

Bandas de deformação em arenitos porosos: estudo de casos em bacias do nordeste do Brasil

Deformation bands in porous sandstone: case study in basins of northeast Brazil

Talles Souza Ferreira | Fernando César Alves da Silva

resumo

O presente estudo trata da caracterização de estruturas denominadas como bandas de deformação (*deformation bands*) (Aydin 1978) nas escalas meso e microscópica, através do estudo da ocorrência de casos nas bacias Potiguar (RN), Sergipe-Alagoas (SE) e de Tucano (BA). As bandas de deformação ocorrem comumente em arenitos porosos, que podem ser rochas-reservatório em sistemas petrolíferos. Estas estruturas influenciam no caráter permo-poroso da rocha, por conseguinte, o fluxo de fluido. Este fato tem levado a um grande interesse na compreensão do processo de formação e desenvolvimento das referidas estruturas. Este estudo tem o objetivo de apresentar as similaridades e diferenças das feições deformacionais e dos mecanismos de deformação responsáveis pela formação e desenvolvimento das bandas de deformação presentes em zonas de danos de falhas em três formações de bacias sedimentares distintas.

No contexto tectônico regional foi verificada a compatibilidade dos modelos interpretados em meso-escala, para a formação e disposição geométrica das bandas de deformação, com estruturas nas escalas regionais, a exemplo do sistema de falhas dextral de Afonso Bezerra (Bacia Potiguar) e o contexto da falha transpressional de Jeremoabo (Bacia de Tucano).

Desta forma, embora as bandas de deformação se apresentem geralmente com aspectos similares, exibem, também, algumas diferenças na sua formação e desenvolvimento nas escalas meso e microscópica, que por sua vez estão intimamente relacionadas com parâmetros sedimentológicos e mineralógicos da rocha, além da influência do contexto tectônico em que se desenvolveram.

Palavras-chave: bandas de deformação | microfraturamento | zona de dano | arenitos porosos | Bacia Potiguar | Bacia de Tucano | Bacia de Sergipe-Alagoas

abstract

The meso and microscopic scale sandstone characterizations of the deformation bands of three sedimentary basins in northeastern Brazil; the Potiguar and Sergipe-Alagoas basins (Brazilian Atlantic Margin) and the Tucano Basin (aborted rift basin) were compared for their similarities and differences. Deformation bands are structures commonly developed in porous sandstones that make up the main reservoir-rock in siliciclastic petroleum systems. These structures influence the permo-porous properties and consequently the migration pathway into a sandstone reservoir. To understand their formation process and development has been the focus of a great number of articles in recent petroleum geology literature. This study highlights the similarities and the differences in the features and deformation mechanisms that provoked the development of deformation bands in the damage zones of major faults in three different sedimentary basins. In terms of basin tectonics, the deformation bands' formation and geometric arrangements are associated with major structures. In the case of the Açu Formation, a correlation was observed with the dextral Afonso Bezerra fault system, whereas in the Sergipe-Alagoas Basin the normal dextral strike-slip faults can be associated with the faulting of the boarder basin. In the Tucano Basin case, the deformation basins are related to the Jeremoabo transpressional fault, a major structure a few kilometers to the north. This study applies structural geology tools to better understand the geometric arrangement and growing mechanisms of deformation bands in different lithological and tectonic settings. Although the deformation bands present a similar aspect in a macroscopic view, the interplay between depositional and mineralogical parameters of the host rock, as well as the basin's burial and tectonic history resulted in the development of different sandstone deformation bands in three northeastern brazilian basins.

(Expanded abstract available at the end of the paper).

Keywords: *deformation bands | microfracturing | damage zone | porous sandstone | Potiguar Basin | Tucano Basin | Sergipe-Alagoas Basin*

introdução

A análise das estruturas denominadas primeiramente por Aydin (1978) como Bandas de Deformação vêm sendo muito estudadas nos últimos anos, principalmente pela indústria do petróleo, devido a sua importância na fábrica permo-porosa de reservatórios. A observação de que as Bandas de Deformação (BD) ocorrem principalmente em arenitos porosos, os quais frequentemente se comportam como rochas-reservatório em sistemas petrolíferos, justificam o grande número de trabalhos publicados na literatura nos últimos anos (Aydin, 2000; Cowie e Shipton, 2003; Davatzes *et al.*, 2003; Schultz e Siddharthan, 2005). Portanto, este trabalho se propõe a caracterizar as Bandas de Deformação, a fim de se ter uma melhor compreensão de aspectos sobre a formação e desenvolvimento (incluindo geometria e mecanismos de deformação) em arenitos porosos.

Uma falha pode agir como condutor ou barreira para fluidos, dependendo do seu desenvolvimento e distribuição, de rochas falhadas, bem como do arranjo de estruturas como juntas de distensão e bandas de deformação na zona de dano (Shipton e Cowie, 2001; Davatzes *et al.*, 2003; Sternlof *et al.*, 2004). A arquitetura e evolução temporal de falhas são elementos cruciais para elucidação das rotas de migração dos hidrocarbonetos e do potencial de trapeamento (Antonellini e Aydin, 1995; Aydin, 2000).

Atualmente, existem dois mecanismos gerais e distintos para a formação de falhas em arenitos porosos, que podem ser descritos como (Cowie e Shipton, 2003; Davatzes *et al.*, 2003): (1) falhas formadas por bandas de deformação e (2) falhas geradas pela formação e subsequente cisalhamento de juntas de distensão.

As falhas compostas por bandas de deformação acumulam o rejeito pela adição de novas bandas. Eventualmente, uma descontinuidade planar pode se formar ao longo da zona de bandas de deformação, como uma superfície de deslocamento que acomoda a maioria do rejeito subsequente (Scholz *et al.*, 1993). O mecanismo de deformação em bandas é controlado pelas propriedades do material na escala dos grãos, incluindo porosidade, selecionamento, composição mineralógica e o estado de tensão (Antonellini e Aydin, 1995; Mair *et al.*, 2000).

Em contrapartida, o cisalhamento de descontinuidades planares é controlado pela presença de *flaws* microscópicos (e.g. superfícies de descontinuidades pré-existentes) em uma orientação favorável para localizar a tensão cisalhante. A formação de Banda de

Deformação durante fases precoces ao falhamento estabelece uma anisotropia que é explorada pelo cisalhamento subsequente ao longo de falhas (Antonellini e Aydin, 1995; Olsson *et al.*, 2004). Com o acréscimo no rejeito, se dá o crescimento no comprimento e na quantidade de superfícies de deslocamento (Peacock e Sanderson, 1995). Assim, estas falhas são constituídas por três características estruturais: bandas de deformação individuais, zonas de bandas de deformação e superfícies de deslocamento (Kim *et al.*, 2004; Schultz e Siddharthan, 2005).

Localização dos casos estudados

Neste artigo são caracterizados dois casos de ocorrências de Bandas de Deformação em arenitos das formações Açú e Serraria (doravante Aaç e Ase), principais rochas-reservatório siliciclásticas das bacias Potiguar (RN) e Sergipe-Alagoas (SE), respectivamente. Estas bacias são as maiores produtoras de petróleo do nordeste brasileiro. Outro caso estudado na Bacia de Tucano (BA) ocorre em arenitos porosos do Grupo Massacará (doravante Ama) (fig. 1).

A caracterização consistiu na aplicação de conceitos de geologia estrutural em meso e microescala, além da utilização de ferramentas estatísticas para análise e inter-relação de alguns parâmetros da deformação. Esta caracterização resultou na interpretação dos aspectos deformacionais das bandas de deformação, que possibilitaram a proposição de modelos para formação e desenvolvimento das bandas nas escalas micro e mesoscópica. Além disso, proporcionou a comparação das similaridades e diferenças entre os casos estudados. De forma geral, estes casos foram correlacionados a megaestruturas: os sistemas de falhas de Carnaubais e Afonso Bezerra, as falhas de borda da Bacia de Sergipe - Alagoas e a Falha de Jeremoabo foram responsáveis pela compartimentação tectônica das bacias (fig. 1).

resumo da geologia das bacias

Bacia Potiguar

A estratigrafia da Bacia Potiguar pode ser resumida como sendo constituída por uma espessa sequência de sedimentos clásticos grossos a finos, correspondente às formações Pendência, Alagamar



Figura 1

Mapa de localização dos casos estudados de bandas de deformação em arenitos reservatório em três diferentes bacias do nordeste do Brasil.

Figure 1

Location map of the studied cases of deformation bands in reservoir sandstones in three different basins of northeastern Brazil.

e Açú, recoberta concordantemente pela seção carbonática da Formação Jandaíra. A Formação Açú, predominantemente arenosa, repousa discordantemente sobre a Formação Alagamar. A Formação Jandaíra é constituída de calcarenitos e calcilitos creme-claros e acimentados, bioclásticos, com eventuais intercalações de arenitos, folhelhos, anidrita e margá. O seu contato com a Formação Açú é transicional.

Do ponto de vista sedimentológico, a Formação Açú já foi objeto de vários estudos detalhados em afloramentos, amostras de calha e testemunhos de poços da Petrobras (e.g. Santos, 2009). Estes estudos reconhecem sistemas de leques aluviais e fluviais (entrelaçado e meandrante), na parte inferior e média da formação, os quais evoluíram para sistemas deltaicos e estuarinos, no topo da formação. Esta variação faciológica ambiental é interpretada como o resultado de um grande ciclo transgressivo, que se iniciou com a deposição continental (fluvio-deltaica), passou por um ciclo transicional (deltaico-estuarino) e culminou com a deposição transicional (lagunar-supramaré) e marinha da Formação Jandaíra.

Bacia Sergipe-Alagoas

Regionalmente, a área de estudo apresenta falhas de regime distensional com estiramento crustal de direção NW-SE. Contudo, localmente ocorrem falhas de transferência, além das falhas de alívio, que apresentam um comportamento transcorrente com resultante oblíqua. Destro (1995) caracterizou a área estudada como falhas de borda da bacia *en échelon*, com a rampa de revezamento entre as falhas que, posteriormente, desenvolveu falhas de transferência. A Formação Serraria é datada do Neojurássico ao Eocretáceo, através de ostracodes não-marinhos. Os sedimentos são interpretados como depósitos de sistema fluvial tipo *braided*, por vezes, com retrabalhamento eólico. A Formação Serraria é correlata à Formação Sergi das bacias de Tucano, do Recôncavo e de Camamu.

Os arenitos da Formação Serraria formam alguns dos reservatórios mais produtivos na Bacia de Sergipe-Alagoas. Estes reservatórios ocorrem cortados por sistemas de falhas com direção aproximada N35°E, que também afetam o embasamento e rochas pré-rifte (formações Batinga, Aracaré, Bananeiras e Serraria), além das sequências sin-rifte (formações Barra do Itiúba, Penedo, Rio Pitanga e o Membro Morro do Chaves) (Azambuja Filho *et al.*, 1998).

Bacia de Tucano

A Bacia de Tucano possui direção geral N-S, fazendo parte do sistema de rifte abortado Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), relacionado ao regime distensivo de deformação gerado pelo estiramento da litosfera continental, que conduziu à ruptura do Gondwana e à formação de crosta oceânica, a leste do sistema de rifte. A direção final de distensão para RTJ é considerada NW-SE (Magnavita, 1992). Neste contexto, a Bacia do Tucano não teria evoluído até a fase oceânica, permanecendo como lagos durante o Cretáceo.

O preenchimento sedimentar da Bacia do Tucano pode ser relacionado às fases de evolução tectônica da bacia, sendo: o Grupo Brotas (formações Aliança e Sergi) e a base do Grupo Santo Amaro (Formação Itaparica), associados à fase pré-rifte e a Formação Candeias do Grupo Santo Amaro, o Grupo Ilhas, o Grupo Massacará e a Formação Salvador, associados à fase rifte (Magnavita, 1992).

estudo em mesoescala

caracterização geométrica

Uma forma distinta de deformação localizada ocorre em arenitos porosos: as chamadas bandas de deformação (Aydin, 1978). Em geral, mostram-se grosseiramente planares de comprimentos milimétricos a centenas de metros. As bandas de deformação tendem a formar *clusters* ou aglomerados de bandas milimétricas que aumentam a espessura da estrutura em escala de afloramento. O deslocamento através das bandas de deformação é contínuo em mesoescala, o que as distingue das falhas (Blenkinsop, 2002). A porosidade nas bandas de deformação pode ser maior, porém, nos casos aqui estudados, é menor do que em arenitos não-deformados descritos na literatura (e.g. Antonellini *et al.*, 1994).

As BD apresentam-se em escala mesoscópica como superfícies de espessura centimétrica, por vezes, não facilmente individualizadas. Para este estudo foi tomada como referência uma BD principal (BDP) por ser feição mais relevante nos Aaç, Ase e Ama. Portanto, na ausência de uma falha mais importante, interpretou-se a zona de dano (Cowie e Chipton, 2003, Kim *et al.*, 2004) como relacionada a BDP (fig. 2).

A figura 2 exemplifica um mapa esquemático da distribuição BD no Aaç e a metodologia de coleta de dados estruturais através de linhas de amostragem e amostras para estudo microestrutural.

