

# Bandas de deformação em arenitos permocarboníferos da Bacia do Paraná

*Deformation bands in carboniferous-permian sandstones of the Paraná Basin*

**Bárbara Trzaskos | Sidnei Pires Rostirolla | Luciane Bergamin Bocardi**

## resumo

Neste trabalho são analisadas as bandas de deformação em arenitos permocarboníferos (Grupo Itararé) no flanco leste da Bacia do Paraná, com o objetivo de interpretar sua evolução e possíveis impactos na circulação de fluidos em reservatórios fraturados. O arcabouço estrutural da área é dominado por sistemas de falhas subverticais associadas a três eventos deformacionais ocorridos, provavelmente, no Permiano, Jurássico-Cretáceo e Cenozóico. Dois tipos de bandas de deformação podem ser identificados: a) bandas marcadas pelo fraturamento dos grãos; e b) bandas marcadas pela cominuição dos grãos e formação de zona brechada e/ou zona de *gouge*. O controle dessas estruturas na circulação de fluidos constitui importante ferramenta exploratória na predição do potencial selante de zonas de falha em reservatórios. A compartimentação estrutural pode, de acordo com as características microestruturais, favorecer ou impedir a circulação

de fluidos, atuando assim como conduto ou barreira hidráulica. A análise microestrutural aliada à história diagenética indica que as bandas fraturadas serviram como caminho para a circulação de fluidos durante pelo menos um período da mesodiagênese. O sincronismo entre a época de abertura das fraturas e a época de geração e migração de hidrocarbonetos na bacia deve ter ocorrido durante o final do estágio mesodiagenético maturo A, finalizando com o processo de cimentação durante o estágio mesodiagenético maturo B. O comportamento hidráulico das bandas de deformação com cominuição de grãos está diretamente relacionado à intensidade da redução granulométrica e à conseqüente redução do tamanho e volume de poros, o que se deve ao desenvolvimento ou não de zonas brechadas marginais.

(Originais recebidos em 07.11.2007)

**Palavras-chave:** arenitos fraturados | bandas de deformação | anisotropia estrutural | neopaleozóico | Bacia do Paraná

## abstract

*Deformation bands developed on Carboniferous-Permian sandstones in the eastern portion of the Paraná Basin are analyzed. Emphasis was made on their geologic evolution and possible impacts on fluid circulation within naturally fractured reservoirs. Subvertical fractures and fault zones prevail in the studied area and were generated and/or reactivated in at least three major deformation events during Permian, Jurassic-Cretaceous and Cenozoic times. Microstructurally, two types of deformation bands can be recognized: one type characterized by grain fracturing and a second type showing gouge zone formation due to intense grain comminution. According to hydraulic properties of deformation bands and temporal relationship with hydrocarbon generation and migration, fractures within the sandstones can act as permeability barriers or conduits for fluid flow. In the studied sandstones, deformation bands with gouge zones were potential seals because grain comminution is closely related to permeability decrease. Alternatively, it is probable that marginal damaged zones should have acted as permeability pathways laterally along the gouge zones. Fractured deformation bands were conduits for fluid flow at least during a short time interval in the mesodiagenesis. Carbonate and anhydrite cementation along fractures from core samples suggest that these potential conduits were subsequently sealed still during mesodiagenesis.*

*(expanded abstract available at the end of the paper)*

**Keywords:** fractured sandstones | deformation bands | structural anisotropy | late paleozoic | Paraná Basin

## introdução

A descrição e análise de microestruturas rúpteis em arenitos de bacias sedimentares brasileiras têm se revelado uma importante ferramenta na caracterização da anisotropia estrutural de reservatórios fraturados (Magnavita, 1992). Nesse aspecto, pouca atenção tem sido dada à caracterização de bandas de deformação em bacias interiores paleozóicas. Essas bacias apresentam padrão estrutural complexo e evolução geológica marcada por múltiplos eventos deformadores da seção sedimentar.

Aydin (1978) definiu bandas de deformação como estreitas faixas marcadas por deformação intragranular, com cisalhamento localizado e normalmente sem apresentar uma superfície de descontinuidade. Podem ocorrer como falhas de poucos milímetros a centenas de metros de comprimento e com rejeitos que variam de poucos milímetros a alguns centímetros. Em campo, podem ser facilmente reconhecidas como faixas de coloração clara e/ou como ressaltos no relevo, o que evidencia maior resistência ao intemperismo. Desde a definição do termo, diversos autores vêm estudando bandas de deformação com o objetivo de compreender os mecanismos de deformação atuantes em posições crustais superiores e a arquitetura das meso e microestruturas como ferramenta na determinação da cinemática e na reconstrução de paleotensões (Petit, 1987; Chester e Logan, 1987; Antonellini *et al.* 1994; Doblas, 1998; Cladouhos, 1999).

Neste trabalho são analisadas bandas de deformação nucleadas em arenitos do Grupo Itararé, Permocarbonífero da Bacia do Paraná. O Grupo Itararé consiste de uma espessa unidade de origem glacial, composta predominantemente por diamictitos, arenitos, folhelhos e ritmitos. Arenitos fraturados dessa unidade constituem reservatórios para gás oriundo de folhelhos marinhos de idade devoniana (Sistema Petrolífero Ponta Grossa – Itararé), sendo exemplo de acumulação o Campo de Barra Bonita, no Estado do Paraná.

O principal objetivo deste estudo é a caracterização das feições microestruturais presentes nesses arenitos, buscando informações para avaliar de forma qualitativa as implicações da anisotropia estrutural em arenitos para a exploração de hidrocarbonetos. As descrições microestruturais e os registros diagenéticos correlacionados às fases de deformação permitiram sugerir possíveis controles das estruturas geradas na circulação de fluidos ao longo do tempo geológico. A compreensão da intensidade de deformação, extensão e geometria dos sistemas de fraturas podem contribuir para o aperfeiçoamento das técnicas de recuperação de hidrocarbonetos em reservatórios produtores.

A área estudada está inserida entre os paralelos 23°00'S e 26°30'S e os meridianos 51°00'W e 49°00'W. Engloba a faixa de afloramentos do Grupo Itararé na margem leste da Bacia do Paraná, mais especificamente na região do Arco de Ponta Grossa (fig. 1). Essa porção da bacia caracteriza-se por conter exposições de arenitos análogos à zona produtora

de gás no Campo de Barra Bonita, situado a aproximadamente 200 km a oeste da área de estudo (fig. 1). O arcabouço estrutural da área de estudo, bem como a distinção de fases de deformação impressas no Grupo Itararé, foram abordadas em detalhe por Trzaskos (2006).

A análise microestrutural partiu da descrição de 87 amostras de bandas de deformação coletadas em afloramentos ao longo de toda a área estudada. Adicionalmente, foram estudadas amostras de testemunhos fraturados oriundos do intervalo de profundidade 350 - 4.500 m. As amostras de superfície foram cortadas segundo o plano XZ, ou seja, perpendicular ao plano de deslizamento e paralelo à estria macroscópica. Todas as amostras foram analisadas mediante microscopia ótica, catodoluminescência e microscopia eletrônica de varredura (MEV), visando observar o estilo de deformação, indicadores cinemáticos e suas relações com feições diagenéticas.

Figura 1

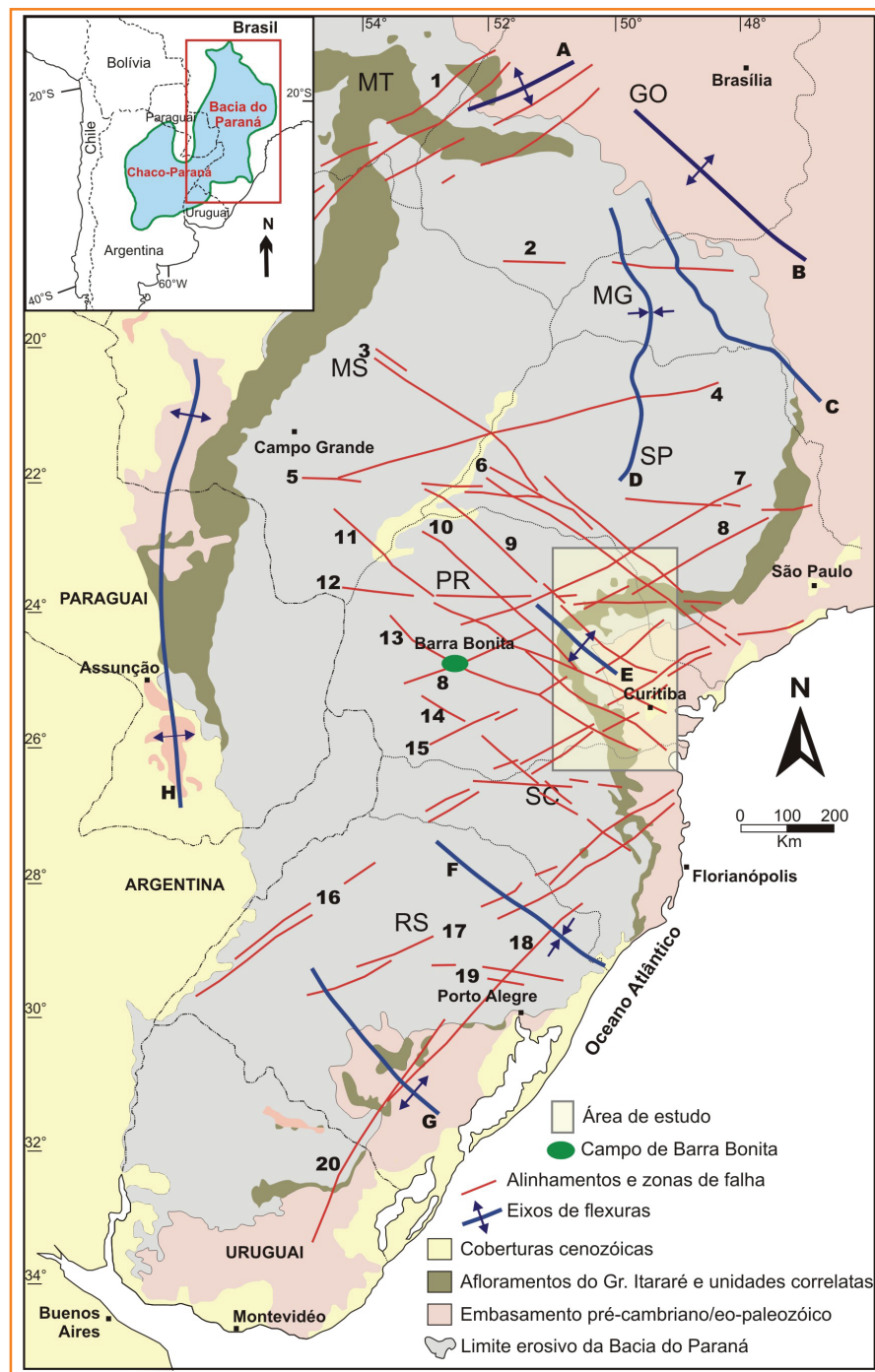
Mapa de localização da Bacia do Paraná e os principais elementos tectônicos definidos por Zalán *et al.* (1987). Em destaque a área de estudo e a localização do campo de Barra Bonita: 1) Transbrasiliiano; 2) Cassilândia; 3) Guapiara; 4) Araçatuba; 5) Moji-Guaçu/Dourados; 6) Santo Anastácio; 7) Guaxupé; 8) Jacutinga; 9) São Jerônimo/Curiúva; 10) Rio Alonzo; 11) Cândido de Abreu/Campo Mourão; 12) São Sebastião; 13) Rio Piquiri; 14) Caçador; 15) Taxaquara; 16) Lancinha/Cubatão; 17) Blumenau/Soledade; 18) Leão; 19) Bento Gonçalves; 20) Açotea; a) Arco de Bom Jardim de Goiás; b) Arco do Alto Paranaíba; c) Flexura de Goiânia; d) Baixo de Ipiiaçu/Campina Verde; e) Arco de Ponta Grossa; f) Sinclinal de Torres; g) Arco do Rio Grande; h) Arco de Assunção.

