação de estiramento bem desenvolvida. Ao microscópio mostram feições indicativas de que a deformação foi acomodada principalmente por recristalização dinâmica do quartzo.

A intensidade da deformação milonítica nos gnaisses (granitóides, orto e paragnaisses) é variável, com lineação de estiramento bem desenvolvida apenas nos afloramentos de maior intensidade de deformação. As microestruturas observadas nessas rochas indicam que o fluxo dúctil foi acomodado por deformação intracristalina do quartzo, levando ao desenvolvimento de fitas, e recristalização dinâmica e microfraturamento dos feldspatos. Quando presente, a granada está fraturada e "boudinada", evidenciando retrogressão para clorita e biotita. Igualmente nos mármores observa-se diferentes intensidades de milonitização que, onde elevada, é indicada pela presença de lineação de estiramento bem desenvolvida, enquanto as lentes relativamente preservadas da milonitização caracterizam-se pela textura poligonal grossa. As lentes de anfibolito intercaladas nos paragnaisses (metamargas de Remus *et al.,* 1987) estão "boudinadas" e relativamente preservadas da milonitização, mas podem apresentar lineação mineral bem definida. Essa estrutura linear sugere que, ao menos nos estágios iniciais da deformação dúctil, os anfibolitos acomodaram parte do fluxo. A orientação dimensional dos prismas de anfibólio é paralela à direção das lineações de estiramento no mesmo afloramento. Na maior parte das rochas citadas são observadas estruturas assimétricas nos cortes paralelos à lineação de estiramento e transversais à foliação milonítica (XZ), características de fluxo não-coaxial. As principais feições observadas incluem porfiroclastos de feldspato e quartzo com caudas de recristalização assimétricas, fraturas sintéticas e antitéticas em porfiroclastos de feldspato e fragmentos de porfiroclastos rotacionados.

Os filitos dominantes no bloco oriental caracterizam-se por apresentar textura fina e uma foliação bem marcada, sem claras evidências de deformação milonítica. É freqüente a ocorrência de micrólitos preservando uma foliação transposta, de mesmo grau metamórfico que a foliação principal. Nesse bloco, os quartzitos não apresentam trama milonítica evidente, mostrando uma foliação fina bem desenvolvida, mas nenhuma lineação de estiramento. A textura é granoblástica, levemente alongada.

Dobras isoclinais ou apertadas afetando a foliação principal são encontradas em muitos afloramentos, tanto dos ortognaisses quanto dos paragnaisses e dos xistos; segundo Remus *et al.* (1987), dobras de mesmo tipo podem ser observadas nos quartzitos. Essas dobras estão marcadas por bandas quartzo-feldspáticas ou lentes de quartzo *boudinadas* e são normalmente cilíndricas com a charneira paralela à posição da lineação de estiramento; mostram perfil quase similar, mas com dobras parasitas e feições indicativas de maior competência das camadas feldspáticas durante o dobramento. Não apresentam uma foliação plano-axial claramente distinta do bandamento que estão dobrando (foto 2H). Esse tipo de geometria foi observado nos gnaisses do embasamento, em dobras correlacionáveis a essas na região de Santana da Boa Vista, ao norte da Folha Pedro Osório. Segundo Porcher (1992), essas dobras seriam formadas por flambagem seguida de achatamento ortogonal ao plano-axial. Remus *et al.* (1987) descrevem, ainda, a ocorrência localizada de dobras intrafoliais transpostas, anteriores às dobras isoclinais.

Embora formadas posteriormente ao desenvolvimento do bandamento milonítico dos paragnais-

ses, as dobras isoclinais podem ser o resultado da progressão do evento de deformação que deu origem ao bandamento dessas rochas. Tal interpretação é coerente com a coaxialidade entre os eixos das dobras e a lineação de estiramento registrada no bandamento composicional, bem como com a coaxialidade entre essas lineações e as lineações minerais (anfibólios) preservadas nos *boudins* de anfibolitos. Já nos ortognaisses, o bandamento apresenta localizadamente dobras intrafoliais "sem-raiz" só preservadas nos afloramentos com pouca intensidade de deformação milonítica, nos quais essas rochas apresentam textura granoblástica grossa. Essas feições, consideradas em conjunto com a similaridade composicional e estrutural dos Gnaisses Encantadas, aflorantes na continuidade do Complexo Metamórfico Porongos, ao norte, indicam que a formação do bandamento dos ortognaisses tenha ocorrido em um evento tectônico anterior ao da deformação milonítica. Dobras isoclinais que afetam o bandamento gnáissico, entretanto, parecem ter se formado ou se reorientado durante a deformação milonítica, já que são cilíndricas e coaxiais com a lineação de estiramento que marca a trama milonítica superposta ao bandamento original desses gnaisses. Mais raramente essas dobras são acilíndricas e mostram charneiras posicionadas em alto ângulo com a lineação de estiramento. Situação similar foi observada nos Gnaisses Encantadas, em Santana da Boa Vista, tendo sido interpretada como evidência de que as referidas dobras foram originadas por fluxo não-coaxial e progressivamente rotacionadas para a direção do fluxo marcada pela lineação de estiramento (Porcher & Fernandes, 1990).