A BDP é um *cluster* ou zona de bandas com textura predominantemente compacta e se apresenta com contorno retilíneo, mostrando estrias bem conservadas. É a feição estrutural mais relevante do afloramento com espessura média maior que 5cm. As BD que compõem a zona de dano (fig. 2) correspondem à área deformada relacionada à falha principal (BDP) composta por BD centimétricas, individualizadas ou não (figs. 3 e 4), que se mostram com comprimentos variáveis nos casos estudados, preferencialmente menores que 5cm de espessura. As BD têm mergulho predominantemente acentuado a vertical, com alguns planos exibindo estrias bem visíveis. Apresentam-se com a forma externa bastante retilínea e compacta internamente e, em alguns casos, apresentam um caráter anastomosado, composto por BD de menor espessura. Também ocorrem BD de baixo ângulo, em geral associadas às descontinuidades deposicionais

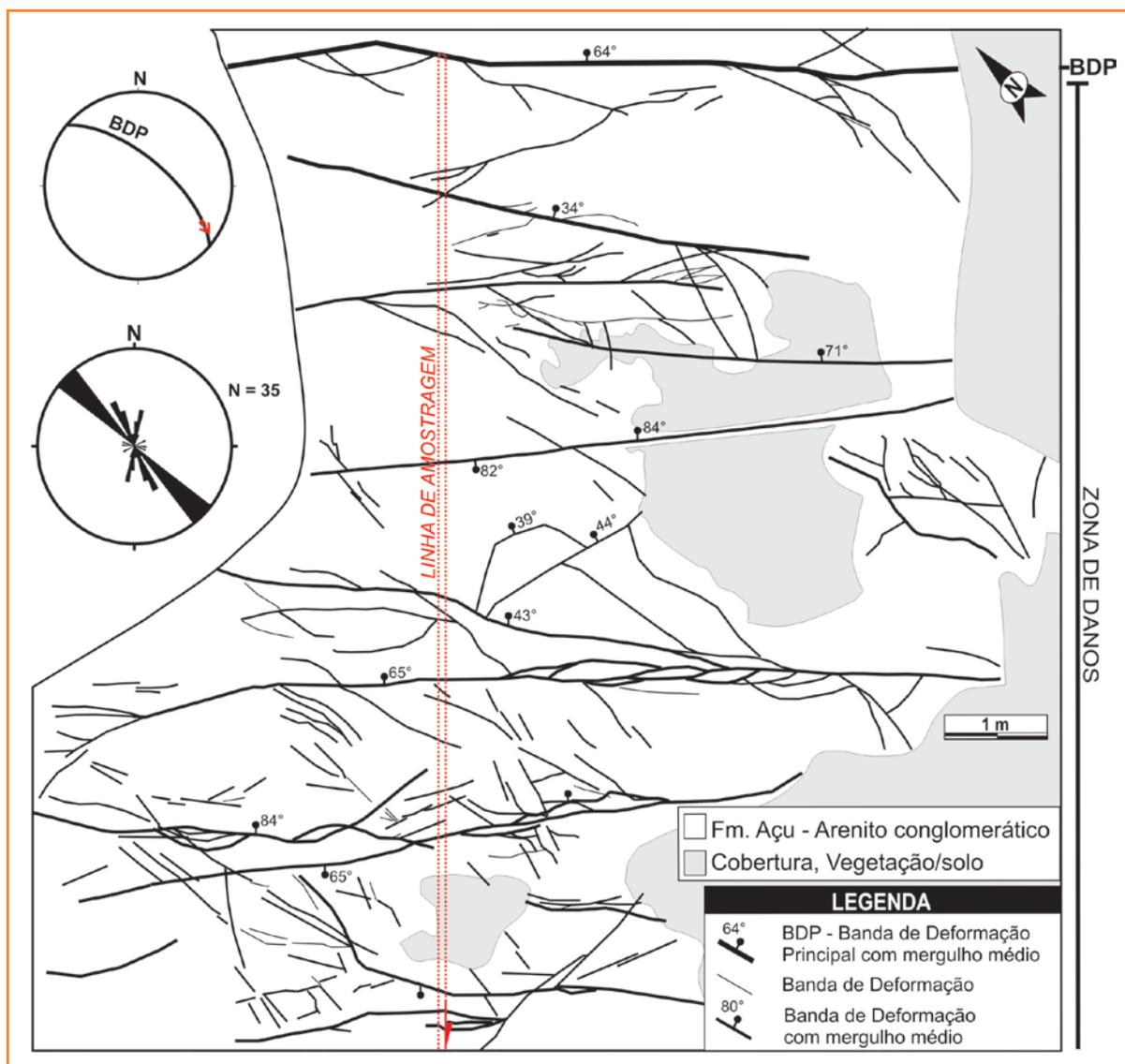


Figura 2
 Mapa da zona de dano no afloramento da Formação Açu na Bacia Potiguar. A banda de deformação principal (BDP) está localizada na porção superior do mapa. No canto superior esquerdo, o estereograma e diagrama de rosetas mostram a orientação e mergulhos das bandas de deformação que compõe esta zona de dano. A linha em vermelho representa a localização da linha de amostragem onde foram obtidos os dados estruturais e coletadas as amostras para o estudo em microescala.

Figure 2
 Damage zone map of Açu Formation outcrop in Potiguar Basin. The main deformation band (BDP) is located in the upper portion of the map. In the upper left corner, the stereogram and rosettes diagram showing the orientation and dips of deformation bands. The red line represents the location of scanlines where the structural data were obtained and collected samples for the study of micro-scale.

como acamamento e *foresets* de estratificações cruzadas.

As BD podem ser compostas por uma banda de deformação individualizada em escala mesoscópica e apresenta espessura de 0,5cm a 3cm. Estas BD não mostram estrias e se apresentam de forma curvilínea com caráter anastomosado ou com forma retilínea, por vezes, escalonadas. As BD ocorrem dispersas por todas as zonas de dano dos casos estudados e possuem comprimento observável de 0,2m a 10m. Estas BD mostram-se, por vezes, de forma curvilínea em mergulhos sub-horizontais ou se desenvolvem aproveitando as superfícies de acamamento sedimentar.

Para o estudo sistemático da zona de dano relacionada BDP foi realizada uma linha de amostragem perpendicular à sua direção média (fig. 3).

O objetivo foi obter dados de forma sistemática e representativa de toda a zona de dano. Os dados de atitude e espessura das BD interceptadas pela linha de amostragem serão tratados a seguir. A orientação das BD é mostrada na figura 2.

A outra etapa do trabalho foi a caracterização das BD a partir da análise do comportamento destas estruturas no plano vertical, ou seja, a caracterização das estruturas no perfil do afloramento, o que permitiu a visualização da disposição tridimensional das BD e suas correlações com as estruturas sedimentares do pacote arenítico (fig. 5).

No plano vertical, o estudo dos três casos mostrou claramente que as BD não apresentam deslocamento observável em escala mesoscópica de qualquer horizonte sedimentar (acamamento sedimentar, nível

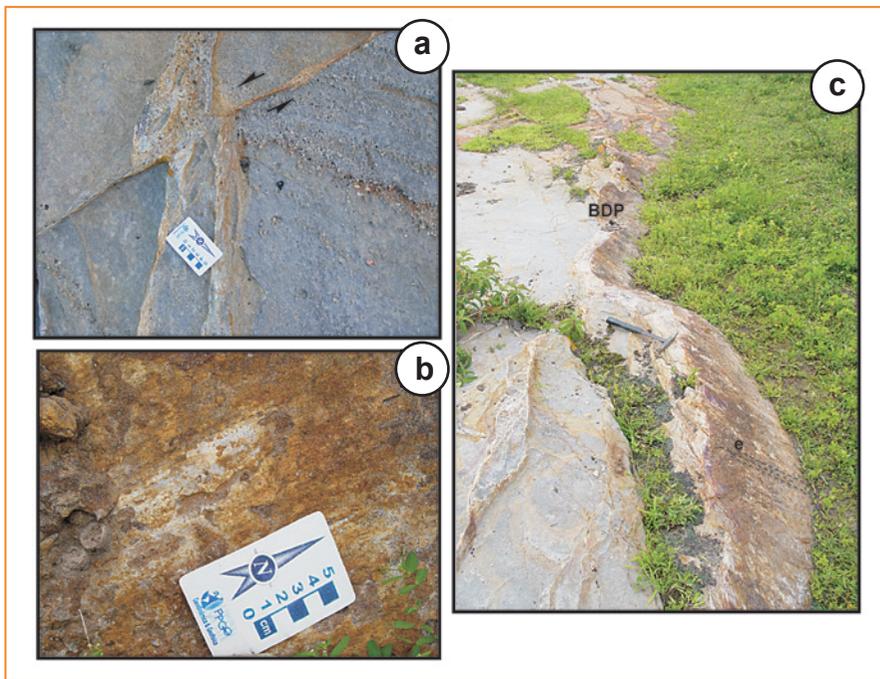


Figura 3 – (a) Zonas de bandas de deformação deslocadas por bandas de deformação com cinemática dextral. (b) Estrias e *slinckenlines* no plano das bandas de formação mostram deslocamento lateral. (c) Banda de deformação principal (BDP) no arenito da Formação Serraria da Bacia de Sergipe-Alagoas mostrando estritas e com cinemática normal. A BDP está localizada próxima a falha de borda da Bacia de Sergipe-Alagoas.

Figure 3 – (a) Zones of deformation bands displaced by deformation bands with dextral kinematics. (b) Slickenlines in slip surface show lateral displacement. (c) Main deformation band (BDP) in the sandstone of Serraria Formation in Sergipe-Alagoas Basin showing slickenlines resulted of normal kinematics. The BDP is located near the border fault of Sergipe-Alagoas Basin.

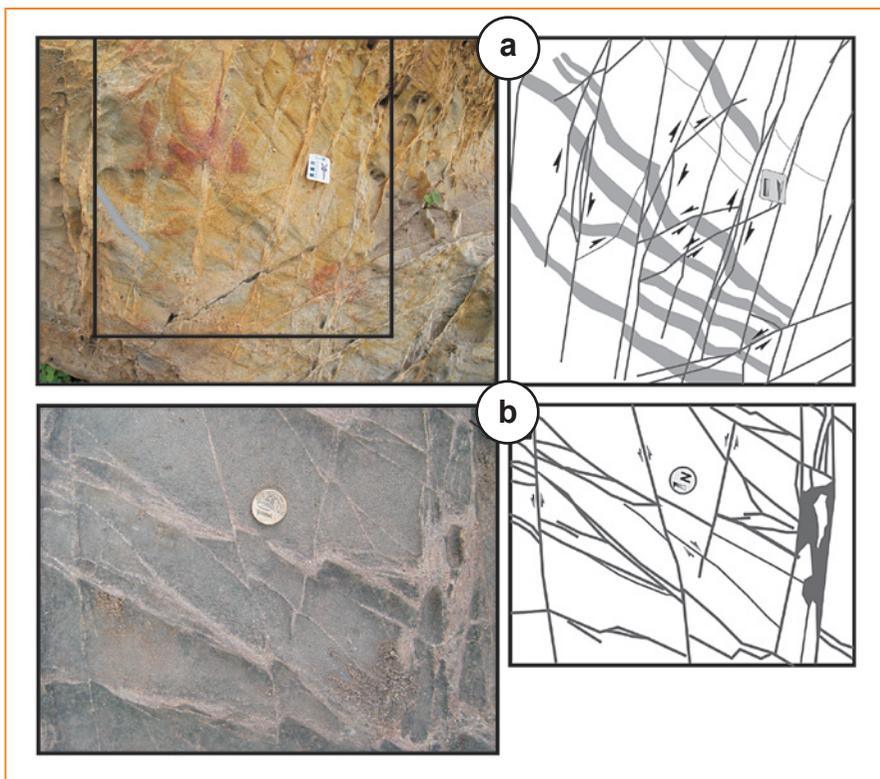


Figura 4 – (a) Bandas de deformação no Arenito Massacará na Bacia do Tucano, mostrando arranjo geométrico romboédrico com deslocamento de zonas de bandas de deformação por superfícies de deslizamento. (b) Detalhes mostrando as zonas de bandas de deformação com deslocamento em um padrão cinemático dextral para as NE-SW, e sinistral para as N-NE. Estes deslocamentos ocorrem no estágio final do tectonismo, desenvolvendo um par conjugado.

Figure 4 – (a) Deformation bands in Massacará Sandstone, Tucano Basin, showing rhombohedral geometric arrangement of zones of deformation bands limited by slip surfaces. (b) Details showing the zones of deformation bands with a shift in the kinematic patterns for NE-SW dextral, and N-NE sinistral. These displacements occur in the final stage of tectonism, developing a conjugated pair.

conglomerático e etc.) ou grande perturbação nas estruturas sedimentares (espessamento de camadas, destruição de arranjos internos, etc.) (fig. 5).

Frequentemente, as BD apresentam-se mergulhando alternadamente para ambos os quadran-

tes devido aos planos, muitas vezes, curvilíneos. As BD ocorrem frequentemente formando blocos não-deformados, que são ligados por BD mais desenvolvidas (de maior espessura, *clusters*) (figs. 2, 3 e 4).

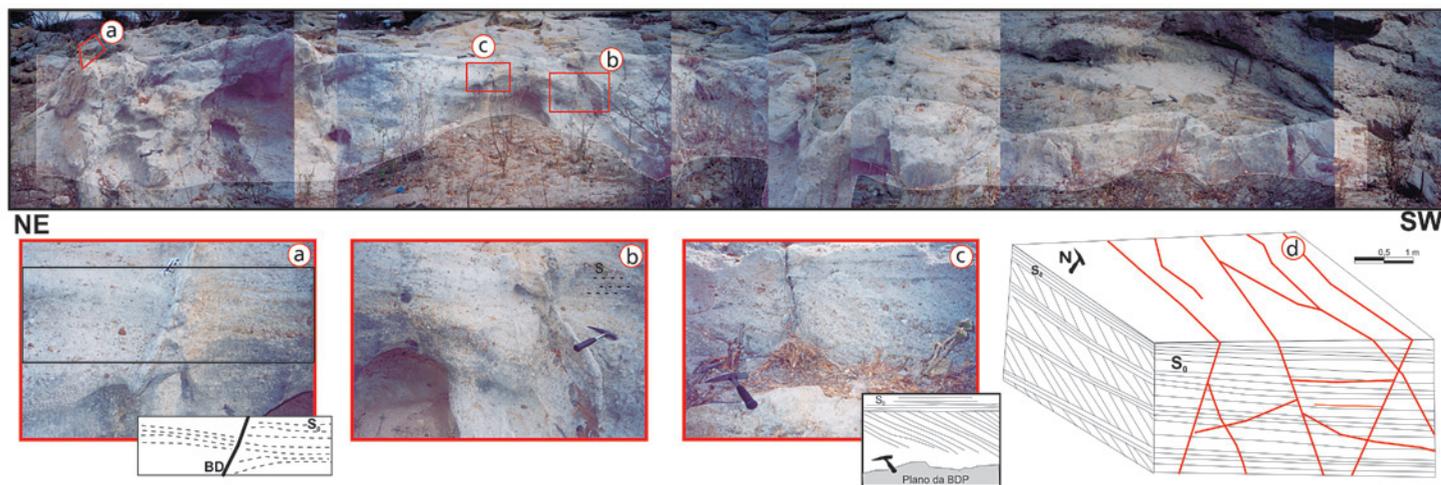


Figura 5 – Afloramento do Arenito Açú na Bacia Potiguar mostrando um exemplo da zona de dano estudada. Em detalhe, zonas de bandas de deformação. (a-c) sem deslocamento visível do acamamento e estratificações sedimentares. (d) Um modelo esquemático para a disposição geométrica da zona de dano no Arenito Açú e sua relação com as estruturas sedimentares.