Figure 1

Location of Paraná Basin and tectonic framework from Zalán *et al.* (1987). Structural features: 1) Transbrasiliano; 2) Cassilândia; 3) Guapiara; 4) Araçatuba; 5) Moji-Guaçu/Dourados; 6) Santo Anastácio; 7) Guaxupé; 8) Jacutinga; 9) São Jerônimo/Curiúva; 10) Rio Alonzo; 11) Cândido de Abreu/Campo Mourão; 12) São Sebastião; 13) Rio Piquiri; 14) Caçador; 15) Taxaquara; 16) Lancinha/Cubatão; 17) Blumenau/Soledade; 18) Leão; 19) Bento Gonçalves; 20) Açotea; a) Bom Jardim de Goiás Arch; b) Alto Paranaíba Arch; c) Goiânia; d) Ipiiaçu/Campina Verde Depression; e) Ponta Grossa Arch; f) Torres Syncline; g) Rio Grande Arch; h) Assunção Arch.

## contexto tectônico

A Bacia do Paraná é uma vasta província geológica fanerozóica situada no sudeste da Plataforma Sul-Americana. Configura uma depressão de aproximadamente 1.600.000 km<sup>2</sup> alongada na direção NNE-SSW, abrangendo partes do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai. Segundo Zalán *et al.* (1987), a bacia é do tipo flexural de interior cratônico, de



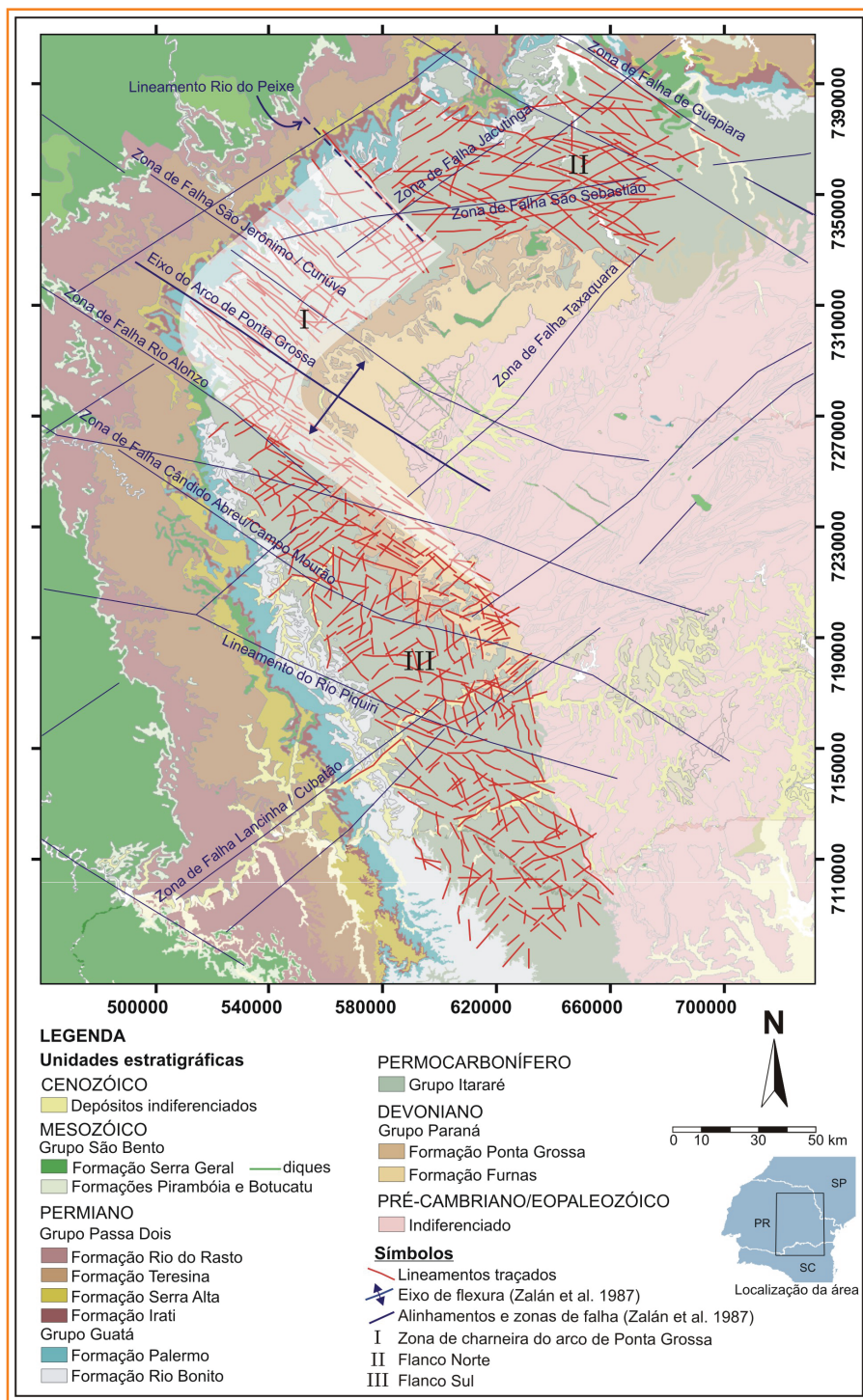


Figura 2 - Mapa geológico da área de estudo e lineamentos interpretados no Grupo Itararé a partir dos sensores remotos.

Figure 2 - Geological map of the studied area and interpreted lineaments in the Itararé Group.

natureza policíclica, com história geológica do Ordoviciano ao Cretáceo. A hipótese de um rifte precursor como responsável pelo início da subsidência foi sugerida por Milani (1997). O magmatismo Eocretáceo associado ao processo de ruptura do Gondwana e à formação do Atlântico Sul resultou na formação de espessa sucessão vulcânica e rochas intrusivas associadas.

A Bacia do Paraná é compartimentada estruturalmente por grandes zonas de falhas, refletidas em anomalias geofísicas lineares e em rupturas de relevo, além de arqueamentos e flexuras (fig. 1). Dentre os trabalhos sistemáticos de mapeamento das grandes estruturas presentes na bacia destacam-se Ferreira (1982), Soares *et al.* (1982), Zalán *et al.* (1987) e Freitas (2005), baseados em dados de diferentes naturezas, tais como geofísica aérea, imagens de radar, *landsat* e modelos digitais SRTM/Nasa. O modelo mais utilizado é o de Zalán *et al.* (1987), no qual foram definidos grandes lineamentos estruturais, principalmente de direção NW e NE e, subordinadamente, E-W. Muitos deles associados com estruturas herdadas do embasamento (fig. 1).

O Arco de Ponta Grossa (Ferreira, 1982) é uma das feições estruturais mais proeminentes na área de estudo, apresentando direção axial NW e suave mergulho no sentido da bacia (fig. 1). A evolução do arco insere-se predominantemente num contexto de deformação pós-paleozóica relacionada à ruptura do Gondwana no Eocretáceo (Zalán *et al.* 1987). Sua elevação foi responsável por fraturamento distensivo, geração de falhas normais e alojamento de diques de diabásio.

A análise regional, baseada no traçado de lineamentos em imagens de satélite e modelos digitais de elevação (Trzaskos, 2006), demonstra que diferentes padrões e intensidades de fraturamento caracterizam a região do Arco de Ponta Grossa, definindo pelo menos três domínios morfoestruturais: flanco sul, flanco norte e zona de charneira (fig. 2).

O domínio zona de charneira caracteriza-se pelo forte predomínio do trende de lineamentos NW-SE, associado a diques de diabásio. Lineamentos de direção NE-SW ocorrem em toda a área estudada e se associam a estruturas regionais como as zonas de falha de Jacutinga, Taxaquara e Lancinha/Cubatão (Zalán *et al.* 1987). As direções E-W e N-S também estão presentes, mas não marcam zonas de falhas bem definidas.