As microestruturas observadas indicam que o bandamento nos orto e paragnaisses formou-se originalmente sob condições mais elevadas de temperatura (fácies xisto-verde a anfibolito inferior), sendo progressivamente retrogradado durante a milonitização (fácies xisto-verde). Nos xistos e filitos do bloco oriental, entretanto, o desenvolvimento de duas xistosidades, tanto a xistosidade principal quanto os relictos de foliação preservados nos micrólitos, desenvolveram-se aparentemente em condições térmicas similares (fácies xisto-verde). Essa variação térmica durante a evolução da deformação dúctil foi anteriormente relatada por Remus *et al.* (1987).

A orientação preferencial das estruturas penetrativas no Complexo Metamórfico Porongos pode ser observada nos estereogramas do Domínio Central (figura 3.1). Verifica-se o efeito mais marcante das dobras formadas no estágio de deformação dúctil-rúptil sobre a posição das estruturas planares. Descontado esse efeito, a posição original da foliação principal é de baixo ângulo, como se pode verificar no diagrama. Já a atitude das lineações de estiramento permanece mais regular, mostrando baixo a médio ângulo de caimento, dominantemente para S-SW e, em menor proporção para NE.

A associação das estruturas, acima descrita, tem sido interpretada por diversos autores (Remus *et al.,* 1987; Mello *et al.,* 1992; Porcher & Fernandes, 1990, 1994; Ramgrab & Wildner, 1996) como um evento de deformação tangencial desenvolvido no complexo. Essa interpretação é coerente com a observação de foliações miloníticas originalmente de baixo ângulo e com a natureza não-coaxial do fluxo dúctil. O padrão observado sugere que a cinemática do fluxo dúctil no Domínio Central da Folha Pedro Osório seja similar ao das demais regiões de ocorrência do Complexo Metamórfico Porongos, onde também são observadas lineações de estiramento de médio a baixo ângulo (Porcher & Fernandes, 1994; Marques & Caravaca, 1994; Marques *et al.,* 1996); assim, a mesma interpretação para a deformação dúctil pode ser estendida para todo o complexo. De fato, diversos autores interpretam a deformação dúctil dessa seqüência como um evento de deformação tangencial também nas porções central e setentrional do Complexo Metamórfico Porongos (Machado *et al.,* 1987; Porcher & Fernandes, 1990, 1991, 1992, 1993 e 1994; Marques & Caravaca, 1994; Marques *et al.,* 1996).

Apesar do consenso com relação à existência de um evento tangencial no Complexo Metamórfico Porongos, a direção e sentido do movimento tectônico continuam sendo tema de discussão. Isso se deve principalmente a diferentes interpretações das estruturas como registro do fluxo dúctil. Alguns autores inferem a direção e sentido do fluxo tectônico, com base na vergência das dobras isoclinais (*e.g*. Remus *et al.,* 1987; Machado *et al.,* 1987); enquanto outros consideram a lineação de estiramento como a direção do transporte tectônico e utilizam

as feições assimétricas observadas nos cortes paralelos a essas lineações como indicadores do sentido de movimento (*e.g.* Porcher & Fernandes, 1990, 1992; Marques *et al.,* 1996). Na região de Santana da Boa Vista, a assimetria das feições observadas nos cortes paralelos à foliação indica sistematicamente movimento do topo da seqüência para NE, conforme verificado por Porcher (1993). O mesmo padrão foi reconhecido por Marques *et al.* (1996) na região de Capané, no extremo-norte da área de ocorrência do Complexo Metamórfico Porongos. O reconhecimento de uma assimetria sistemática no plano perpendicular à foliação e paralelo à lineação de estiramento confirma que essa estrutura marca a direção principal do movimento tectônico, enquanto as dobras, além de mostrarem vergência para ambos os quadrantes (NW e SE) indicam uma componente secundária do encurtamento principal.