Figure 5 – The Açú sandstone outcrop in Potiguar Basin showing an example of the damage zone studied. In detail, zones of deformation bands. (a-c) with no visible displacement of sedimentary layering and stratification. (d) A schematic model for the geometric layout of the area of damage on Açú sandstone and their relationship to sedimentary structures.

deformação na zona de dano

A deformação na zona de dano relacionada à banda de deformação principal (BDP) ocorre de duas formas: contínua e descontínua, em geral, nesta ordem de desenvolvimento (Blenkinsop, 2002). Nos casos estudados, a regra é seguida como sugere a interpretação dos mecanismos de deformação em microescala.

A deformação contínua na zona de dano apresenta-se como *clusters* ou zonas de bandas de deformação que acumulam o *strain* nos estágios iniciais do tectonismo. Após esta fase inicial, ocorre a deformação descontínua na zona de dano com superfícies discretas, apresentando os maiores deslocamentos (de ordem centimétrica) que cortam todas as outras estruturas e contém estrias nas suas superfícies. Esta sequência de deformação segue a teoria de concentração da cataclase, verificada no estudo em microescala (*the localization theory of cataclasis*; Blenkinsop, 2002).

As variações na espessura média das BD em função da distância a BDP na Zona de Dano (Cowie e Chipton, 2003; Kim *et al.*, 2004) também puderam ser estudadas ao longo das linhas de amostragem. A figura 6 exemplifica uma destas linhas de amostragem realizadas em todos

os casos estudados e que mostraram uma distribuição da densidade de deformação (número de BD/metro linear) em função da distância à BDP. Os gráficos mostraram que uma variação irregular na densidade de deformação com o maior pico (não necessariamente próximo a BDP) ocorre em todos os casos estudados em intervalos distantes à BDP, que concentram a deformação formando falhas com estrias visíveis (planos de deslizamento). Entre estes intervalos ocorrem intervalos de densidade de deformação sem planos de deslizamentos visíveis nas BD, como exemplifica a figura 6.

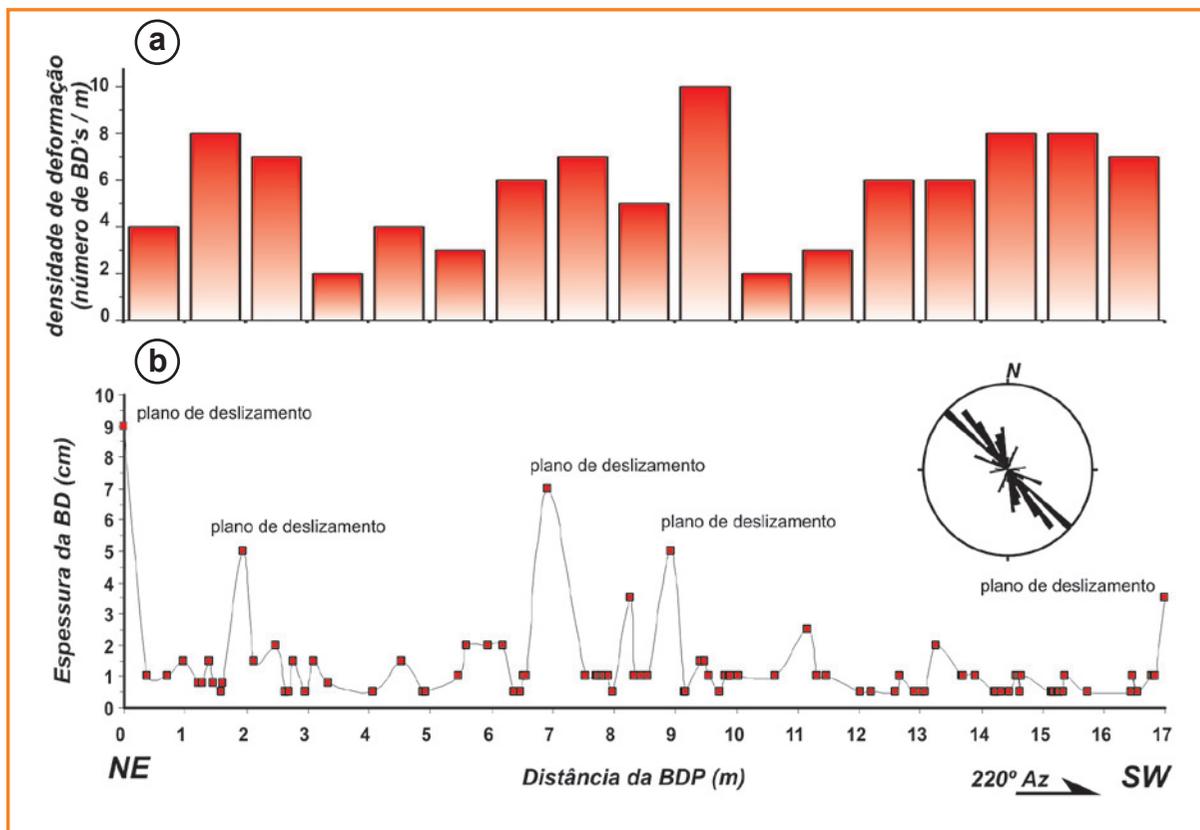
A distribuição de cada BD e sua respectiva espessura ao longo da linha de amostragem é apresentada no gráfico da figura 6. Este gráfico mostra a predominância de BD de menor espessura (0,5cm a 3cm), ocorrendo quase que homogeneamente ao longo de toda linha de amostragem, com algumas concentrações anômalas próximas às BD de maior espessura, principalmente no centro do perfil (distância da BDP de 6m a 10m). Este gráfico mostra, ainda, que as BD com espessura 4cm a 7cm têm distribuição irregular com quatro picos importantes, sendo três deles posicionados no centro do perfil.

Figura 6

(a) Gráfico mostrando dados coletados a partir da linha de amostragem ao longo da zona de dano no Arenito Açú, revelando a variação da densidade da deformação. (b) Gráfico de distância versus espessura das bandas de deformação. Notar a presença de planos de deslizamento (*slip surfaces*) com espessuras variadas e sem apresentar distância regular. No canto superior direito, o diagrama de rosetas mostra a direção principal NW-SE das bandas de deformação na zona de dano.

Figure 6

(a) Graph showing data collected from the scanline along the damage zone of Açú sandstone showing the density variation of the deformation. (b) Graph of distance versus thickness of the deformation bands. Note the presence of slip surfaces with diverse thickness and no regular distance from main deformation band. In the upper right, the rosette diagram shows the direction main NW-SE of deformation bands in damage zone.



análises estatísticas da deformação na zona de dano

Os dados coletados nos casos estudados também foram plotados em gráficos (\log_{10} - \log_{10}). Os principais atributos das BD utilizados no tratamento estatístico foram relacionados à disposição espacial das BD dentro da zona de dano (espaçamento ou número de BD), correlacionados a um atributo deformacional de cada BD (espessura da BD) como parâmetro de deformação. A não utilização do parâmetro de comprimento se deve à dificuldade de se determinar o real comprimento das BD, devido a limitações das exposições dos afloramentos.

Os gráficos (fig. 7) que relacionam o parâmetro de deformação (espessura da BD) com atributos de disposição espacial mostraram uma ótima distribuição linear dos dados (R^2 acima de 0,85). A partir desta distribuição, é possível estabelecer a equação da reta que representa a distribuição dos dados. Esta equação, relacionando os atributos analisados (e.g. $N=10,6 E^{-1,1}$), representa estatisticamente a correlação destes atributos para o caso estudado dentro da zona de dano formada por cada BDP (Scholz *et al.*, 1993).

Esse tipo de análise possibilita, portanto, a predição de um atributo em função de outro e denota um arranjo geométrico irregular. Porém, este arranjo pode ser preditivo através de tratamento estatístico da zona de danos. Estas correlações estatísticas geram equações representando dados quantitativos, refletindo a zona de danos em arenitos aflorantes. Estas equações podem ser correlacionadas com estes arenitos em subsuperfície em contexto estrutural similar. A predição de dados de espaçamento médio, espessura ou número de BD por metro linear em arenitos análogos pode servir de suporte para estudo de reservatórios fraturados ou auxiliar na correlação com dados de subsuperfície na simulação de fluidos (e.g. Medeiros *et al.*, 2010).

Como exemplo para o caso estudado no Arenito Açú (Aaç), maior reservatório produtor da Bacia Potiguar de acordo com o gráfico (a) da figura 7a - espessura de uma BD - seria correlacionável com o número de BD dentro da zona de danos estudada, segundo a equação $N=10,6 E^{-1,1}$ (onde, N=número de BD, E=espessura da BD). Ou seja, pode-se prever a partir de um dado de espessura como, por exemplo, 0,3cm, a existência de cerca de 40 BD. E ainda de acordo com a figura 7, haveria 40 BD com 0,3cm de

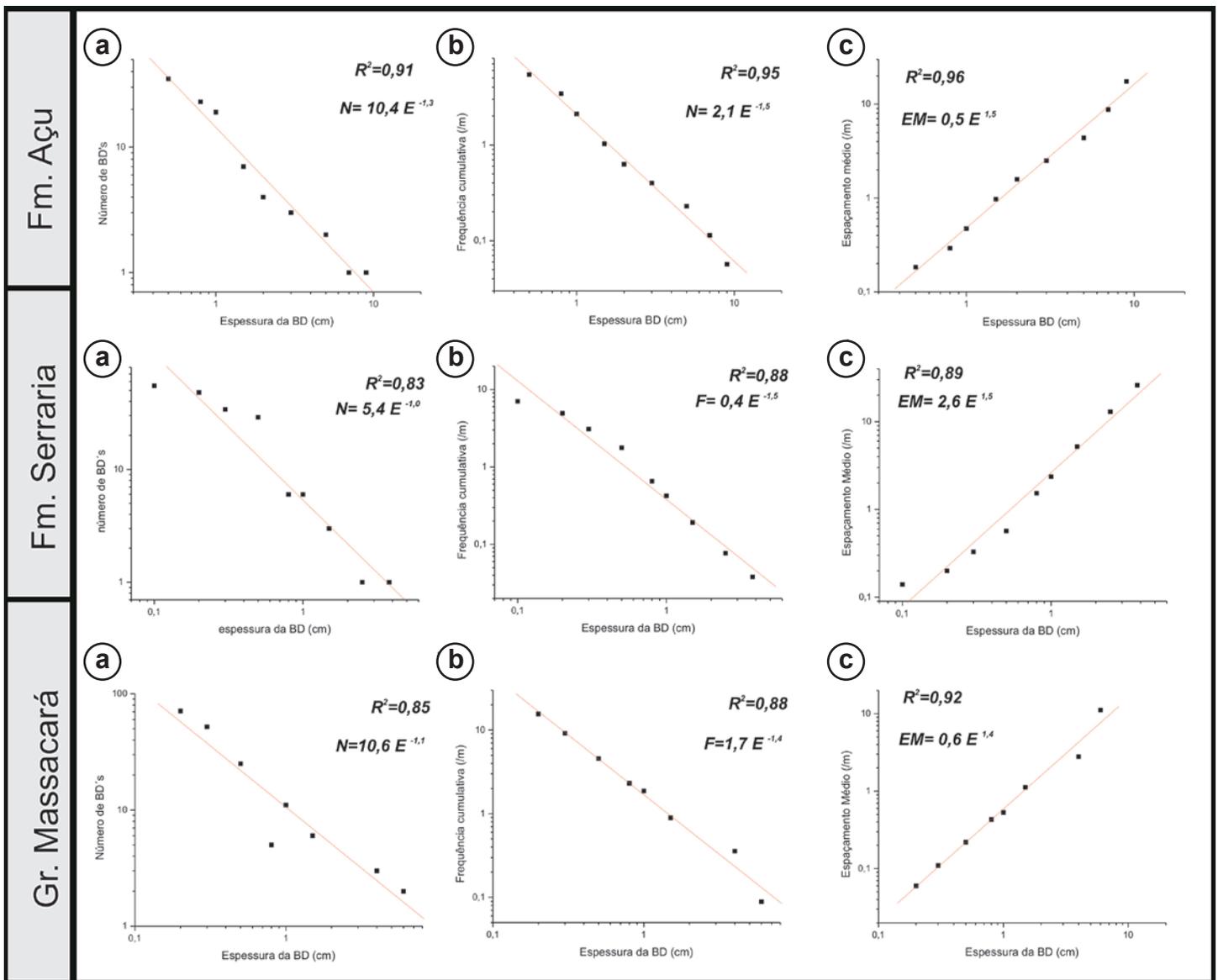


Figura 7 – Gráficos de atributos estruturais das bandas de deformação coletados ao longo das linhas de amostragem na zona de dano de cada caso estudado. Os dados mostram boa correlação $R^2 > 0,8$, validando a predição de atributo em função de outro. Estes dados podem ser utilizados em analogia para arenitos reservatórios em zonas deformadas de cada formação estudada. (ver explicações no texto).

Figure 7 – Graphs of structural attributes of deformation bands collected along the scanlines in damage zone in each case studied. The data show a good correlation $R^2 > 0.8$, validating the prediction of attribute. These data can be used in analogy for sandstone reservoirs in deformed zones of each formation studied. (see explanations in text).

espessura e espaçamento médio de 11cm dentro de uma zona de dano análoga à estudada.

mecanismo de falhamento

Os dados coletados através das linhas de amostragem nos três casos estudados nas bacias de Potiguar, Sergipe-Alagoas e Tucano serviram para determinação

do mecanismo de falhamento e consequente formação das BD. A metodologia utilizada é descrita em Wilson *et al.* (2003) para estimar o mecanismo/tipo de crescimento de falha através da concentração máxima dos pólos das BD que compõem a zona de danos, com o tensor de máxima compressão. O diagrama de densidade dos pólos das BD (fig. 8) apresenta a concentração dos pólos das BD que compõem a zona de danos próxima ao campo do mecanismo

Figura 8

Estereogramas mostrando a relação da banda de deformação principal (BDP, linha) e sua zona de dano (densidade dos pólos) de cada caso estudado. Segundo a metodologia de Wilson et al. (2003), as bandas de deformação estudadas tendem a se desenvolverem pelo mecanismo de falhamento por fadiga da rocha. (ver explicações no texto).