Em campo, foram constatados planos de falha com direções preferenciais N10° - 20°E, WNW, N40°

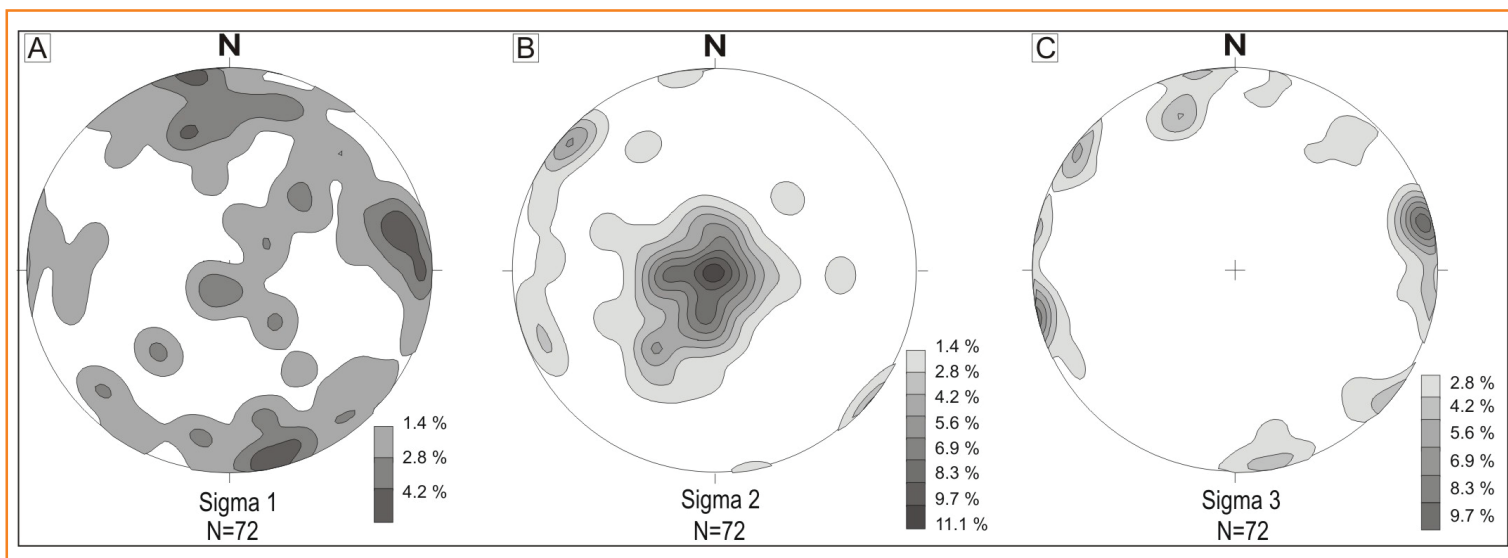


Figura 3  
Diagramas estereográficos sinópticos dos paleotensores obtidos para a área de estudo:  
a) Sigma 1; b) Sigma 2; c) Sigma 3.

Figure 3  
Structural diagrams of calculated tensors:  
a) Sigma 1; b) Sigma 2; c) Sigma 3.

- 50°W e N30° - 40°E, predominantemente sub-verticais. Segundo a análise estrutural realizada por Trzaskos (2006), tais estruturas relacionam-se a esforços regionais em pelo menos três fases de deformação principais (D1, D2 e D3) que deram origem a descontinuidades estruturais ou reativaram descontinuidades prévias. A análise do diagrama sinóptico do sigma 1 (fig. 3) indica três campos com concentrações principais, orientadas a N10° - 20°W, N70° - 90°E e subvertical oscilando entre NE e SW.

As concentrações máximas NNW e ENE indicam que duas fases de deformação seriam essencialmente transcorrentes e que uma terceira, de posicionamento vertical, teria caráter distensivo (tab. 1).

As três fases de deformação possuem relação com eventos tectônicos descritos em trabalhos anteriores na Bacia do Paraná e em áreas vizinhas (Rostirolla *et al.* 2000; Strugale, 2002; Milani e Ramos, 1998). A partir de correlações regionais, as idades aproximadas dos eventos podem ser determinadas (tab. 1).

Fase (Phases)	Direção do tensor máximo (Sigma 1)	Estruturas formadas	Idade inferida
	(Main stress direction)	(Structures)	(Inferred age)
D1	N10-20W	Bandas de deformação N-S	Permiano
		Movimentação sinistral em planos NE	
D2	Vertical com distensão máxima NE-SW	Falhas normais (Arco de Ponta Grossa)	Neojurássico / Eocretáceo
		Movimentação transtensional dextral em planos NW	
D3	ENE-WSW	Reativação dextral em planos NE e sinistral em planos NW	Cenozóico

**Tabela 1** – Síntese dos eventos de deformação que afetaram as rochas do Grupo Itararé na área de estudo (Trzaskos, 2006).

**Table 1** – Deformation events recognized in the studied area (Trzaskos, 2006).

# bandas de deformação

## mesoescala

Nos afloramentos descritos, as bandas de deformação apresentam-se comumente como ressaltos no relevo (figs. 4a e 4d) e podem exibir, ou não, superfície de descontinuidade estriada. Sua maior resistência ao intemperismo deve-se à presença de zoneamentos de óxidos de ferro e sílica. Exibem comprimento variando de poucos metros a dezenas de metros e largura entre 2 a 20 cm. A maior parte das bandas ocorre associada à direção de fraturamento N10° - 20°E, que ocorre com maior frequência no flanco sul do Arco de Ponta Grossa.

Freqüentemente, são observados escalonamentos nos planos de falha, que corroboram a cinemática

extraída de superfícies estriadas. As bandas apresentam-se como falhas direcionais, com planos subverticais e estrias sub-horizontais e, às vezes, com movimentação oblíqua e ângulo *rake* máximo de 45° (fig. 4c). Em alguns casos podem aparecer como bandas individuais que acomodam pequenos milímetros a poucos centímetros de deslocamento, sem formar ressaltos no relevo (fig. 4b e 4c). Também aparecem como planos segmentados, escalonados ou exibindo forma de “olho”, preservando pequenas ilhas de rocha parental intacta.

As bandas apresentam geometria variando de ondulada a anastomosada. Os planos de falha podem terminar em rabos-de-cavalo (fig. 4b), como planos individuais de cisalhamento, planos posicionados *en échelon* ou como pequenos ressaltos no relevo em planos estriados. Em alguns casos foi possível observar o plano de deslizamento estriado (fig. 4c), indicando que a concentração de energia ao longo da banda de deformação foi responsável pela evolução de uma discreta superfície de descontinuidade para um plano de falha.

Em testemunhos, as principais feições rúpteis incluem intenso fraturamento associado à fragmentação do testemunho, brechação e pequenas juntas descontínuas com poucos centímetros de comprimento e nenhum rejeito (fig. 5a). Foram observadas feições similares àquelas formadas em bandas de deformação em superfície, evidenciadas por uma fina linha de cor mais clara que a rocha parental (fig. 5d). Algumas fraturas descritas apresentam o preenchimento por cimento carbonático e/ou anidrita (fig. 5b). A espessura das fraturas preenchidas varia de 0,5 mm a poucos milímetros. São visualizadas ainda pequenas falhas exibindo rejeito de poucos milímetros, facilmente observadas pelo deslocamento do acamamento (fig. 5c).

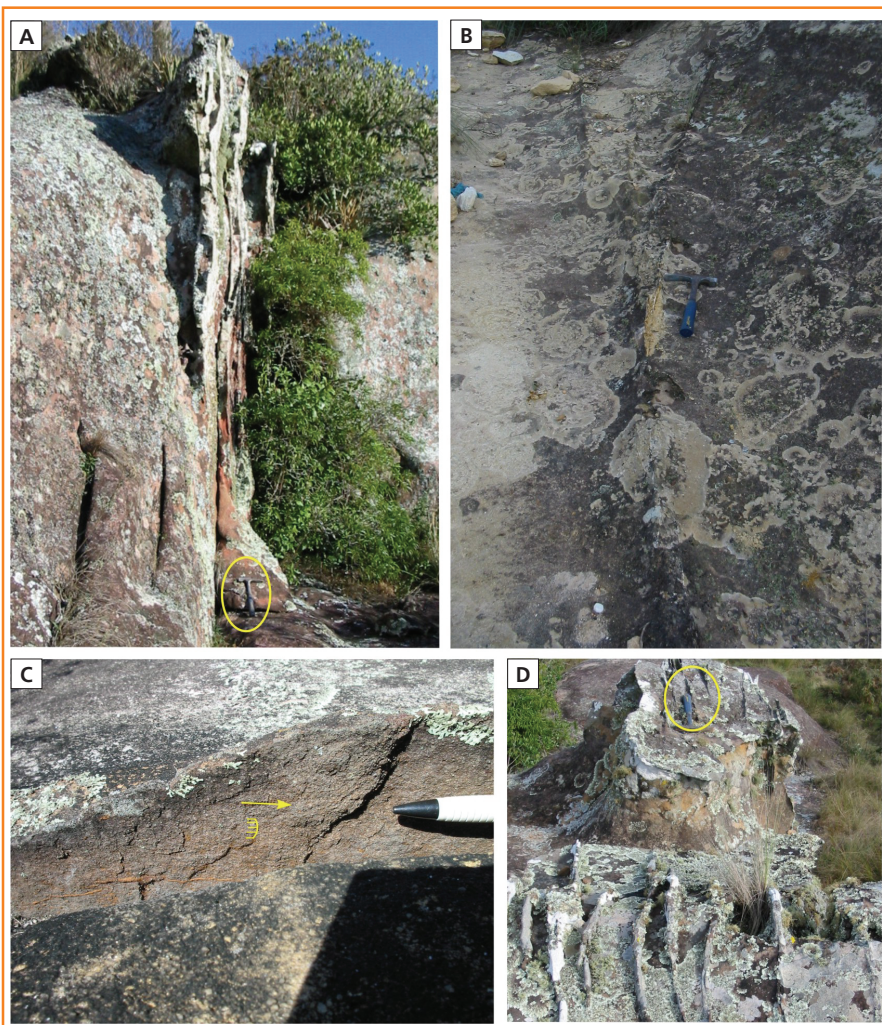


Figura 4 - Bandas de deformação observadas em arenitos do Grupo Itararé: a) Banda de deformação formando ressalto no relevo; b) Banda de deformação anastomosada, sem formar ressalto no relevo; c) Plano estriado de cinemática sinistral, seta indica movimento do bloco ausente; d) Feixe de bandas de deformação de caráter anastomosado.

Figure 4 - Deformation bands in sandstones: a) Deformation band appearing as a salient feature on the outcrop surface; b) Anastomosed deformation band; c) Slip surface exhibiting sinistral sense of movement, arrow indicates movement of missing block; d) Zone of deformation bands with anastomosed geometry.