Embora nenhum estudo sistemático dos indicadores cinemáticos tenha sido realizado na porção do complexo aflorante na Folha Pedro Osório, a semelhança do padrão observado em outras áreas de exposição da unidade, permite inferir a mesma interpretação, ou seja, que a direção principal do evento tangencial está representada pela lineação de estiramento e que a direção principal de movimento tectônico é NE-SW.

3.2.2.2 Deformação Dúctil-Rúptil (Tardia)

As principais estruturas formadas durante a deformação dúctil-rúptil são dobras abertas e fechadas que afetam a associação de estruturas dúcteis do Complexo Metamórfico Porongos. Dois conjuntos principais de dobras tardias são reconhecidos na área, com base na atitude do plano-axial: uma de direção NE-SW e outra de direção NW-SE.

O mais antigo desses conjuntos é constituído por dobras com plano-axial NE-SW de médio a alto ângulo de mergulho (Remus *et al.,* 1987) que formam tanto estruturas regionais como, por exemplo, a antiforme da serra do Godinho, como estruturas de mesoescala. As dobras regionais dessa fase são geralmente marcadas pelas cristas de quartzito e controlam o padrão de afloramentos do Complexo Metamórfico Porongos (Orlandi Fº *et al.* 1990; Ramgrab & Wildner, 1996). A foliação plano-axial é pouco pervasiva, correspondendo à clivagem de crenulação nos xistos e filitos e a uma clivagem espaçada nos demais termos litológicos; não foi verificado crescimento dos minerais metamórficos ao longo desses planos, o que indica condições de metamorfismo incipiente e níveis crustais superficiais para a formação dessas dobras.

As dobras mais jovens, com plano-axial NW-SE, são principalmente dobras suaves, crenulações e *kinks*. Conforme Remus *et al.* (1987) e Machado *et al.* (1987) a interferência entre essas duas fases tardias de dobramento seria responsável pelo desenvolvimento de um padrão do tipo “domo-bacia” no Complexo Metamórfico Porongos. No entanto, a presença dessas dobras não deve ser utilizada para explicar o duplo caimento apresentado pelas dobras normais da mesma fase da antiforme de Santana da Boa Vista. Essa última apresenta características típicas de dobra de flambagem, geralmente acilíndrica pela própria natureza de seu processo formador.

O significado tectônico dessas dobras tardias é mais difícil de interpretar do que o das estruturas dúcteis. Uma das possíveis interpretações é a de que essa dobras tenham se formado como resultado final do encurtamento do Cinturão Dom Feliciano, já que dobras similares a essas são observadas também em outros setores do cinturão (Porcher, 1993). Alguns autores, entretanto, consideram que essas estruturas se formaram como resultado de movimentações tardias das falhas transcorrentes (Remus *et al.,* 1987). Uma interpretação mais definitiva dessas estruturas requer, entretanto, um melhor conhecimento, tanto de suas características como de suas idades.

3.2.3 Domínio Ocidental

O Domínio Ocidental está representado pela Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira, de grau metamórfico incipiente a muito baixo (quartzo-clorita-albita-sericita-calcita) sendo que está representada apenas por estratos pelitícos e areno-pelíticos, mas que ao norte inclui para- e ortoconglomerados, grauvacas e rochas vulcânicas subordinadas. A UFRGS (1980, 1981, 1987) interpreta essa seqüência como representando depósitos de canais e turbiditos, embora ela tradicionalmente te-

nha sido correlacionada aos metamorfitos da Formação Vacacaí (*e.g.* Ribeiro *et al.,* 1966; Tessari & Giffoni, 1970) ou aos "Filitos de Ibaré".

A deformação principal da unidade é marcada por uma xistosidade incipiente afetada por dobras isoclinais. A direção do transporte tectônico NW-SE é registrada pelo estiramento de seixos dos conglomerados, tratando-se, possivelmente, de efeitos da deformação dúctil relacionada à Falha de Ibaré.

A estrutura mais característica da Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira é uma xistosidade pouco desenvolvida, geralmente paralela ao acamadamento. Essa foliação, que pode ser caracterizada como uma *layer-parallel cleavage*, mostra-se afetada por dobras concêntricas fechadas a isoclinais (Classe 1C), com eixos suborizontais e superfícies axiais de direção E-W com mergulho para N (figura 3.1), e são as feições de deformação dúctil mais comuns observadas nas exposições dessas rochas. A atitude atual dessas estruturas é controlada pelas dobras tardias, principalmente com *trend* NE.