Figure 8

Stereograms showing the relationship of the main deformation band (BDP, line) and its damage zone (density of poles) of each case studied. According to the methodology of Wilson et al. (2003), the studied deformation bands tend to develop as faulting mechanism by rock fatigue. (see explanations in text).

de fadiga da rocha para formação da BDP nos casos estudados, nos arenitos Açú e Serraria, bacias Potiguar e Sergipe-Alagoas, respectivamente. Ainda segundo esta metodologia, a BDP no arenito Massacará (Ama), na Bacia de Tucano, teria um tipo de crescimento pelo processo de fadiga da rocha, com deslizamento friccional a fechamento da superfície de descontinuidade (fig. 8).

A formação das BD descritas na literatura através de modelos físicos (Mair et al., 2000; Olsson et al., 2004) e interpretações de mecanismo de deformação em microescala (Anders e Wiltschko, 1994; Peacock e Sanderson, 1995; Schultz e Siddharthan, 2005) relatam uma forte concentração de deformação por *strain hardening* (acomodação dos grãos, microfaturamento) até a dissipação da deformação por *strain softening* (planos de deslizamentos discretos a falhas).

Os casos dos arenitos aqui estudados têm evolução similar, mostrando tendência à fadiga da rocha que denota uma alta concentração inicial de *strain hardening* até formação da falha ou superfícies de

deslizamento. A interpretação acima corrobora a teoria da localização da cataclase (Blenkinsop, 2002), onde localização da deformação é definida como uma diferença na taxa de *strain* entre a banda e a matriz. Esta teoria prediz a formação das bandas de deformação antes do pico de *strain* (*yield strength*), com seu espalhamento devido ao *strain hardening*. O desenvolvimento de superfícies de deslizamento, ou simplesmente falhas, pode ser entendido sob a mesma ótica da teoria do processo em que a tensão dentro da banda de deformação torna-se maior do que pode ser suportado na banda, resultando, assim, no desenvolvimento da deformação descontínua.

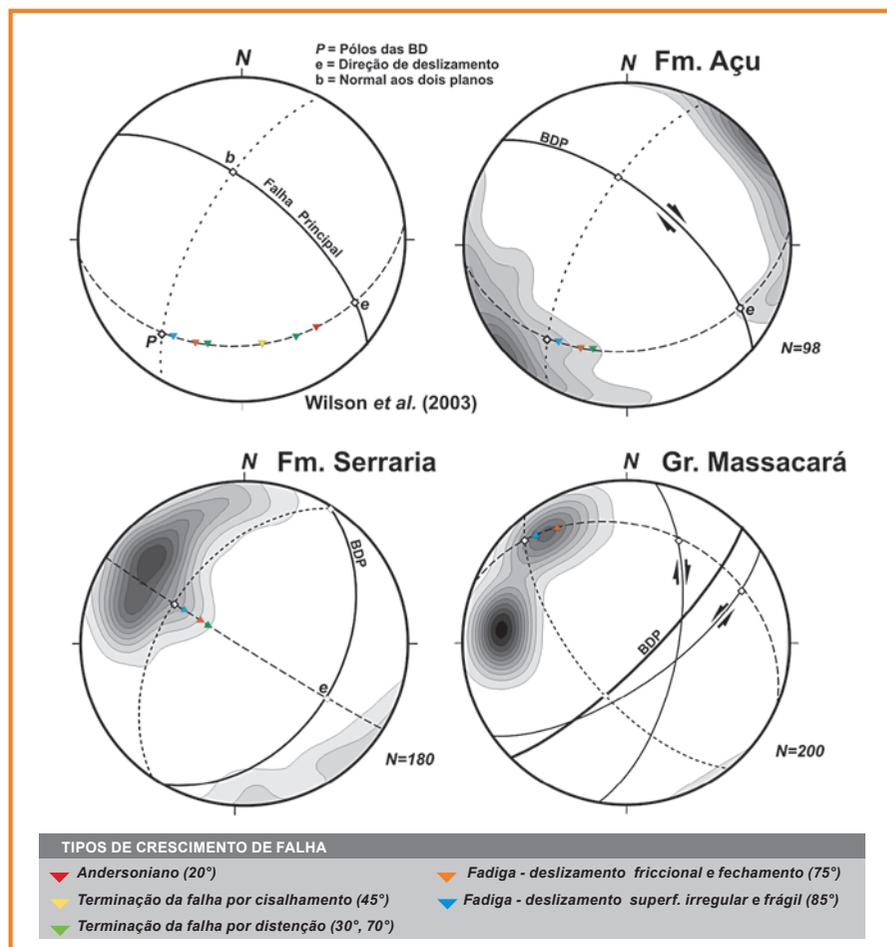
estudo em microescala petrografia dos arenitos

O arenito Açú (Aaç) é um quartzito arenito conglomerático composto essencialmente por quartzito monocristalino (70-80%) e policristalino (3-5%) e K-feldspato (microclina) (5-10%), compostos químicos (cimento e preenchimento) e "matriz tectônica" (5-10%), além de minerais opacos (traços). A rocha apresenta-se pobremente selecionada, em uma textura grossa com o tamanho médio dos grãos variando de 1,5mm a 2,5mm.

Já o Arenito Serraria (Ase) é um quartzito arenito conglomerático composto essencialmente por quartzito monocristalino (90-95%), compostos químicos (cimento e preenchimento) e "matriz tectônica" (<10%), além de minerais opacos (traços). A rocha apresenta-se bem selecionada, em uma textura média com o tamanho médio dos grãos variando entre 0,25mm e 1,0mm.

Por seu turno, a Formação Massacará (Ama) apresenta um quartzito arenito médio, constituído essencialmente por quartzito monocristalino (~95%), compostos químicos (cimento e preenchimento) e matriz tectônica (<5%), além de minerais opacos (traços). Os grãos mostram-se arredondados, bem selecionados, em uma textura média com o tamanho médio dos grãos variando de 0,25mm a 0,5mm.

É comum nos arenitos ocorrerem clastos, produtos da cataclase que são angulosos a subangulosos, chamados aqui de "matriz tectônica". É frequente a presença de porfiroclastos (>1,0mm) predominantemente de quartzito monocristalino, porém, também ocorrem com frequência porfiroclastos de microclina



no Arenito Açú. A presença destes porfiroclastos é importante na caracterização do microfaturamento e dos aspectos de cominuição relacionados ao fluxo cataclástico, visualizados mais claramente no Arenito Açú.

estruturas deformacionais na escala de grão

A análise microestrutural das bandas de deformação foi realizada a partir de seções delgadas devidamente orientadas de amostras coletadas ao longo da zona de dano. Esta análise das BD foi baseada na observação das feições de deformação apresentadas nos grãos da rocha, bem como nos constituintes químicos (cimento, preenchimento de microfaturas, etc., fig. 9).

As microfaturas intra e transgranulares ocorrem como feições deformacionais principais. As microfaturas intragranulares se apresentam tanto com feições retilíneas paralelas à orientação das BD, bem como relacionadas a impactos de grãos ou como formas curvas (fig. 9). Eventualmente,

essas fraturas mostram-se em processo de *linkage* dentro de porfiroclastos e podem, por vezes, aproveitar a clivagem dos minerais para se desenvolverem (fig. 9).

Algumas microfaturas intragranulares se apresentam preenchidas pela precipitação de quartzo e, também, por hidróxido de ferro (fig. 10f). O fluxo cataclástico desempenha um importante papel no desenvolvimento do microfaturamento. É comum fraturas intragranulares com a abertura em forma de V, pela introdução do material carreado pelo fluxo. A abertura neoformada e preenchida pelo material ocasiona a formação de novas microfaturas intragranulares, que colaboram para o processo de cominuição do grão (fig. 10).

As microfaturas transgranulares são observadas, principalmente, pelo alinhamento dos fragmentos (*fabric*) e como feições retilíneas em porfiroclastos. Estas microfaturas contribuem, no estágio inicial, para o desenvolvimento do fluxo cataclástico pela dispersão e rotação dos fragmentos. A microclina apresenta feições específicas na deformação com formação de argilas, reflexo, provavelmente, da interação com fluidos dos poros (fig. 10d, sobre a influência de fluidos nas BD, vide próximo item).

Figura 9
Feições deformacionais no Arenito Açú, Bacia Potiguar. Nicóis cruzados. (a) Deformação do feldspato microclina (Mi) formando caulinita (Ca). (b) Sericitização (Se) do microclina (Mi) favorecida pela cataclase e percolação de fluidos. (c) Microfraturamento por deslizamento friccional utilizando planos de clivagem da microclina. (d) Microfraturamento por deslizamento no quartzo formando feições retilíneas com deslocamento dos fragmentos.

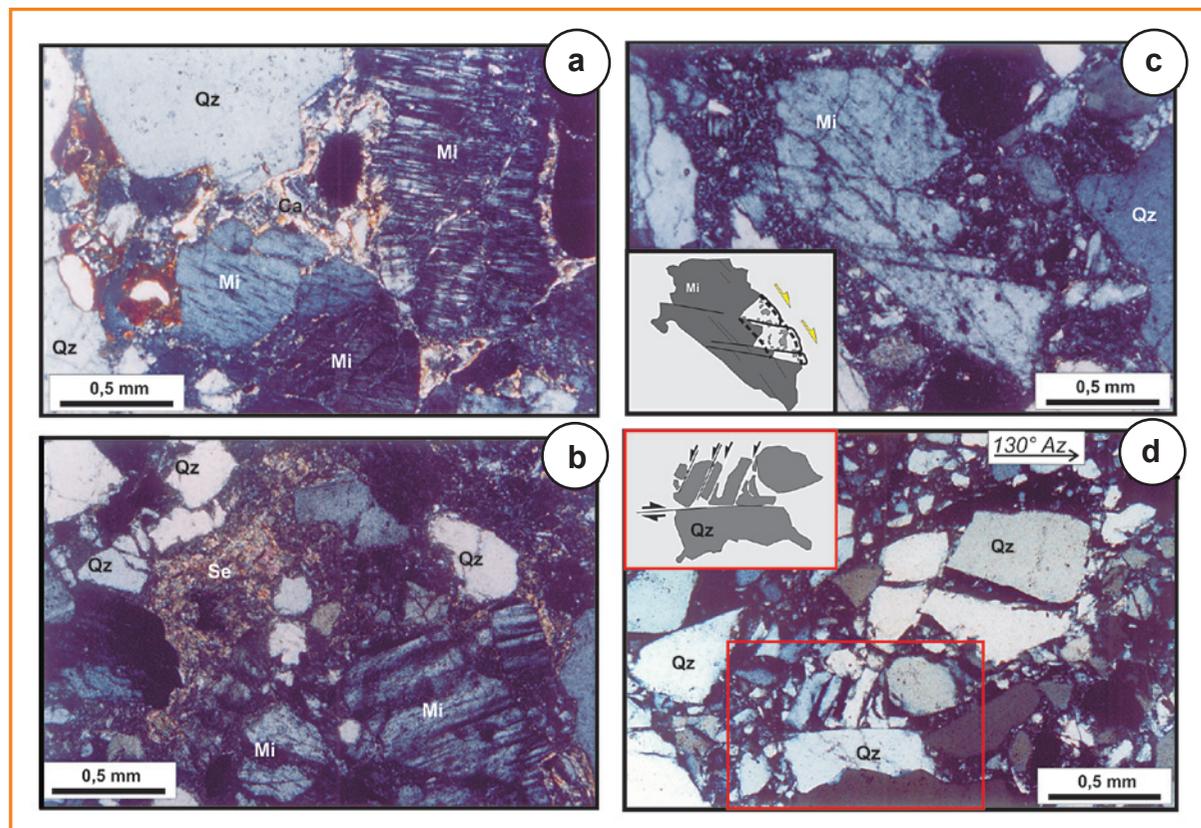


Figure 9
Deformational features in Açú sandstone, Potiguar Basin. Crossed nicols. (a) Deformation of feldspar microcline (Mi) to form kaolinite (Ca). (b) sericitization (Se) microcline (Mi) resulted from cataclase and fluid percolation. (c) Microfractures by frictional sliding on cleavage of the microcline. (d) The microfracturing by frictional sliding in quartz grains forming rectilinear features with displacement of the fragments.

Em geral, o processo de cominuição é o produto da ação dos mecanismos de microfraturamento

e fluxo cataclástico que se sobrepõem na formação de microfaturas (trans ou intragranulares),

Figura 10

Microfraturamento no Arenito Açú (a) Microfaturas por impacto tipo *hertzian* em grãos de quartzo da Formação Açú. Nicóis cruzados. (b) Grão de quartzo com microfaturas intragranulares preenchidas pela precipitação quartzo. No canto superior, o grão de quartzo apresenta microfatura retilínea causada pelo mecanismo de deslizamento friccional com a passagem do fluxo cataclástico. Nicóis paralelos. (c) Fratura por impacto em grão de quartzo em formato de V. Nicóis cruzados. (d) Porfiroclasto de microclina mostrando microfaturas coincidente com planos de clivagem. O fluxo cataclástico desloca o fragmento da microclina. Nicóis cruzados. Microfotografia em MEV (Microscópio eletrônico de Varredura) mostra microfaturas preenchidas por quartzo (e) e hidróxido de ferro (f) em grão de quartzo.