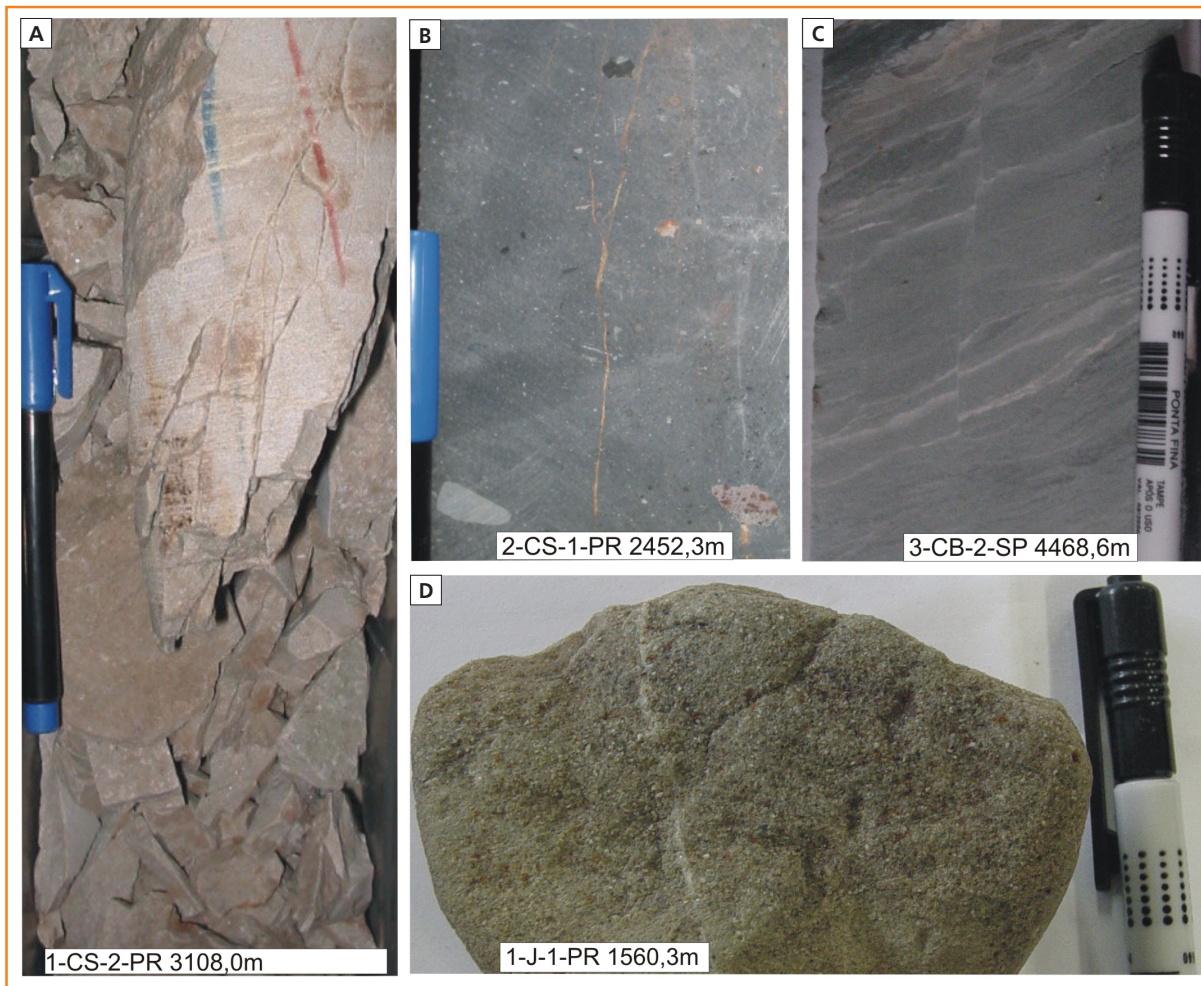


Figura 5

Fotografias das estruturas rúpteis observadas em testemunhos: a) Testemunho exibindo intenso fraturamento e brechação; b) Fratura preenchida por mineral carbonático; c) Pequenas bandas de deformação com rejeito de poucos milímetros; d) Estreita banda de deformação evidenciada como uma linha de cor mais clara que a rocha parental.

Figure 5

Structures observed in core samples: a) Intensely fractured and brecciated core; b) Fracture with carbonate cementation; c) Small scale deformation bands; d) Narrow light colored deformation band.

Foram descritos pequenos pares conjugados, sendo sua visualização facilitada pelo preenchimento das fraturas por óxidos.

## microescala

Os arenitos submetidos à deformação rúptil podem ser classificados como quartzoarenitos, sublitoarenitos e subarcóseos (Bocardi, 2005). Predominam arenitos de finos a médios constituídos por quartzo, feldspatos e fragmentos líticos, e arenitos finos a médios constituídos essencialmente por quartzo. A seleção granulométrica é usualmente de moderada a pobre, o índice de empacotamento varia entre aberto a fechado e a porosidade situa-se entre 3 a 23%. Os grãos são arredondados a subangulosos, o que indica uma mistura entre partículas retrabalhadas de seqüências mais antigas e sedimentos de primeiro ciclo deposicional. Os grãos

de quartzo são principalmente monocristalinos e com freqüência são encobertos por crescimentos sintaxiais de quartzo. Grãos policristalinos são localmente abundantes. Os fragmentos de rocha são constituídos por litotipos metamórficos e vulcânicos, além de arenitos e clastos de argila (Bocardi, 2005). Ao microscópio, a rocha parental apresenta principalmente evidências de modificações ocorridas em estágios mesodiagenéticos, exemplificados por crescimentos sintaxiais de quartzo, significativa compactação química, contatos côncavos/convexos, contatos suturados e empacotamento fechado. Foram verificados, também, indícios de dissolução por pressão em alguns grãos, seguida de precipitação em crescimentos sintaxiais de quartzo. As modificações telodiagenéticas, produzidas pelo fluxo de água meteórica incluem a dissolução de minerais instáveis, com preenchimento do espaço gerado por óxidos de ferro e manganês.

Microscopicamente reconhecem-se dois tipos principais de bandas de deformação nas amostras de

arenito analisadas. De acordo com a trama deformacional, podem ser classificadas como: a) bandas caracterizadas por fraturamento dos grãos; e b) bandas caracterizadas por cominuição dos grãos.

## banda de deformação fraturada

Esse tipo de banda de deformação é marcado pelo rompimento dos grãos da rocha parental. A banda apresenta, normalmente, uma faixa assinalada pelo intenso fraturamento intragranular, que pode ou não exibir deslocamento relativo dos fragmentos gerados. Neste caso, podem ser reconhecidos os contornos dos

grãos envoltos por hidróxidos de ferro ou manganês, que atualmente substituem o cimento da rocha dissolvido (figs. 6a, 6b e 6c).

A deformação nesse tipo de banda caracteriza-se pelo fraturamento de caráter retilíneo a suavemente anastomosado, concentrado em uma estreita faixa e que secciona os grãos da rocha. Observa-se, normalmente, uma pequena abertura dos planos, quase sempre sem rejeito associado, o que sugere uma gênese relacionada a juntas de distensão (ou fraturas de tração) (figs. 6a, 6b e 6c).

As amostras raramente exibem feições associadas a cisalhamento, mas em algumas é possível notar padrões de fraturamento associados ao modelo de Riedel, com fraturas do tipo Y, R e R', que podem representar micro-indicadores cinemáticos. As bandas fraturadas exibem, normalmente, uma faixa que varia de aproximadamente 0,5 mm a 2 cm de largura, onde predominam grãos rompidos e fragmentos angulosos, em contato retilíneo com grãos não fraturados da rocha parental. Nota-se que as fraturas intergranulares se propagam através dos grãos adjacentes, rompendo os contatos suturados e tríplexes. Algumas amostras evidenciam feições que se assemelham ao esmagamento dos grãos, com rotação dos fragmentos gerados.

Em alguns casos, foram reconhecidos planos de fraturas preferenciais atualmente preenchidos por óxidos de ferro e manganês, resultado da lixiviação do cimento