A foliação plano-axial das dobras é igualmente de grau metamórfico incipiente a baixo, e a morfologia varia entre uma xistosidade nos pelitos e siltitos deformados e uma clivagem espaçada (de alguns centímetros) nos arenitos. Ao microscópio observa-se que as cloritas e outros filossilicatos mostram espaçamento menor do que 0,1mm, mas contornam os grânulos e seixos maiores, sendo geralmente marcadas pela concentração de minerais opacos. Isso sugere a atuação de *pressure solution* como mecanismo importante na geração dessa foliação. Apesar da atuação desse processo, a predominância de texturas como a blastopasamítica e blastopelítica e até mesmo de estruturas sedimentares de maior porte como estratificações plano-paralela e cruzada acanalada, demonstram a baixa intensidade de deformação e metamorfismo sofrida pelas rochas dessa unidade.

Boudinagem das camadas arenosas dos turbiditos afetados pelas dobras mais antigas são feições comuns, principalmente nos limbos das mesmas.

As lineações de estiramento observadas nessas rochas incluem o alongamento de seixos e grãos de quartzo (prolatos), com orientações paralelas às charneiras das dobras, mostrando, portanto, baixo caimento e direção NE ou NW, em função do controle pelas estruturas tardias. A interpretação da evolução cinemática da deformação que afetou essa unidade é dificultada pela carência generalizada de dados, que impede a reconstrução da geometria e orientação original das estruturas que registram o fluxo dúctil. No entanto, a posição estrutural da foliação pervasiva dessa unidade em relação às estruturas equivalentes das unidades contíguas (Seqüência Metamórfica Arroio Marmeleiro e gnaisses do Complexo Cambaí ocorrentes na Folha Cachoeira do Sul; C.A. Porcher, inf. verbal), sugerem que as mesmas tenham sido tectonicamente imbricadas. Um perfil N-S mostra que os gnaisses do Complexo Cambaí e os metamorfitos da Seqüência Arroio Marmeleiro estão estruturalmente por cima dos metamorfitos da Seqüência Arroio da Porteira (figura 3.1). No entanto, a orientação de estiramento e as características de metamorfismo incipiente apresentadas pelas rochas dessa última seqüência, indicam que a direção do transporte tectônico foi NW-SE. Trata-se, portanto, de uma imbricação ao longo de uma rampa lateral, possivelmente representada pelo Lineamento Ibaré, e não um cavalgamento N-S, como comumente mencionado na literatura.

Nas proximidades do Lineamento Ibaré de direção NW e da falha NE que limitam a área de afloramentos da Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira na Folha Pedro Osório, as estruturas mais pervasivas e típicas da deformação dúctil dessa unidade sofrem inflexão para NW e NE, respectivamente. As dobras, foliações e lineações mais antigas da seqüência são ainda afetadas por um outro conjunto de dobras concêntricas e abertas (Classe 1B) com superfícies axiais inclinadas e eixos de direção E-W (figura 3.1). A foliação plano-axial dessas dobras tardias é uma clivagem espaçada (5cm a 10cm) de direção predominantemente E-W, observada com freqüência nas camadas de arenitos e conglomerados. Ainda associada à essa deformação, são reconhecidas *kink bands* simples ou conjungadas, desenvolvidas preferencialmente nos filitos. Os eixos das crenulações e outras estruturas associadas a essas, mostram, ainda, caimentos elevados e os plano-axiais geralmente subverticiais com direções NW a N-S (figura 3.1). A atitude das estruturas, se associada às condições de baixas temperatu-

ras, típicas da sua formação, permite relacionar a sua gênese ao movimento das falhas que delimitam a área de afloramento dessa unidade.

O retrabalhamento das estruturas anteriormente descritas, através do estabelecimento e reativação de falhas de direção NW é evidenciado pela intensa cataclase sofrida pelas rochas ao longo do Lineamento Ibaré, a falha mais importante e conhecida desse sistema. A reativação dessa estrutura deve ter controlado, tanto a deposição e a deformação da Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira, quanto a deposição da seqüência sedimentar do Grupo Itararé. Os efeitos das reativações mais recentes das falhas dos outros sistemas como o NE, N-S e E-W são claramente observados no estabelecimento dos depósitos sedimentares associados ao padrão de drenagem subatual, como pode ser observado no mapa geológico.