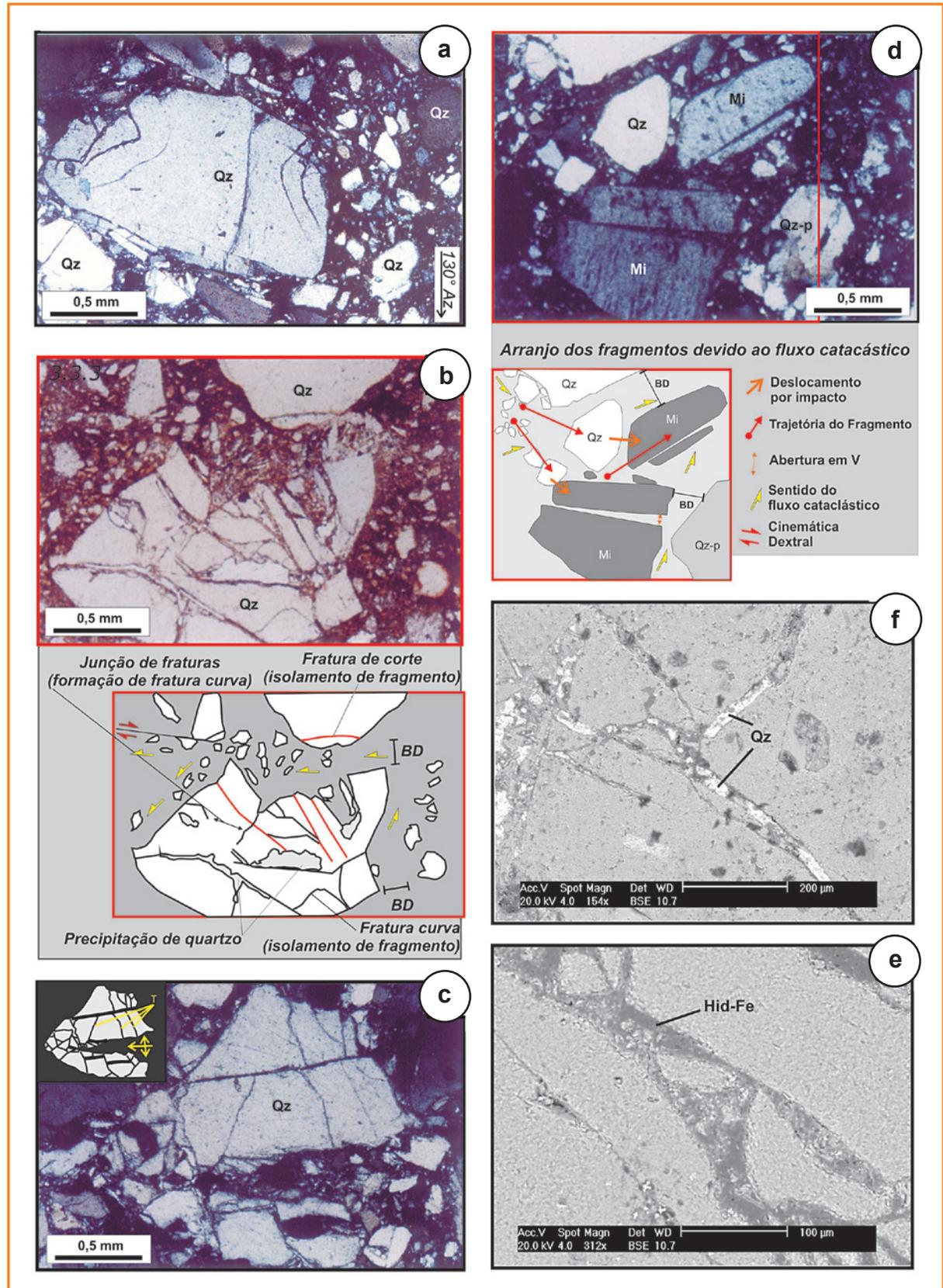


Figure 10

The microfracturing mechanism in Açú sandstone (a) Impingement microfractures of hertzian type in quartz grains. Crossed nicols. (b) Grain quartz intragranular microfractures filled by quartz precipitation. In the upper grain, the quartz grain has straight microfracture caused by frictional sliding mechanism due to cataclastic flow. Parallel Nicols. (c) Impingement microfracture in quartz grain V-shaped. Crossed nicols. (d) Microcline porphyroclasts showing microfractures in cleavage planes. Cataclastic flow displaces the fragment of microcline. Crossed nicols. Microphotograph of SEM (Scanning Electron Microscope) shows microfractures filled by quartz (e) and iron hydroxide (f) in grain quartz.

proporcionando a redução granulométrica ao longo de bandas com espessura milimétrica.

efeitos do soterramento na deformação

Experimentos de laboratórios sobre a deformação de arenitos produzem dois *end-member* de deformação após pico de *strain* (*post-yield strength*) (Fischer *et al.*, 2003). No primeiro, a deformação é localizada em planos de deslizamento discretos e de caráter puramente frágil. No segundo, a deformação é distribuída e acomodada ao longo do corpo de prova, em vez de formar planos de deslizamento (caráter dúctil). Existe um regime transicional, frequentemente referido como transição frágil-dúctil, em que múltiplas bandas de deformação se formam. A deformação localizada conduz à dilatação e a permeabilidade aumenta, se a porosidade inicial é <15% e diminui, se >15% (Wong *et al.*, 1997). Segundo Fischer *et al.* (2003), arenitos deformados na transição frágil-dúctil tendem a compactação e redução de permeabilidade. Sendo assim, a deformação dos arenitos aqui estudados ocorreu na transição frágil-dúctil, com formação de múltiplas bandas de deformação e apresentando compactação por esforços tectônicos, além da compactação inicial por soterramento. O gráfico na figura 11 mostra que a formação das bandas de deformação nos casos estudados deve ter ocorrido sob um soterramento de 2,4km a 3km, sob gradiente geotérmico de 30° C/km.

O efeito diagenético mais importante do soterramento em arenitos é a cimentação de quartzo, resultando no aumento de densidade durante o soterramento. Este processo é fortemente controlado pela temperatura, não sendo considerado significativo até ~90° C. Acima desta temperatura, a extensão da cimentação de quartzo em arenitos aumenta com o tempo e a temperatura, causando a diminuição na porosidade (Walderhaug, 1996, fig. 11).

Durante ou posterior a este processo diagenético, esforços tectônicos aumentariam tensão diferencial, causando sítios de maior pressão no arranjo granular que iniciaria a dissolução do quartzo por transferência de massa por difusão (detalhado no item sobre mecanismo de deformação).

Os resultados experimentais de Fischer *et al.* (2003) em arenitos médios, com porosidade inicial de 30% durante um soterramento de 0,05km/m sob um gradiente geotérmico 30° C/km, sugerem que, acima de 2,3km de soterramento, a deformação

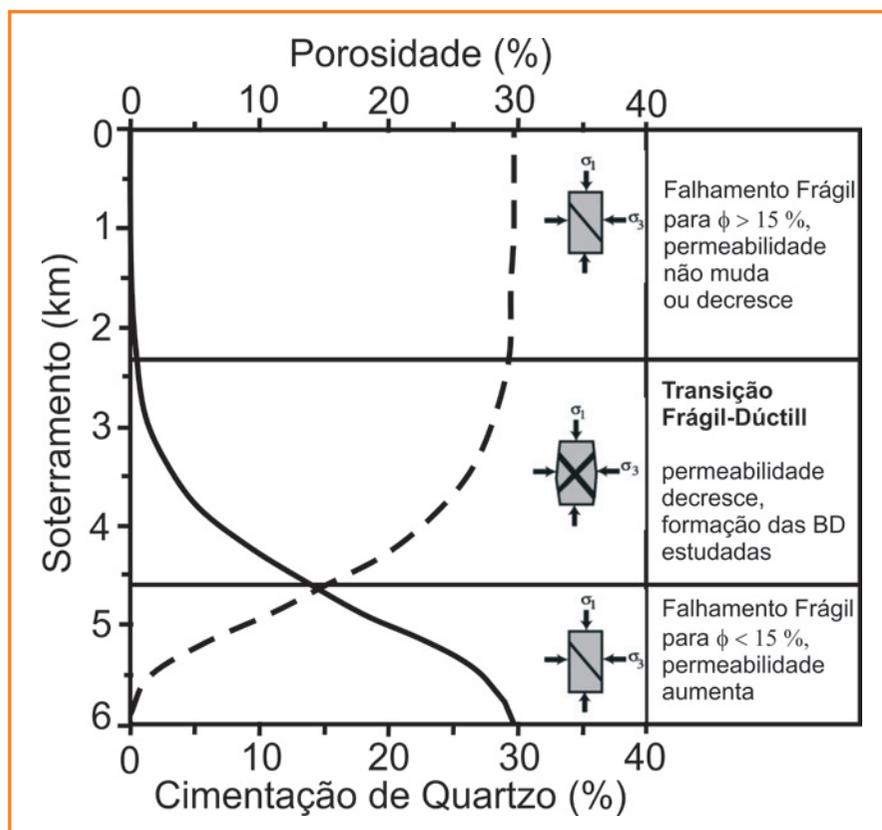


Figura 11 – Gráfico de porosidade vs. soterramento para arenitos com porosidade inicial de 30% (gradiente geotérmico de 30° C) mostrando os tipos preditivos de deformação associados à porosidade (ϕ , linha tracejada) e cimentação de quartzo (linha contínua). As bandas de deformação nos casos estudados se desenvolveram na zona de transição de frágil-dúctil. Modificado de Fisher *et al.* (2003).

Figure 11 – Graph of porosity vs. burial depth to sandstones with initial porosity of 30% (geothermal gradient of 30° C) showing the types of predictive deformation associated with the porosity (ϕ , dashed line) and quartz cementation (continuous line). The deformation bands were formed in the cases studied in the brittle-ductile transition zone. Modified from Fisher *et al.* (2003).

vai se tornando mais dúctil, resultando em bandas de formação com depressão, compactação e redução de permeabilidade (transição frágil-dúctil). Acima de 4,7km o falhamento voltaria a ser de caráter dilatacional. A mudança do falhamento de caráter dúctil para frágil é uma importante transição, pois marca uma mudança onde as bandas de deformação não afetariam o fluxo de fluidos ou formariam barreiras, onde seriam, na sua maioria, condutos. Este dado é importante para arenitos-reservatório atuais, indicando que as bandas de deformação em um mesmo arenito podem gerar barreiras ou condutos para passagem de fluidos,

dependendo do soterramento a que estão submetidos. As simulações de Fischer *et al.* (2003) também sugerem que o aumento da gradiente geotérmica da bacia reduziria a profundidade da transição frágil-dúctil.

mecanismos de deformação em microescala

A compreensão do processo de deformação (abrangência, intensidade e etc.) na escala de grão é de fundamental importância para a determinação do caráter selante ou não-selante das falhas em relação à percolação de fluidos.

Os mecanismos que atuam na formação da BD já são conhecidos na literatura, sendo identificados (Aydin, 1978; Aydin, 2000; Schultz e Siddharthan, 2005) em diferentes estágios nos casos estudados. Antonellini *et al.* (1995) distinguem três tipos básicos de bandas de deformação: (1) sem cataclase, (2) com cataclase e (3) com *clay smearing*, esta última devido à presença expressiva de argila. Todos os casos estudados

aqui se enquadram na classe 2 acima, porém, os caminhos para formação da bandas são diferentes.

Os mecanismos de deformação interpretados a partir das estruturas deformacionais em microescala foram: o deslizamento de grãos (*grain sliding*), microfraturamento (intra e transgranular) por impacto e por deslizamento friccional (*impingement and frictional sliding microfracturing*), transferência de massa por difusão (TMD) e fluxo cataclástico (FC). Apesar da diferente atuação destes mecanismos nos casos estudados para formação das bandas de deformação, o mecanismo de microfraturamento ocorre de forma predominante (figs. 9, 10 e 12).

Os estudos de microescala revelaram uma evolução comum em linhas gerais para formação das BD com mecanismos de deformação atuantes em intensidade e estágios diferentes nos arenitos estudados (fig. 12).

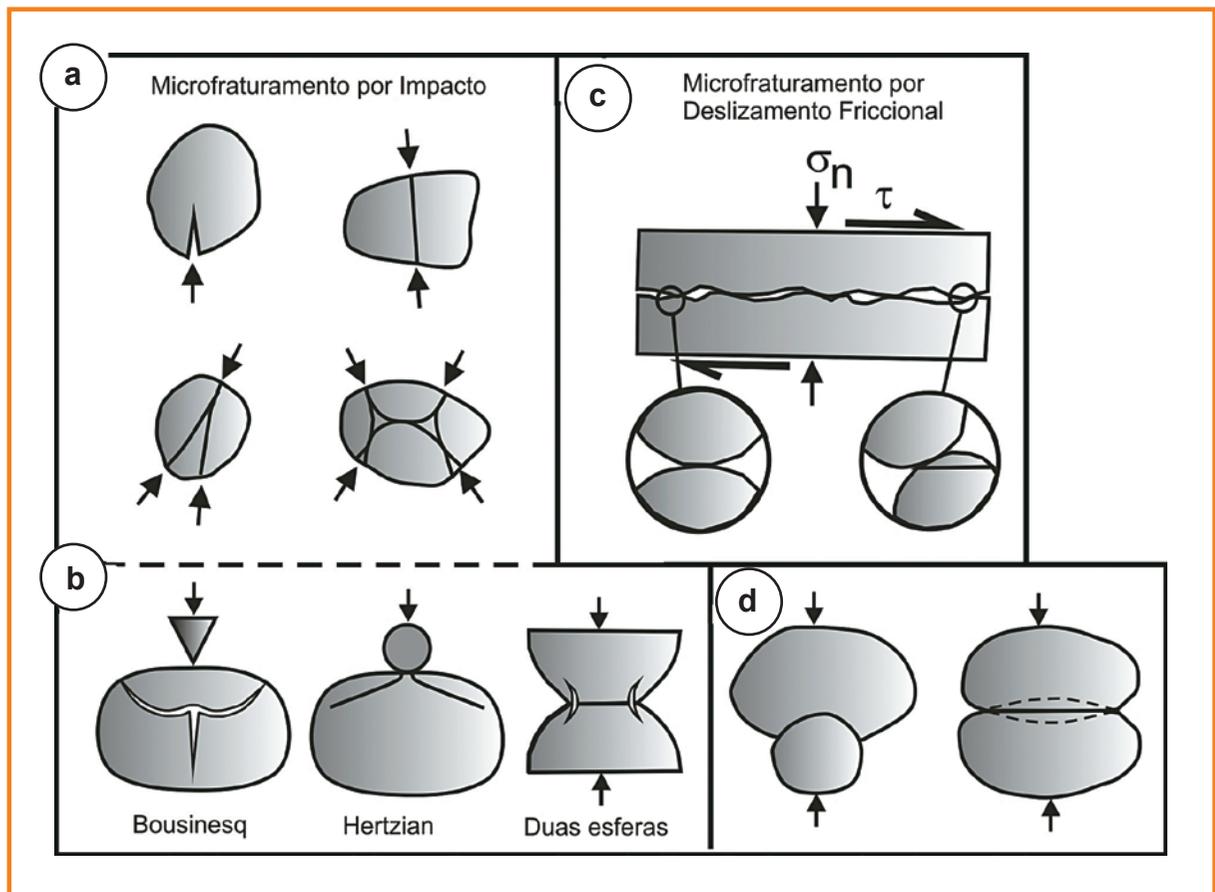
Inicialmente, os arenitos se apresentariam com alta porosidade e cimentação incipiente quando submetidos a uma compactação mecânica devido a soterramento e esforços tectônicos. Nesta fase inicial, o *strain* seria diluído por acomodação de espaço através do rearranjo dos grãos pelo deslizamento de

Figura 12

Mecanismos de deformação frágil atuantes em microescala no desenvolvimento das bandas de deformação nos casos estudados. (a) Microfraturamento por impacto com diferentes pontos de carga (setas) (*load point*) nos grãos. (b) Microfraturas por diferentes geometrias de contato. (c) Microfraturamento por deslizamento friccional (σ_n - tensor normal; τ - tensor cisalhante). Em detalhe, microfratura retilínea característica deste mecanismo. (d) Contatos suturados entre grãos de diferentes tamanhos e de mesmo tamanho. Contato com dissolução dos grãos por transferência de massa por difusão (área com limite tracejado). As setas mostram direção de compressão máxima. Modificado de Blenkinsop (2002).