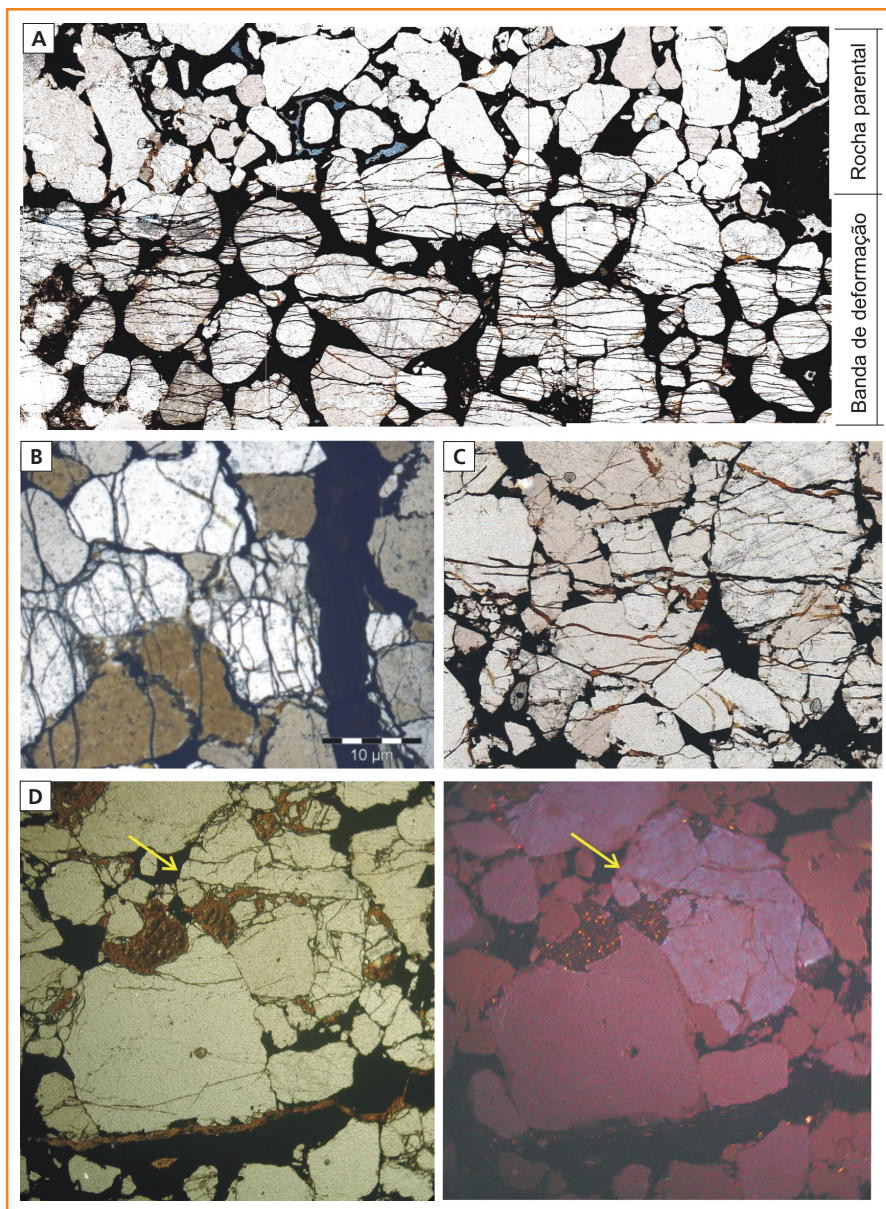


Figura 6

Fotomicrografias das estruturas rúpteis formadas em bandas de deformação fraturadas. Os planos correspondem à seção XZ: a) Contato entre a rocha parental e a banda deformação fraturada; b) Banda de deformação com fraturamento intragranular; c) Fraturas intergranulares que seccionam contatos suturados; d) Banda fraturada observada sob luz paralela (à esquerda) e sob catodoluminescência (à direita). Sob catodoluminescência é possível reconhecer o contorno original de alguns grãos (indicados com setas), cuja definição em microscópio ótico não é possível devido ao fraturamento.

Figure 6

Photomicrographs of fractured deformation bands: a) Clear boundary between parent rock and deformation band; b) Intragranular fracturing; c) Sutured contacts affected by intergranular fractures; d) Comparing images of a deformation band observed under non-polarized light microscopy (left) and cathodoluminescence (right), where original boundaries of some distorted grains are visible (arrows).



e substituição por óxidos provenientes de água meteórica (fig. 6). As relações entre o cimento de óxido de ferro e as estruturas deformacionais indicam que a substituição do cimento ocorreu após o fraturamento. Nas amostras é possível identificar dois tipos distintos de óxidos preenchendo as fraturas: um de cor preta, comum em todas as amostras, e outro de cor laranja avermelhada, observado apenas entre os fragmentos de grãos (fig. 6c). A análise composicional no microscópio eletrônico de varredura (MEV) indicou que o tipo mais comum corresponde a um hidróxido de ferro e outro a um hidróxido de manganês, indicando possivelmente duas fases de substituição.

A abertura preservada entre os planos de fraturas pode indicar o preenchimento por minerais solúveis logo após o evento deformacional responsável por manter a abertura entre os fragmentos gerados. A hipótese deve ser considerada, uma vez que as principais bandas de deformação descritas na área estão relacionadas ao evento deformacional D1. O soterramento e os processos diagenéticos relacionados teriam, desde a deformação, fechado as fraturas. Como por exemplo, por processos de dissolução por pressão (*pressure solution*).

Sob catodoluminescência, utilizando o critério de distinção de grãos de origem vulcânica e metamórfica, é possível reconhecer os contornos originais de alguns grãos antes da deformação rúptil a que foram submetidos. Essa constatação não é possível ao microscópio ótico devido ao intenso fraturamento e substituição do cimento por hidróxidos (fig. 6d).

## banda de deformação com cominuição dos grãos

O segundo tipo de banda de deformação é caracterizado pela cominuição intensa dos grãos da rocha parental ao longo da estrutura (fig. 7), dando origem a uma zona brechada e/ou zona de *gouge*. A distinção entre zona de brecha e zona de *gouge* depende da abundância e grau de arredondamento dos grãos preservados. Tradicionalmente, a brecha de falha é composta por mais de 30% de fragmentos angulosos, enquanto na zona de *gouge* essa proporção é menor que 30% (Sibson, 1977).

A formação de *gouge* está associada a processos de cataclase marcados por mecanismos de fricção envolvendo fraturamento e rotação de grãos e fragmentos (Engelder, 1974). A deformação cataclás-

tica se dá com um processo inicial de fraturamento, que é progressivamente dominado pelo cisalhamento restrito ao longo do plano de falha.

Na zona de *gouge*, os poucos grãos que não sofreram cominuição por cataclase permanecem dispersos em meio à matriz fina formada na zona de falha e acabam protegidos pela massa cominuída. A ausência de grãos para gerar atrito favorece a existência dos grãos remanescentes, comumente denominados de grãos sobreviventes (*survivor grains*) (Engelder, 1974; Claudouhos, 1999). Os grãos sobreviventes não mostram evidências de deformação cristal-plástica, dissolução ou sobrecrecimentos (fig. 7a). Normalmente são subarredondados e isolados em meio a partículas de *gouge* geradas durante a cominuição dos grãos constituintes da rocha matriz.

As zonas de *gouge* puderam ser divididas em *gouge* granular (figs. 7b, 7c, 7d) e *gouge* foliado (fig. 7a), segundo Claudouhos (1999). Em algumas lâminas foi possível identificar as zonas de *gouge* granular e foliado lado a lado (fig. 7b), indicando a concentração das tensões cisalhantes em zonas mais estreitas, com a progressão da deformação.

Na maioria das lâminas analisadas puderam ser observados os contatos entre a rocha parental não deformada, a zona brechada ou danificada, a zona de *gouge* granular e a zona de *gouge* foliado (figs. 7a, 7b, 7c e 7d). Em alguns casos foi identificado apenas o *gouge* granular em contato abrupto com a rocha parental (fig. 7c). Nos casos da existência das duas zonas de *gouge*, granular e foliado, notou-se que, normalmente, o *gouge* foliado está em contato com a zona brechada ou diretamente com a rocha parental, indicando a faixa de cisalhamento concentrado.

Nas amostras de zonas de *gouge* analisadas foi possível identificar critérios para a análise cinemática das bandas de deformação em microescala. Os principais critérios utilizados foram fraturas Riedel T e R e o deslocamento relativo entre fragmentos (figs. 7a e 7b). Foram observados, ainda, os alinhamentos entre fragmentos equidimensionais e uma pseudofoliação S (fig. 7d), marcada pelo preenchimento telodiagenético de óxidos de ferro.

Em algumas amostras foi possível observar a similaridade entre as feições microscópicas das fraturas T e R e a foliação S interpretadas. A caracterização correta da feição é fundamental para a utilização do critério em análise cinemática em microescala. Sua distinção foi realizada mediante análise conjunta com outros critérios, como por exemplo, a rotação e o deslocamento relativo dos grãos e fragmentos gerados durante a deformação.

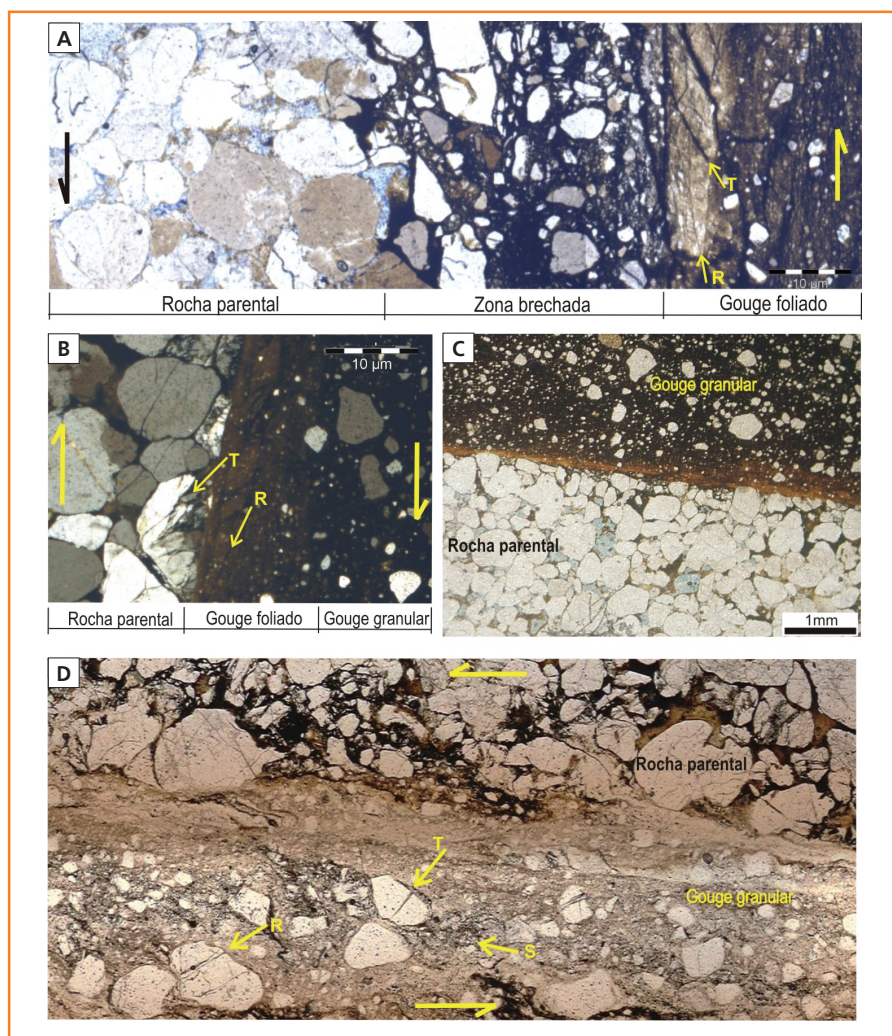


Figura 7

Fotomicrografias das estruturas rúpteis formadas em bandas de deformação com cominuição dos grãos. Os planos correspondem à seção XZ: a) Contato entre a rocha parental, zona brechada e gouge foliado. Fraturas R e T (diagrama de Riedel) corroboram a cinemática sinistral definida em campo; b) Detalhe do gouge suavemente foliado com poucos grãos sobreviventes na zona de gouge granular. Cinemática dextral definida pelas fraturas T e R; c) Gouge granular com grãos sobreviventes em contato abrupto com rocha parental; d) Gouge granular com grãos sobreviventes arredondados, em destaque fraturas T e R, que corroboram cinemática sinistral.