Figure 12

Brittle deformation mechanisms active in microscale in the development of deformation bands in the cases studied. (a) impingement microfracturing with different load points (arrows) in the grains. (b) Microfractures by different geometries of impingement. (c) frictional sliding microfracturing (σ_n - normal tensor; τ - shear tensor). In detail, sharp microfracture, a characteristic feature of this mechanism. (d) sutured contacts between grains of different sizes and same size. Contact dissolution of grains by mass transfer by diffusion (dashed area). Arrows show the direction of maximum compression. Modified from Blenkinsop (2002).



grãos com redução incipiente da porosidade (fig. 13a). Esta acomodação chegaria a um limite em que a trama (*fabric*) dos grãos se comportaria mecanicamente como um só corpo e responderia à tensão de forma competente, onde os grãos passam a transmitir tensão uns aos outros, iniciando o microfraturamento por impacto. Após o início do microfraturamento, os grãos respondem à tensão de maneira individual de acordo com a sua reologia e descontinuidades pré-existentes, desenvolvendo microfraturas por deslizamento friccional (e.g. geminações, inclusões) (fig. 9).

A percolação de fluido preenchendo microfraturas por óxidos/hidróxidos de ferro ocorre, possivelmente, em diversos estágios (sugerindo que pelo menos em

algum estágio de desenvolvimento estas estruturas não eram selantes), mais intensamente na fase final da deformação. A precipitação do quartzo ocorreria nas etapas iniciais como resultado da compactação mecânica e do mecanismo de microfraturamento, atestando a atuação do mecanismo de transferência de massa por difusão (dissolução e precipitação do quartzo) em microfraturas (figs. 13b-d e 14a-d). Este mecanismo ocorre em resposta a gradientes do potencial químico. Variações na tensão normal e pressão confinante podem estabilizar gradientes necessários para ativar a TMD. A presença de um filme de água conata nas bordas dos grãos de quartzo permitiria o desenvolvimento da difusão.

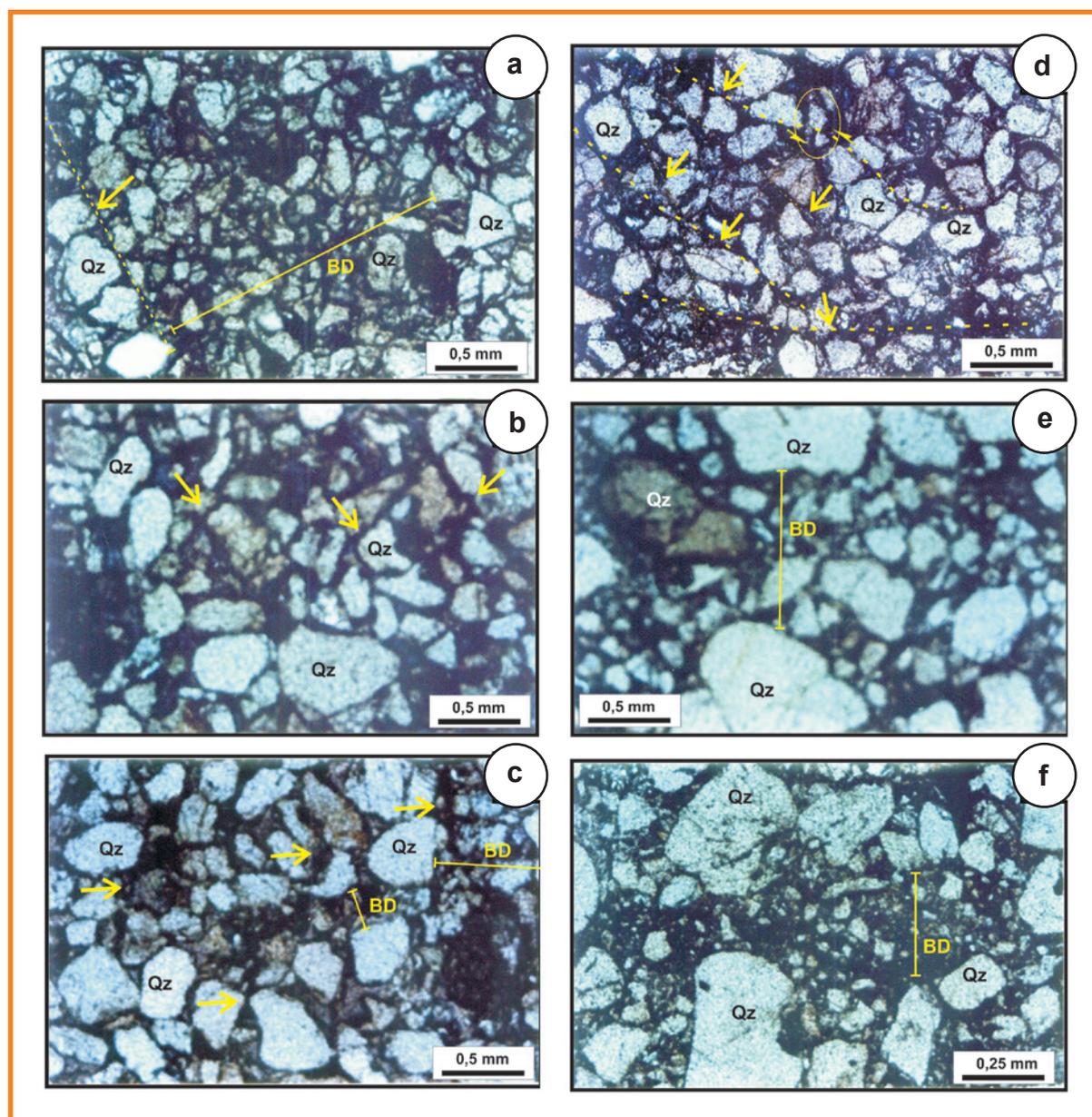


Figura 13
Desenvolvimento de Bandas de Deformação no Arenito Massacará na Bacia de Tucano. Nicóis paralelos. (a-c) Microfraturas transgranulares entre grãos de quartzo (Qz) (seta) limitando a banda de deformação (BD). (d) Microfraturas transgranulares curvas (linha tracejada) mostrando por vezes deslocamento sinistral do fragmento de quartzo (Qz) (setas). (e-f) As microfraturas iniciam a catáclise com formação de uma matriz tectônica formando bandas de deformação. Notar porfiroclastos de quartzo (Qz) ainda sem deformação.

Figure 13
Development of deformation bands in the Massacará sandstone in the Tucano Basin. Parallel Nicols. (a-c) Microfractures transgranular between quartz grains (Qz) (arrow) limiting the deformation band (BD). (d) Microfractures transgranular curves (dashed line) showing sinistral displacement fragment of quartz (Qz) (arrows). (e-f) The microfractures initiate cataclasis with the formation of a tectonic matrix forming deformation bands. Note quartz porphyroclasts (Qz) without microfractures.

Na fase final da deformação, aumentaria a intensidade da cataclase e cominuição dos grãos aumenta, sendo função de suas próprias características, tais como a reologia do mineral e a orientação das microfraturas iniciais. A redução granulométrica de uma parte dos grãos começa a partir do microfraturamento transgranular por deslizamento friccional (figs. 9d, 13d e 14e-f). O material mais fino produzido por este microfraturamento gera um fluxo cataclástico. Este fluxo é de fundamental importância na cominuição por impacto dos fragmentos, resultando em mais microfraturas intragranulares (figs. 13e-f e 14b).

A disposição geométrica e a orientação do microfraturamento transgranular conduzem à formação de uma banda, onde se concentra a cataclase e cominuição dos grãos formando as bandas de deformação (fig. 13). A interpretação dos mecanismos de deformação nos casos aqui estudados revelou coerência com a teoria de localização da cataclase. A localização da deformação é definida como uma diferença na taxa de *strain* entre a banda e a matriz. Esta teoria prediz a formação das bandas de deformação antes do pico de tensão e seu subsequente espalhamento devido ao *strain hardening*. Ainda segundo esta teoria, o desenvolvimento de superfícies de deslizamento (*slip surfaces*) ou falhas ocorreria quando a tensão dentro da banda de deformação fosse maior do que pode ser acomodada por cataclase (*strain hardening*), resultando em descontinuidades (*strain softening*).

efeito da tensão diferencial e o fluxo cataclástico

Estudos experimentais de Karner *et al.* (2005) para construção de envelope de falhamento para arenitos considerou a tensão diferencial como uma função da tensão média efetiva até o ponto de falhamento (fig. 15). Partindo desta premissa, a tensão diferencial (q) imposta durante um experimento triaxial equivale à diferença entre a tensão axial (σ_1) e a pressão de confinamento ($P_c = \sigma_2 = \sigma_3$). Portanto, sob condições de soterramento normais (carga isotrópica) a tensão diferencial desaparece ($q=0$ como $\sigma_1 = P_c$). Também foi considerada neste estudo a tensão efetiva média correspondente ($p = [(\sigma_1 + 2P_c)/(3 - P_{\text{poros}})]$). A combinação destes valores no ponto de falhamento macroscópico definem um envelope de falhamento crítico que espelha os *plots* $q - p$ dos estudos de mecânica de solos. Para agregados de areia de quartzo (fração de 250-350 μm), os resultados de Karner *et al.* (2005) definiram um envelope de falhamento consistente com modelos de estado crítico e falhamento (ou

modelos CAP) a partir de estudos de mecânica de solos. Para valores baixos de (p) o falhamento seria consistente com o círculo de Mohr-Coulomb por dilatação envolvendo cisalhamento friccional (fig. 15). Sob estas condições, o arenito se deformaria por deslizamento de grãos com pequenas quantidades de microfraturamento. Enquanto para altos valores de (p), a deformação ocorreria por microfraturamento intenso dos grãos e formação de fluxo cataclástico. A granulometria dos arenitos influenciaria no ponto de falhamento. Os experimentos de laboratório anteriores (e.g. Wong *et al.*, 1997) mostraram que os arenitos mais finos suportariam maiores tensões antes do falhamento. O envelope de falhamento crítico construído por Karner *et al.* (2005) pode ser utilizado para prever a deformação dependente do estado de tensão de arenitos em outras bacias sedimentares. Nos casos estudados, o desenvolvimento de fluxo cataclástico ocorre de forma penetrativa apenas no Arenito Açú (fig. 10), denotando altos valores de tensão média efetiva (p). O Arenito Massacará apresenta um rearranjo granular bastante intenso, com uma deformação menos intensa no microfraturamento e cominuição dos grãos e sem fluxo cataclástico bem desenvolvido, que denotaria baixo valor de tensão média efetiva (p) (fig. 13). O Arenito Serraria teria um valor médio relativo entre estes dois exemplos extremos estudados por suas feições deformacionais (figs. 14 e 15).

diferentes caminhos conduzem às bandas de deformação

A figura 16 mostra um quadro comparativo entre os mecanismos deformacionais formadores das bandas de deformação nos arenitos estudados. Neste quadro é mostrada a evolução relativa durante os estágios de deformação obtida a partir da interpretação das feições estruturais e sedimentares, que influenciam no desenvolvimento e na diferenciação das bandas. A ocorrência dos mecanismos que regem a formação e desenvolvimento das BD em microescala é fortemente relacionada a parâmetros sedimentológicos e reológicos dos grãos do arcabouço que compõem a rocha, como a presença de clivagem, geminação, arredondamento e esfericidade dos grãos, granulometria, selecionamento, susceptibilidade de

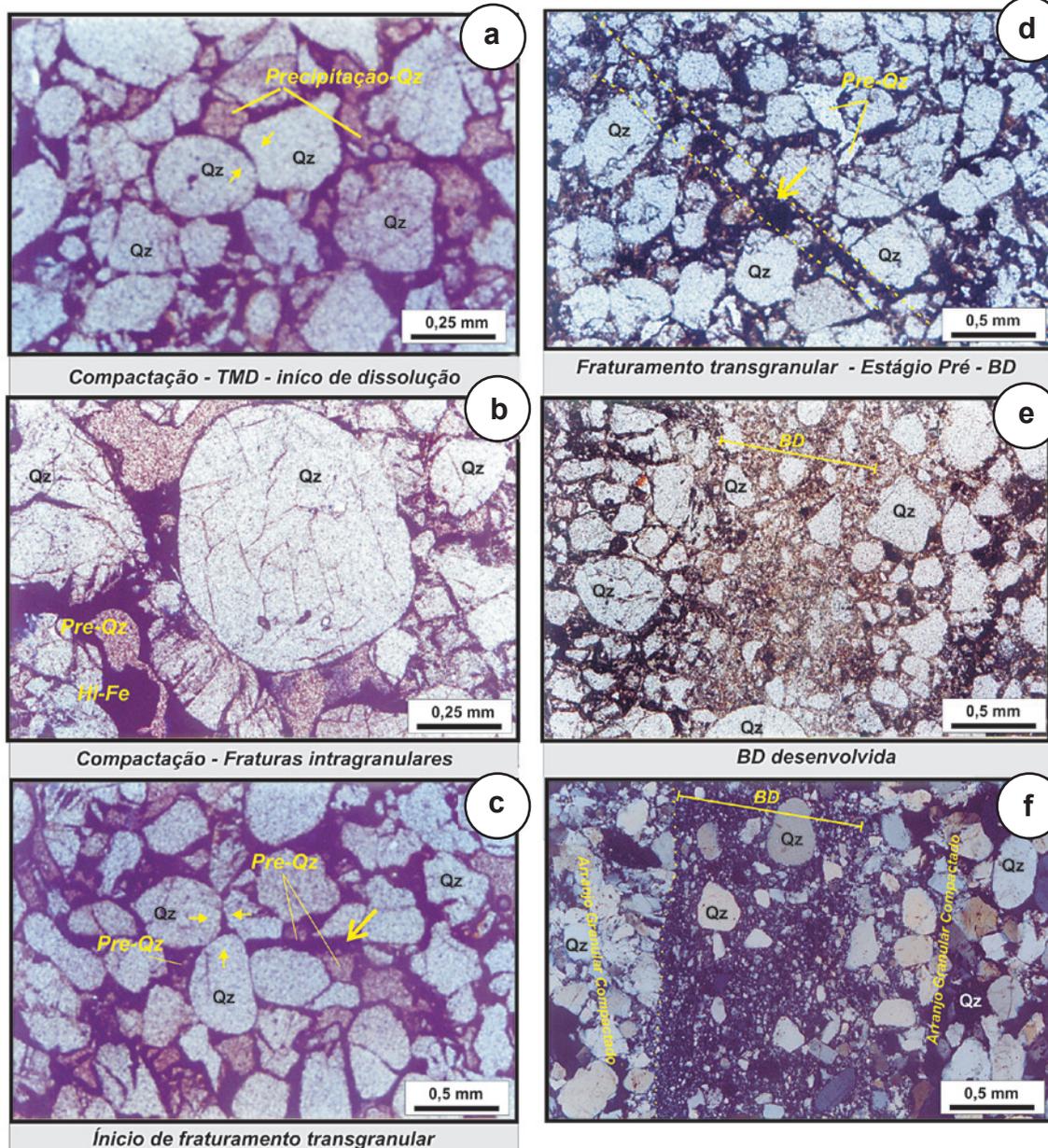


Figura 14 – Estruturas formadas por mecanismos de deformação atuantes no Arenito Serraria na Bacia de Sergipe-Alagoas. A sequência de (a-e) corresponde à atuação dos mecanismos para desenvolvimento da banda de deformação no Arenito Serraria. Nicóis paralelos. (a) Mecanismo de transferência de massa por difusão (TMD) atuando em contato triplíce (setas) entre grãos de quartzo (Qz). (b) Microfraturas intragranulares em porfiroclasto de quartzo e poros adjacentes com preenchimento de quartzo precipitado pela TMD. (c) Microfraturas transgranulares (seta maior) e TMD em ponto triplíce (setas menores) entre grãos de quartzo (Qz). (d) Microfraturas transgranulares bem desenvolvidas (linha tracejada) com deslocamento dos fragmentos de quartzo (seta) (Qz). (e) Banda de deformação desenvolvida com cataclase dos grãos de quartzo (Qz). (f) Banda de Deformação mostrando limite retilíneo devido ao microfraturamento por deslizamento friccional auxiliando na cominuição dos fragmentos de quartzo (Qz). Notar o arranjo granular compactado adjacente a banda. Nicóis cruzados.

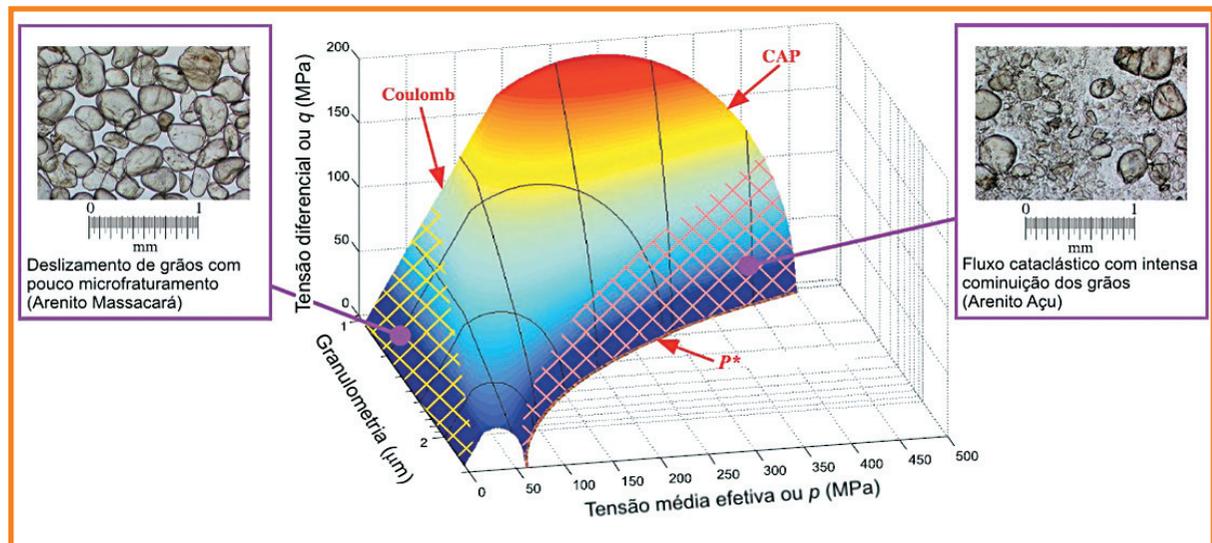
Figure 14 – Structures formed by deformation mechanisms operating in the sandstone Serraria in the Sergipe-Alagoas Basin. The sequence of (a-e) shows mechanisms for the development of deformation band in Serraria sandstone. Parallel nicols. (a) Mechanism of mass transfer by diffusion (TMD) acting triple contact (arrows) between quartz grains (Qz). (b) Intragranular Microfractures into porphyroclasts of quartz and adjacent pore filling by quartz precipitated due to TMD. (c) Microfractures transgranular (arrow bigger) and TMD in the triple point (small arrows) between quartz grains (Qz). (d) Microfractures transgranular well developed (dashed line) with displacement of fragments of quartz (arrow) (Qz). (e) Deformation band developed with cataclasis of quartz grains (Qz). (f) Deformation band showing rectilinear boundary due to microfracturing by frictional sliding assisting in the comminution of the quartz fragments (Qz). Note the compressed granular arrangement adjacent the band. Crossed nicols.

Figura 15

Envelope de falhamento para arenito obtido a partir de experimentos de Karner *et al.* (2005) como função da tensão média efetiva (p), granulometria (em μm) e tensão de falhamento em testes de deformação isotrópica (p^*). A superfície de falhamento é consistente com estudos de mecânica de solos (modelos CAP) e estaria em conformidade com experimentos com arenitos naturais (p.e. Wong *et al.* 1997). O contorno colorido da superfície está de acordo com o valor de tensão diferencial. As bandas de deformação nos arenitos Açú e Massacará se desenvolveriam a partir dos campos indicados no gráfico. O Arenito Serraria estaria numa faixa relativa intermediária. Ver explicações no texto.

Figure 15

Envelope faulting to sandstone obtained from experiments of Karner *et al.* (2005) as a function of effective mean stress (p), size (in μm) and faulting stress determined in isotropic deformation tests (p^*). The surface faulting is consistent with studies of soil mechanics (CAP models) and would be consistent with experiments with natural sandstones (e.g. Wong *et al.* 1997). The contour of the surface is colored according to the value of differential voltage. The deformation bands (DB) in Açú and Massacará sandstones would develop from fields indicated in surface. In Serraria sandstone, the DB was formed from relative intermediate area. See explanations in the text.



dissolução dos grãos, presença de fluidos, entre outros. Atrves dos casos estudados, foram verificados alguns pontos sobre esses aspectos. O mau selecionamento dos grãos influencia positivamente na geração de sítios mecanicamente favoráveis à fragmentação dos grãos, bem como no desenvolvimento de fluxos cataclásticos (e.g. Formação Açú, Bacia Potiguar).

Já o bom selecionamento dos grãos influencia positivamente no rearranjo devido à compactação e proporciona maior superfície de contato entre os grãos, contribuindo para o desenvolvimento de contatos côncavo-convexos, o que resulta na dissolução dos gros (e.g. Formação Serraria, Bacia de Sergipe-Alagoas). A presença de minerais que reagem  deformo formando argilas, como o feldspato, favorece a ocorrência de uma "matriz tectônica" fina, que contribui no desenvolvimento de fluxo cataclástico (e.g. microclina na Formação Açú, Bacia Potiguar).

A granulometria influencia diretamente a espessura mínima da banda observada em escala mesoscópica, ou seja, quanto maior a granulometria maior será a espessura mínima de ocorrência de BD's em mesoescala (p.e. 0,5cm, Formação Açú, 0,2cm Formação Serraria, e 0,1cm, Grupo Massacará). Por fim, a presença de fluidos meteorticos poderia influenciar nos parâmetros químicos (Ph , Eh), regendo, juntamente com a temperatura e a pressão, a dissolução e precipitação de quartzo, além de interagir com o material fragmentado formando argilo-minerais e minerais de baixa temperatura (sericita) (e.g. caolinita neoformada e o processo de sericitização de microclina, no Arenito Açú, Bacia Potiguar). Durante o aumento da taxa de deformo, nota-se a tendência da diminuição da porosidade (e, possivelmente, da permeabilidade) da rocha em todos os casos estudados.

o impacto das bandas de deformo em reservatórios areníticos

As rochas areníticas porosas são as principais rochas-reservatório em sistemas petrolíferos das bacias do nordeste do Brasil. A compreensão de aspectos relacionados à migração e armazenamento de fluidos como o petróleo passa pelo entendimento de estruturas que possam facilitar ou dificultar a passagem de fluidos. As bandas de deformo são uma destas estruturas, comuns em arenitos porosos. Portanto, é de grande importância a necessidade de se conhecer o arranjo geométrico, relação temporal e os mecanismos de deformo que lhe deram origem.

Este estudo produziu gráficos de ótima correlação ($R^2 > 0,90$) entre parâmetros das BD, sendo possível se prever atráves de atributos sobre a disposição espacial (espaçamento médio, frequência) e aspectos físicos (e.g. espessura, comprimento, etc.) dentro de uma zona deformada. Esta ferramenta poderia ser aplicável para prever rotas de migração de fluidos em reservatórios (e.g. Fossen *et al.*, 2005).

A tendência verificada nos casos estudados para o desenvolvimento de falhas por fadiga da rocha em uma superfície de deslizamento friccional, com cominuição e fechamento dos poros, precipitação de material e cimento posterior a diagnese, em um primeiro momento, demonstra que as BD agem como estruturas selantes para fluidos. Em outra análise, poderia ser dito que elas influenciam a transmissibilidade de

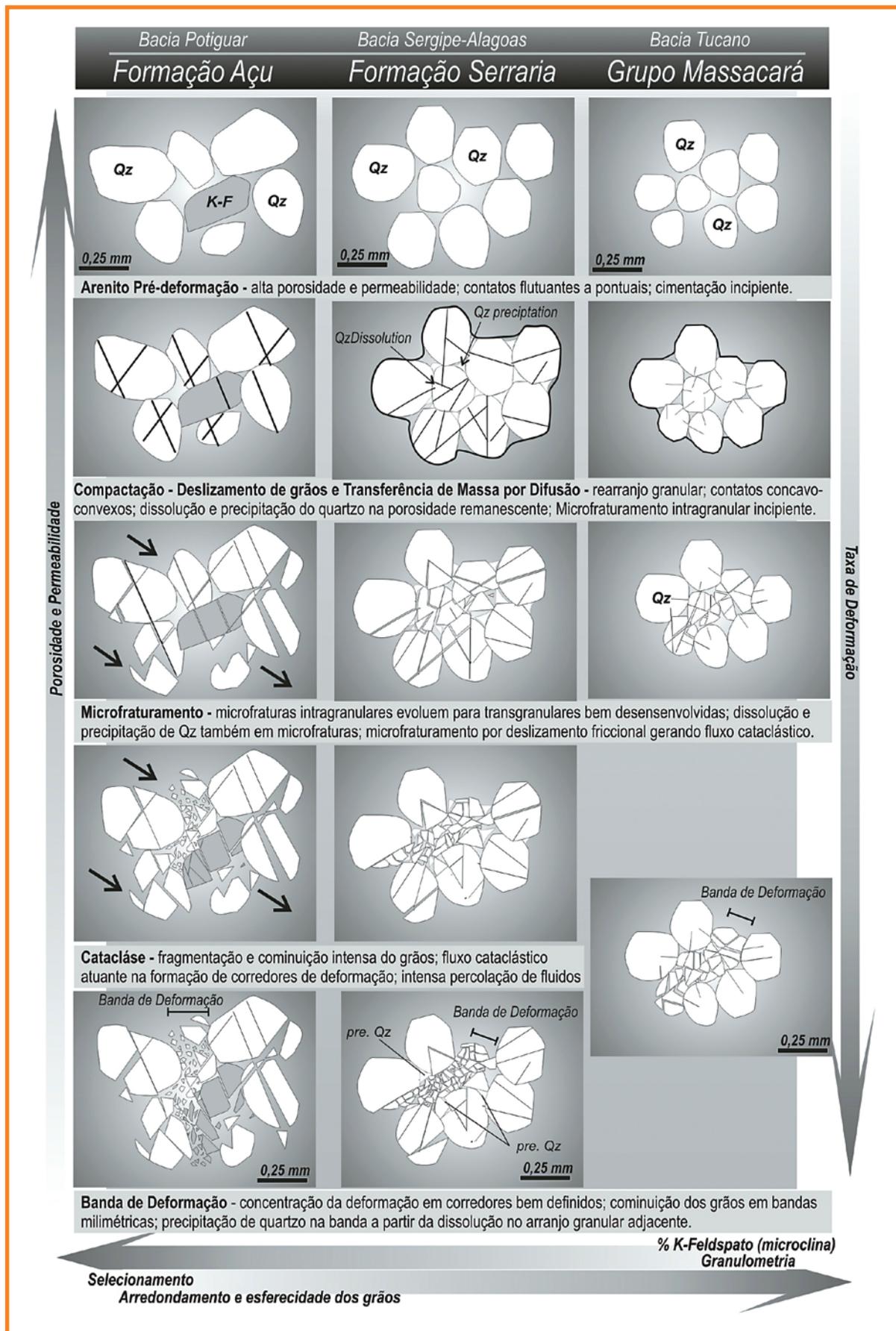


Figura 16
Quadro comparativo de modelos de desenvolvimento para bandas de deformao nos arenitos estudados.