Figure 7

Photomicrographs of some structures formed in deformation bands with grain comminution: a) Parent rock, damaged zone and foliated gouge. R and T Riedel fractures corroborate sinistral cinematic as observed in outcrop; b) Detailed view of foliated gouge and granular gouge with few survivor grains. T and R fractures suggest dextral sense of movement; c) Sharp contact between parent rock and granular gouge with survivor grains; d) Granular gouge with rounded survivor grains. Sinistral movement indicated by T and R fractures.

Sob catodoluminescência, é possível reconhecer grãos de proveniência vulcânica com cominuição, formando sombras de pressão. Na figura 8a é possível reconhecer o grão original que, ao sofrer processo de cataclase, deu origem ao gouge. A identificação de sombras de pressão envolvendo alguns grãos sobreviventes em meio ao gouge (fig. 8a) confirma os indícios de que a deformação nesse tipo de banda é dominada pelo cisalhamento. Confirma ainda que o processo de fricção apresentou importante papel na abrasão e rotação dos grãos durante a deformação.

Ao microscópio eletrônico de varredura (MEV), notou-se que os grãos sobreviventes apresentam fraturas com padrão anastomosado em meio a uma massa cominuída (fig. 8b). Os grãos sobreviventes observados exibem feições de dissolução e precipitação de sílica em suas bordas cisalhadas, evidenciando a existência de modificações autigênicas após a deformação (fig. 8b).

## microestruturas em amostras de testemunhos

O padrão de deformação, observado em amostras de grandes profundidades, apresenta feições distintas daquelas encontradas em amostras de superfície. Ao microscópio, amostras de subsuperfície exibem deformação em intensidade menor, sendo tipicamente encontradas juntas, concentrando a deformação em um único plano. O fraturamento intenso concentrado em faixas milimétricas, como as que foram observadas em amostras de superfície, não encontram similaridade em amostras de subsuperfície. Também não foram visualizadas zonas de gouge nestas amostras. O fato deve estar relacionado a um problema de amostragem, uma vez que a aquisição de testemunhos apresenta caráter pontual.

As fraturas apresentam normalmente preenchimento por cimento autigênico, sendo tipicamente

reconhecidas: calcita, dolomita e anidrita (figs. 9a e 9d). O preenchimento por esses três minerais pode indicar pelo menos três fases diagenéticas no preenchimento das fraturas. No entanto, França e Potter (1989) indicam crescimento contemporâneo entre os cristais de anidrita e cimentos carbonáticos. As amostras fraturadas e preenchidas por minerais autigênicos exibem comumente planos de fraturas bem definidos, normalmente com rompimento intragranular associado. A análise detalhada de algumas fraturas intragranulares mostrou evidências de cisalhamento localizado, mesmo sem deslocamento significativo entre os fragmentos gerados (figs. 9b e 9c).

Pequenas falhas, normalmente de cinemática normal, observadas em alguns testemunhos evidenciaram o deslocamento dos grãos das camadas de granulometria mais fina para o plano de falha. A ocorrência de grãos finos transportados das camadas adjacentes e sem relação com processos de fricção e cominuição pode indicar que a rocha não estava totalmente litificada quando foi submetida à deformação. Evidências de deformação penecontemporânea também podem ser observadas em superfície.

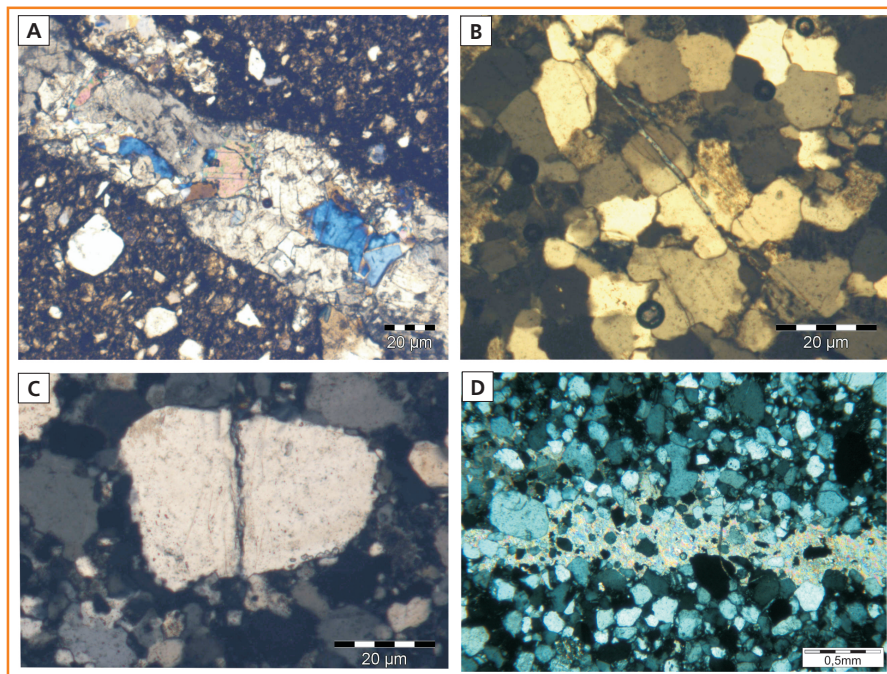


Figura 9 – Fotomicrografias das estruturas rúpteis observadas em testemunhos: a) Fratura preenchida por anidrita; b) Fratura intergranular, sem preenchimento por minerais autigênicos; c) Fratura intragranular com evidências de cisalhamento dando origem a pequenos fragmentos; d) Fratura preenchida por calcita, apresentando grãos de quartzo dispersos.

Figure 9 – Photomicrographs of structures observed in core samples: a) Fractures cemented by anhydrite; b) Non-cemented intergranular fracture; c) Intragranular fracture with evidence of shear and fragmentation; d) Fracture cemented by calcite and with sparse quartz grains.

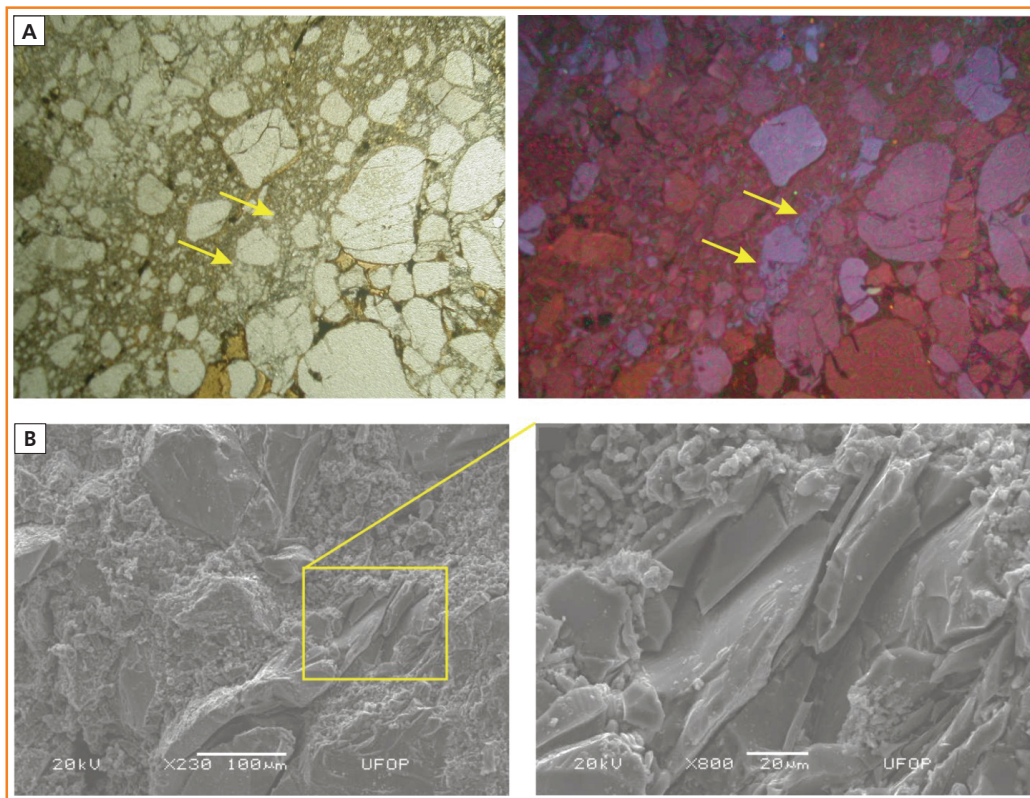


Figura 8

Fotomicrografias de bandas marcadas pela cominuição dos grãos. Os planos correspondem à seção XZ: a) Amostra observada sob luz paralela (à esquerda) e sob catodoluminescência (à direita). Sob catodoluminescência é possível reconhecer grãos de proveniência vulcânica com cominuição formando sombras de pressão (indicados com setas), cujo contorno original não pode ser distinguido em microscópio ótico; b) Detalhe de grão observado ao Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), grão em destaque exibindo as bordas cisalhadas, com feições de dissolução e precipitação de sílica.

Figure 8

Photomicrographs of deformation bands marked by grain comminution. a) Comparing images of a deformation band observed under non-polarized light microscopy (left) and cathodoluminescence (right). The latter shows volcanic type quartz grains with comminution and pressure shadow development (arrows); b) Scanning electron microscopy image showing evidence of grain-scale shearing, dissolution features and quartz overgrowth.

## discussão

Para compreender a gênese das bandas de deformação, foram correlacionados os eventos deformacionais reconhecidos com a evolução diagenética dos arenitos do Grupo Itararé. Com isso, buscou-se definir a história deformacional e avaliar possíveis relações com os processos de geração e migração de hidrocarbonetos na bacia. A seqüência de processos diagenéticos aos quais os arenitos do Grupo Itararé foram submetidos acha-se estabelecida desde o trabalho de França e Potter (1989). Mais recentemente, Bocardi (2005) retomou o problema integrando dados de superfície e subsuperfície. A figura 10 ilustra o modelo de evolução proposto para as bandas de deformação, aliado à seqüência diagenética das rochas do Grupo Itararé segundo França e Potter (1989).

Segundo França e Potter (1989) e Bocardi (2005), pode-se considerar que um dos primeiros processos diagenéticos que afetaram os arenitos do Grupo Itararé foi a precipitação precoce de siderita durante o estágio eodiagenético, provavelmente já no Eopermiano.

Duas fases distintas de cimentação por quartzo podem ser identificadas. A primeira teria ocorrido no final da eodiagênese, sendo marcada por sobrecrescimentos de forma contínua ao longo dos grãos. A segunda fase ocorreu após intensa dissolução de quartzo, o que está evidenciado pela ausência de sobrecrescimentos ao longo de contatos intragranulares e pelos contatos suturados entre grãos de quartzo (Bocardi, 2005). Para França e Potter (1989), esse segundo estágio seria relacionado ao evento mesodiagenético imaturo (fig. 10). Como foram observadas fraturas tanto nos grãos quanto nos sobrecrescimentos sintaxiais de quartzo, é possível inferir, mediante evidências microestruturais, que ocorreu fraturamento após o evento mesodiagenético imaturo (França e Potter, 1989) ou final da eodiagênese (Bocardi, 2005).

Foram observados cimento carbonático e anidrita preenchendo fraturas intergranulares em amostras de subsuperfície, causando redução da microporosidade por minerais autigênicos. Esses minerais não foram reconhecidos em amostras de superfície devido ao processo de dissolução durante a telodiagênese. A relação entre a anidrita e a sílica indica que a cimentação da anidrita foi posterior à precipitação dos sobrecrescimentos sintaxiais de quartzo (Bocardi, 2005).

Tanto em lâminas de amostras de superfície quanto de subsuperfície é possível identificar o fraturamento dos grãos e dos sobrecrescimentos sintaxiais de quartzo, indicando um evento tectônico no estágio mesodiagenético imaturo. Ainda durante a mesodiagênese, as fraturas teriam sido preenchidas por cimento carbonático (calcita e dolomita) ou anidrita, responsáveis por mantê-las abertas ao final da compactação. O soerguimento e influência de fluidos meteóricos durante o estágio telodiagenético seriam responsáveis pela dissolução dos carbonatos e da anidrita, favorecendo a substituição por óxido de ferro, observada em amostras de superfície (Bocardi, 2005).

A evolução das bandas com cominuição dos grãos pode ser relacionada aos mesmos eventos descritos nas bandas fraturadas. O principal evento deformacional - identificado em lâmina - teria ocorrido no estágio mesodiagenético maturo A. Não foram observadas feições estruturais que corroborassem a atuação de eventos deformadores em outras fases diagenéticas. Esse evento, datado pelas evidências diagenéticas, corresponde provavelmente ao evento tectônico D2. É possível que registros do evento tectônico D1 tenham sido obliterados pelo evento subsequente.

A compartimentação estrutural, definida pelas características microestruturais das bandas de deformação, pode favorecer ou impedir a circulação de fluidos, atuando assim como conduto ou barreira hidráulica respectivamente. Extrapolando os dados microestruturais para o fluxo de fluidos em reservatórios, sugere-se que bandas de deformação caracterizadas pelo fraturamento dos grãos serviram como caminho para a circulação de fluidos durante pelo menos um período da mesodiagênese. Amostras de subsuperfície analisadas evidenciam o preenchimento das fraturas por calcita, dolomita e/ou anidrita, sugerindo o fechamento posterior desses caminhos por minerais instáveis. O fraturamento ocorreu após a cimentação pela sílica disponibilizada por processos de *pressure solution* durante o início da mesodiagênese. O soerguimento e a exposição dos arenitos permitiram modificações telodiagenéticas que favoreceram a dissolução dos minerais instáveis e o posterior preenchimento das fraturas por hidróxidos de ferro (fig. 10).

O potencial selante das zonas de falha também pode ser identificado pela formação de zonas de *gouge* em bandas de deformação. Ensaio físicos indicam a redução da permeabilidade proporcional à intensidade do cataclasmamento e a espessura da zona de *gouge* (Aydin, 2000). O principal fator a ser anali-

sado na predição do comportamento hidráulico das bandas de deformação marcadas pela cominuição dos grãos é a existência de zonas de dano (*damage zones*) que constituem um caminho preferencial para o fluxo lateral nas bordas das zonas de falha (Aydin, 2000; Correa 2002). Dessa forma, o potencial selante de bandas de deformação está diretamente relacionado à intensidade da redução granulométrica e consequente redução do tamanho e volume de poros.

De acordo com as informações apresentadas na figura 10 é possível estimar o *timing* entre a época de abertura e fechamento das fraturas e a época de geração e migração de hidrocarbonetos na bacia definidas por França e Potter (1989). Com base nas informações obtidas pode-se estimar que

as bandas de deformação fraturadas e as bandas de deformação com cominuição dos grãos, apresentando zonas de dano, atuaram provavelmente como conduto na migração de hidrocarbonetos na bacia. A circulação de hidrocarbonetos deve ter ocorrido durante o final do estágio mesodiagenético maturo A, finalizando com o processo de cimentação durante o estágio mesodiagenético maturo B.

No entanto, o evento deformacional D3 pode ter sido responsável pela reativação de fraturas cimentadas durante a mesodiagênese maturo B, causando a reabertura das barreiras à circulação de fluidos. Tal evento pode ter, eventualmente, favorecido o escape e/ou migração secundária de hidrocarbonetos na bacia.

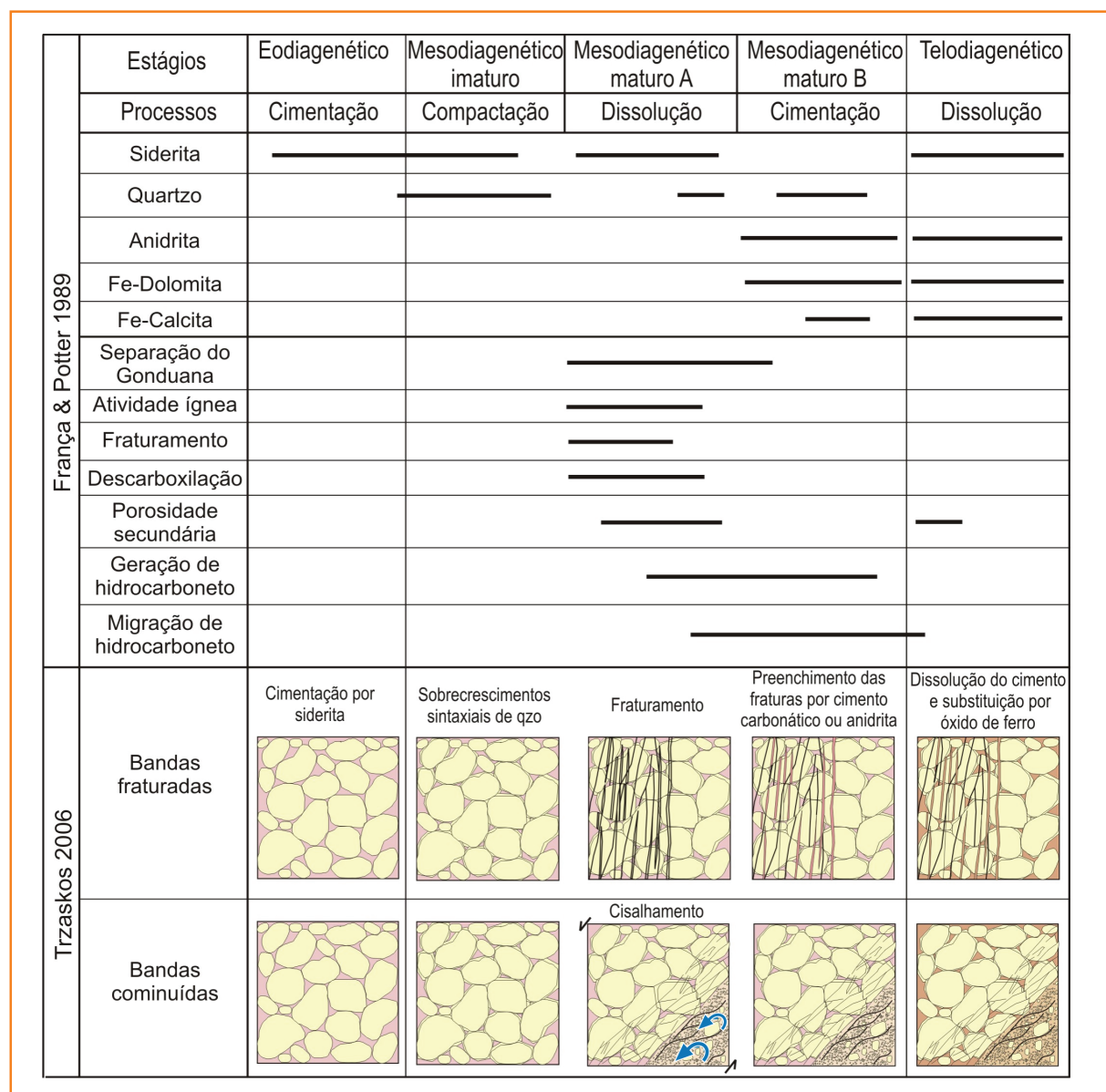


Figura 10

Seqüência diagenética proposta para as rochas do Grupo Itararé (França e Potter, 1989) e figuras esquemáticas com o modelo de evolução das bandas de deformação correlacionados com os eventos diagenéticos. Setas azuis indicam rotação dos grãos.

Figure 10

Evolution model for deformation bands and its relation with diagenetic phases defined by França and Potter (1989). Blue arrows indicate sense direction of grain rotation.

## conclusão

As bandas de deformação estudadas foram subdivididas em dois tipos distintos: um marcado pelo rompimento/fraturamento dos grãos e outro marcado pela cominuição intensa dos grãos da rocha parental e conseqüente formação de zona brechada e/ou zona de *gouge*. O controle dessas estruturas na circulação de fluidos constitui a sua principal importância exploratória na predição do potencial selante de zonas de falha em reservatórios.

A análise microestrutural, aliada à história diagenética, permitiu a conclusão de que as bandas fraturadas serviram como caminho para a circulação de fluidos durante pelo menos um período da mesodiagênese. O sincronismo entre a época de abertura das fraturas e a época de geração e migração de hidrocarbonetos na bacia deve ter ocorrido durante o final do estágio mesodiagenético maturo A, finalizando com o processo de cimentação durante o estágio mesodiagenético maturo B (fig. 10).

Numa escala mais abrangente, o efeito benéfico das bandas fraturadas na condutividade hidráulica pode atuar de forma negativa na integridade da camada selante. A maior ou menor eficiência na retenção de hidrocarbonetos depende da espessura, continuidade lateral e grau de deformação das rochas selantes. A questão, não analisada neste trabalho, pode representar uma importante proposta para trabalhos futuros.

O gás constitui um recurso energético estratégico e, em face do cenário político atual, torna-se cada vez mais importante que o Brasil descubra novos campos de gás natural. Nesse sentido, a investigação de outras acumulações (a exemplo do campo de Barra Bonita, na Bacia do Paraná) representa um importante objetivo exploratório. O Grupo Itararé, devido às suas condições de soterramento e diagênese, apresenta baixos valores de permoporosidade, tornando a anisotropia estrutural um fator imprescindível para a avaliação da produtividade do reservatório.

## agradecimentos

Os autores agradecem à Petrobras e à Financiadora de Estudos e Projetos (Finep) pelo apoio financeiro, e à Coordenação de Aperfeiçoamento de

Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de doutorado à autora. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa de produtividade em pesquisa para o autor Sidnei Pires Rostirolla. Agradecimentos também a Pedro Victor Zalán e Almério França pela revisão do texto e sugestões.

## referências bibliográficas

AYDIN, A. Small faults formed as deformation bands in sandstones. **Pure and Applied Geophysics**, v. 116, p. 913-930, 1978.

AYDIN, A. Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 17, n. 7, p. 797-814, 2000.

ANTONELLINI, M.; AYDIN, A.; POLLARD, D. Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v. 16, n. 7, p. 941-959, 1994.

BOCARDI, L. B. **Petrologia e aspectos diagenéticos de arenitos reservatórios do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano), Bacia do Paraná**. 2005. 103 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, 2005.

CLADOUHOS, T. T. A kinematic model for deformation within brittle shear zones. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v. 21, n. 4, p. 437-448, 1999.

CHESTER, F.M.; LOGAN, J. M. Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. **Journal of Structural Geology**, Oxford, v. 9, n. 5/6, p. 621-634, 1987.

CORREA, F. S. **Caracterização de zona de falhas: exemplo de afloramento na Bacia Sergipe-Alagoas**. 2002. 154 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2002.

DOBLAS, M. Slickenside kinematic indicators. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 295, n. 1, p. 187-197, Sep. 1998.

ENGELDER, J. T. Cataclasis and the generation of fault gouge. **Geological Society of America Bulletin**, v. 85, p. 1515-1522, 1974.

FERREIRA, F. J. F. **Geologia da Bacia do Paraná**. Alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. Reavaliação da Potencialidade e Prospectividade em Hidrocarbonetos. São Paulo: Consórcio CESP/IPT, 1982. p. 143-166. Relatório Paulipetro.

FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 2). **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 3, n. 1, p. 17-28, 1989.

FREITAS, R. C. **Análise estrutural multitemática do sistema petrolífero Irati-Rio Bonito, Bacia do Paraná**. 2005. 103 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, 2005.

MAGNAVITA, L. P. **Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil**. 1992. 493 p. Thesis – University of Oxford, Oxford, U.K., 1992.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental**. 1997. 255 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 28, n. 4, p. 473-484, 1998.

PETIT, J. P. Criteria for the sense of movement on faults surfaces in brittle rocks. **Journal of Structure Geology**, v. 9, p. 597-608, 1987.

ROSTIROLLA, S. P.; ASSINE, M. L.; FERNANDES, L. A.; ARTUR, P. C. Reativação de paleolineamentos

durante a evolução da Bacia do Paraná: o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, p. 639-648, 2000.

SIBSON, R. H. Fault rocks and fault mechanisms. **Journal of the Geological Society of London**, v. 133, p. 191-213, 1977.

SOARES, P. C.; BARCELLOS, P. E.; CORDAS, S. M. **Análise, interpretação e integração de lineamentos a partir de imagens (Radar-Landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná**. São Paulo: Consórcio CESP/IPT, 1982. Relatório Paulipetro 342/82.

STRUGALE, M. **Arcabouço e evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozóico): implicações na hidrodinâmica do sistema aquífero Guarani e na migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná**. 2002. 124 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Paraná, 2002.

TRZASKOS, B. **Anisotropia estrutural de arenitos do Grupo Itararé, permocarbonífero da Bacia do Paraná**. 2006. 148 p. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Paraná, 2006.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3., 1987, Curitiba. **Atas...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1987. v. 1. p. 441-477.

## bibliografia

TRZASKOS, B.; VESELY, F. F.; ROSTIROLLA, S. P. R. Eventos tectônicos recorrentes impressos no arcabouço estratigráfico do Grupo Itararé na região de Vila Velha, Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, 2006. No prelo.

## expanded abstract

*The analysis of microfractures in siliciclastic sedimentary sequences is an important tool to the understanding of structural anisotropy in sandstone reservoirs.*

*Deformation bands in porous sandstones are narrow fracture zones marked by grain-scale deformation and localized shear, frequently lacking discontinuity surfaces. These structures can act as potential permeability barriers or conduits for fluid flow within hydrocarbon reservoirs. In this paper, deformation bands present in Late Paleozoic sandstones of the Paraná Basin were studied in order to interpret its tectonic evolution and evaluate possible impacts in fluid circulation. The study was based on microstructural analysis of outcrop samples from the eastern outcrop belt and some core samples from deep exploration wells.*

*In the Paraná Basin Carboniferous-Permian fractured sandstones of the Itararé Group are potential reservoirs for hydrocarbon generated in Devonian marine shales of the Ponta Grossa Formation. Several gas shows and a sub-commercial accumulation related to this petroleum system are known in the central-eastern portion of the basin. The basin is an interior cratonic flexural depression that records cyclic stratigraphic sequences and deformation events ranging from Late Ordovician to Cretaceous. Geologic evolution is mostly characterized by the generation and reactivation of fractures and fault systems during important South American tectonic events. In the studied outcrop area, structural framework is dominated by subvertical joints and normal, strike slip or oblique fault systems easily recognized as negative relief alignments in satellite images and digital elevation models. These structures are many times often associated with previously mapped regional fault zones with clear Phanerozoic tectonic activity. Structural analysis based on field data allows the determination of three major deformation episodes, called D1, D2 and D3. The inferred ages for these deformation events are respectively Permian, Jurassic-Cretaceous and Cenozoic.*

*Two essential types of deformation bands were identified in the outcrop samples: 1. deformation bands marked by grain-scale fracturing and 2. deformation bands with strong grain comminution and the development of gouge zones. The bands are 2 to*

*20 cm wide and about some tens of meters long, showing linear or anastomosed geometry. Discontinuity surfaces with slickenside may or may not be present. Some bands offer more physical resistance to weathering due to silica and oxide cementation, appearing as positive relief features.*

*Type 1 deformation band is essentially characterized by granular tensional fractures, sometimes showing relative movement between grain fragments and shear-like features. In most cases, the pattern of deformation can be compared with Riedel fractures. Type 2 deformation band exhibits strong grain fragmentation and intense comminution, favoring the development of damaged and/or gouge zones with variable widths. Both foliated and granular gouge zones were observed, frequently laterally juxtaposed in the same band. Survivor grains are subangular to subangular and show evidence of crystal-plastic deformation, partial dissolution and quartz overgrowth. Deformation within the gouge zone was dominated by shear, where grains were rotated and submitted to frictional forces.*

*Previous papers determined the burial history of Itararé Group's sandstones based on petrologic analysis of both core and outcrop rock samples. The tectonic evolution of the deformation bands described herein can thus be described in association with the diagenetic stages defined elsewhere. The major part of the deformation bands were formed during the event D1, which can be roughly correlated with the mesodiagenetic stage A (Permian to Triassic). Fractures in quartz overgrowth indicate that deformation occurred after an important stage of silica cementation. Subsequently, fractured bands were percolated and sealed by calcite, dolomite and anhydrite during mesodiagenetic stage B (Jurassic to Cretaceous). During telodiagenesis, the sandstones were submitted to near-surface modifications due to post-Cretaceous uplift. As a consequence of weathering and the action of meteoric fluids, unstable fracture infill were dissolved and substituted by iron oxides.*

*According to hydraulic properties of deformation bands and temporal relationships with hydrocarbon generation and migration, fractures within the sandstones can act as permeability barriers or conduits for fluid flow. In the studied sandstones, deformation bands characterized by gouge zones were potential seals because grain comminution typically cause permeability decrease. In this case, deformation bands will act as important reservoir heterogeneities, restraining*



*permeability pathways along vertically arranged prismatic flow units or containers. Alternatively, it's plausible that marginal damaged zones should act as permeability pathways laterally along the gouge zones. Fractured deformation bands were conduits for fluid flow at least during a short time interval in the mesodiagenesis, mainly before subsequent cementation and sealing of the fractures by carbonate and anhydrite. This short time interval coincides partially with the main phase of hydrocarbon expulsion and migration during the break-up of Gondwana.*

## autor principal



### Barbara Trzaskos

E&P/Exploração

Gerência de Geologia Estrutural e Análise Tectônica

e-mail: [barbara.t@petrobras.com.br](mailto:barbara.t@petrobras.com.br)

**Barbara Trzaskos** graduou-se em Geologia pela Universidade Federal do Paraná (UFPR) no ano de 1999. Concluiu o Mestrado em Geologia Estrutural pela Universidade Federal de Ouro Preto em 2001 e Doutorado em Geologia Exploratória pela UFPR em 2006. Ingressou na Petrobras em 2006 e trabalha atualmente com o grupo de Geologia Estrutural e Análise Tectônica no E&P Exploração.