Figure 16
Comparative board of development models for deformation bands in microscale study sandstones.

fluidos, conduzindo ou compartimentando os fluidos através da porosidade interbandas, como mostrado na Bacia de Tucano no estudo de Medeiros *et al.* (2010).

Em microescala, os aspectos sobre o processo de compactação e os mecanismos de deformação por transferência de massa por difusão e microfraturamento (cominuição) ressaltam algumas feições microestruturais (tipos e formas de microfraturas) que influenciam na formação de BD, conseqüentemente, no seu caráter selante ou não-selante. A observação do microfraturamento com a presença expressiva de microfraturas transgranulares no arranjo compactado de grãos, conjuntamente com o desenvolvimento da dissolução e precipitação de quartzo preenchendo microfraturas, porosidade remanescente ou atuando como cimento pós-deformacional, suporta a idéia de que as BD tenderiam a um comportamento selante, embora não tenham sido feitos estudos específicos de permo-porosidade.

A disposição das estruturas na zona de dano com a falha principal (BDP) é observada em todos os casos, sendo assim, uma característica comum. A confecção de estereograma mostrando as curvas de contorno de densidade dos pólos das BD que compõem a zona de dano denota esta distribuição. A análise dos estereogramas de cada caso estudado e sua comparação com os mecanismos de formação de falhas, utilizando o princípio de Wilson *et al.* (2003), sugere que as BD apresentam uma tendência geral para o surgimento de uma superfície de falha por fadiga da rocha, como bem evidenciado nos casos da Bacia de Tucano e na tendência mostrada nos casos do Aaç e Ase. O desenvolvimento da falha se daria por um deslizamento friccional, podendo chegar ao fechamento da superfície de falha principal.

A análise dos dados da zona de dano com ferramentas estatísticas através de gráficos de \log_{10} - \log_{10} denota uma distribuição geométrica bastante regular das BD, assim como da distribuição das espessuras das mesmas. A importância desta contribuição é que, através dela, é possível a correlação de parâmetros físicos de deformação (e.g. espessura, comprimento da BD) com parâmetros de disposição espacial das BD (e.g. espaçamento médio, frequência).

discussões

Por vezes, as BD se apresentam escalonadas ou formando pares conjugados, sendo relacionadas a uma zona de danos com deformação de caráter regional

(falhas). O estudo da zona de danos de uma falha principal (Banda de Deformação Principal – BDP) mostrou que a formação e desenvolvimento das BD seguem padrões geométricos bem estabelecidos. Estes padrões são influenciados pela distância da BDP e seguem a relação temporal e cinemática determinada por esta estrutura maior.

As Bandas de Deformação se desenvolvem em arenitos porosos a partir de um processo de deformação fundamental que seria a compactação do arranjo dos grãos, devido ao soterramento e esforços tectônicos regionais. Inicialmente, esta trama granular reage à deformação com o rearranjo no processo de acomodação do espaço. É neste ponto que a porosidade é fator primordial no desenvolvimento das BD, pois proporciona, através dos espaços entre grãos, uma maior amplitude de acomodação dos mesmos.

O mecanismo de transferência de massa por difusão ocorre ao longo do desenvolvimento da compactação dos grãos através, principalmente, da dissolução e precipitação do quartzo, possivelmente na mesodiagenese. A dissolução ocorre em pontos específicos de alta pressão, que no arranjo compactado de grãos ocorre nos contatos côncavo-convexos. Após a dissolução, o fluido é depositado em sítios de baixa pressão dentro do arranjo (*fabric*) compactado (e.g. porosidade remanescente). Este mecanismo se apresenta intimamente ligado à compactação (e.g. o caso da Formação Serraria, Bacia de Sergipe-Alagoas) e pode, também, estar relacionado ao mecanismo de microfraturamento, onde o quartzo é dissolvido devido à deformação e precipitado, preenchendo microfraturas intragranulares (e.g. Formação Açu, Bacia Potiguar).

O mecanismo de microfraturamento é o agente precursor do processo de cominuição dos grãos e desenvolvimento das BD. Este mecanismo se iniciaria a partir do instante em que acomodação do espaço no arranjo granular não for suficiente para acomodar a deformação (*strain*) devido à compactação da rocha. Neste instante, surgem microfraturas intragranulares devido à interação e fricção dos grãos. Estas fraturas intragranulares provocam o colapso e fragmentação de alguns grãos, evoluindo para desenvolvimento de superfície de descontinuidade no arranjo granular, como fraturas transgranulares. Estas fraturas têm importante papel, pois sua distribuição é responsável pela nucleação de sítios mecanicamente favoráveis a fragmentação e início da cominuição dos grãos, resultando no desenvolvimento de bandas de deformação de espessura milimétrica.

conclusões

O trabalho de análise estrutural das Bandas de Deformação (BD) em diferentes contextos geológicos e tectônicos mostrou seus diversos aspectos geométricos, genéticos e sua relação temporal associada às grandes estruturas. Alguns aspectos são similares em diversos arenitos porosos, outros, nem tanto. As características de formação e desenvolvimento das BD podem ser contrastantes sob o ponto de vista das escalas micro e mesoscópica. As diferenças e similaridades que foram mostradas nos casos estudados neste trabalho demonstram que as Bandas de Deformação são regidas por diferentes mecanismos de deformação e que estes são fortemente

relacionados às características reológicas do material e ao ambiente geotectônico.

Foi verificada a compatibilidade dos modelos interpretados em mesoescala para a formação e disposição geométrica das bandas de deformação com megaestruturas regionais. No caso da Formação Açu, observou-se a compatibilidade com o sistema de falhas dextral de Afonso Bezerra. Na Bacia de Sergipe-Alagoas a presença de duas lineações sugere um sistema de falhas normais, com posterior transcorrência dextral. Já o caso da Bacia do Tucano se encaixa no contexto da falha transpressional de Jereomabo (Destro *et al.*, 2003), onde ocorre a formação de pares conjugados (fig. 17).

Figura 17
Desenho esquemático mostrando a localização dos casos estudados dentro dos seus contextos tectônicos e apresentando a visualização em conjunto de uma síntese dos resultados obtidos pela análise estrutural das BD's em meso e microescala. Observar para cada caso, o diagrama de rosetas com os dados cinemáticos interpretados e o tensor de máxima compressão estimado (no caso Ase, para o segundo evento, transcorrente); o estereograma das BD's que compõem a zona de danos com a representação da Banda de Deformação Principal (BDP); e, também, o quadro esquemático mostrando o aspecto geral de um BD e suas características em microescala (quadro cinza escuro). Aaç – afloramento Açu; Ase – afloramento Serraria; Ama – afloramento Massaracá.

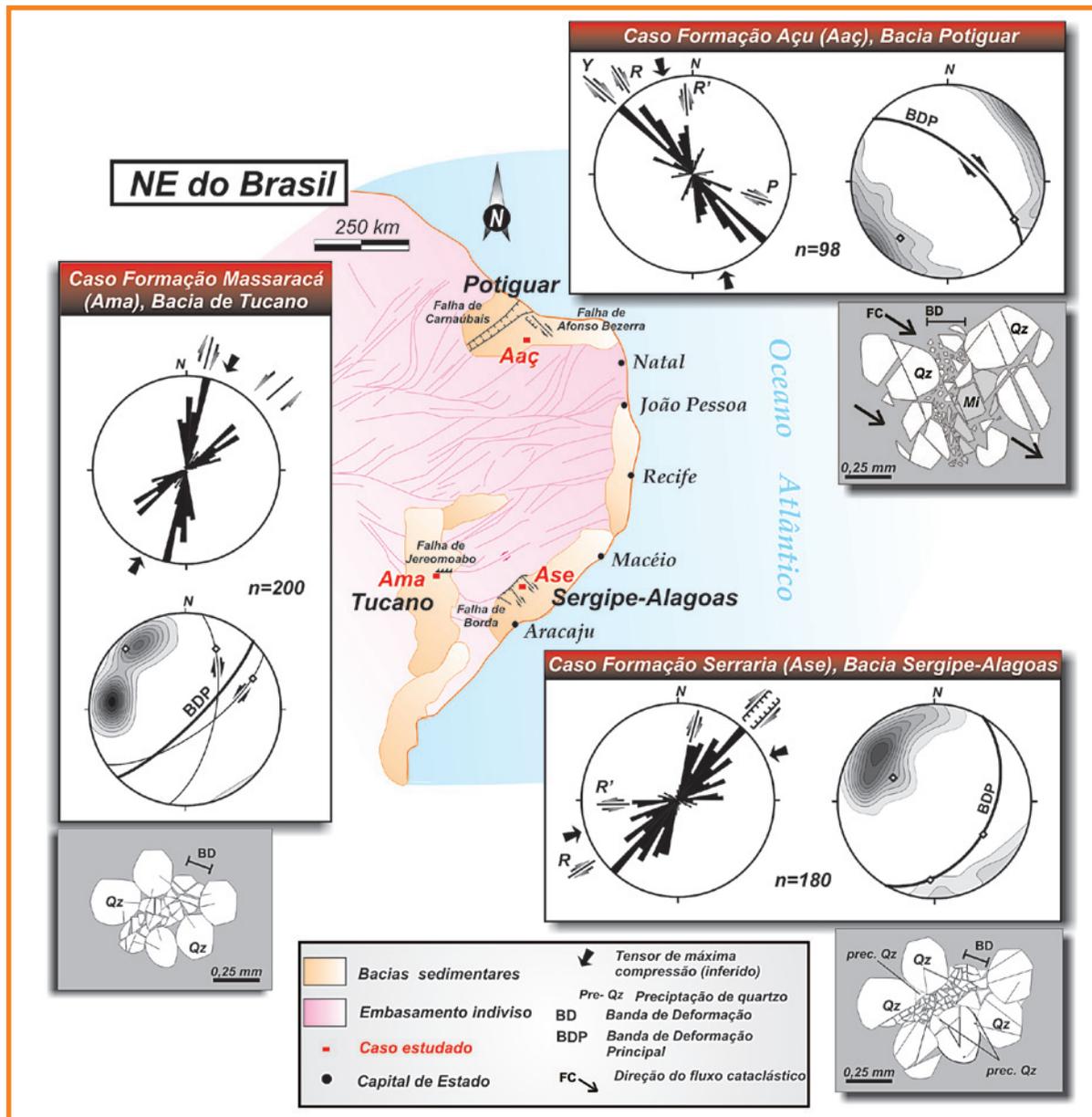


Figure 17
Sketch draw showing the location of cases studied within their tectonic contexts, together with a summary of results obtained by structural analysis of the BD in meso and microscale. Observe in each case, rosette diagrams with kinematic data interpreted and the tensor of maximum compression estimated (in the case Ase, for the second event, strike-slip). The stereogram of BD of damage zone and a representation of the main deformation band (BDP) and also the schematic picture showing the general aspect of deformation bands in micro-scale (detail in gray rectangle). Aaç - Açu outcrop; Ase - Serraria outcrop; Ama - Massaracá outcrop.

referências bibliográficas

- AYDIN, A. Small faults formed as deformation bands in sandstone. **Pure and Applied Geophysicist**, v. 116, p. 913-930, 1978.
- ANDERS, M. H.; WILTSCHKO, D. V. Microfracturing, paleostress and the growth of faults. **Journal of Structural Geology**, v. 16, p. 795-815, 1994.
- ANTONELLINI, M. A.; AYDIN, A. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: geometry and spatial distribution. **AAPG Bulletin**, v. 79, p. 642-671, 1995.
- AYDIN, A. Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. **Marine Petroleum Geology**, v. 17, p. 797-814, 2000.
- AZAMBUJA FILHO, N. C.; ARIENTI, L. M.; CRUZ, F. E. G. **Guidebook to the rift-drift Sergipe-alagoas passive margin basin, Brazil**. In: AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION PETROLEUM GEOLOGY. Petrobras, 1988. CD-ROM.
- BLENKINSOP, T. **Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks**. New York: Kluwer Academic Publishers, 2002. 150 p.
- COWIE, P. A.; SHIPTON, Z. K. A conceptual model for the origin of fault damage zone structures in high-porosity sandstone. **Journal of Structural Geology**, v. 25, p. 333-344, 2003.
- DESTRO, N. Release fault: a variety of cross fault in linked extensional fault systems in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. **Journal of Structural Geology**, v. 17, p. 615-629, 1995.
- DESTRO, N.; ALKMIN F. F.; MAGNAVITA, L. P.; SZATMARI, P. The Jeremoabo Transpressional Transfer Fault, Reconcavo-Tucano Rift, NE Brazil. **Journal of Structural Geology**, v. 25, p. 1263-1279, 2003.
- DAVATZES, N. C.; AYDIN, A.; EICHHUBL P. Overprinting faulting mechanisms during the development of multiple fault sets in sandstone, Chimey rock fault array, Utah, USA. **Tectonophysics**, v. 363, p. 1-18, 2003.
- FERREIRA, T. S. **Caracterização de Bandas de Deformação em Arenitos Porosos**: estudo de casos nas Bacias Potiguar, Sergipe-Alagoas e Tucano. 2004. 102 f. Monografia (Graduação) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2004.
- FISHER Q. J.; CASEY M.; HARRIS S. D.; KNIPE R. J. Fluid-flow properties of faults in sandstone: the importance of temperature history. **Geology**, v. 31, p. 965-968, 2003.
- FOSSEN H.; JOHANSEN S. E.; HESTHAMMER, J.; ROTEVATN, A. Fault interaction in porous sandstone and implications for reservoir management; examples from southern Utah. **AAPG Bulletin**, v. 89, p. 1593-1606, 2005.
- FOSSEN, H.; SCHULTZ, R. A.; SHIPTON, Z. K.; MAIR, K. Deformation bands in sandstone: a review. **Journal of the Geological Society**, v. 164, p. 755-769, 2007.
- MAGNAVITA, L. P. **Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil**. 1992. 493 f. Tese (Doutorado) – University Oxford, 1992.
- KARNER S. L.; CHESTER J. S.; CHESTER F. M.; KRONENBERG, A. K.; HAJASH A. J. Laboratory deformation of granular quartz sand: implications for the burial of clastic rocks. **AAPG Bulletin**, v. 89, p. 603-625, 2005.
- KIM, Y. S.; PEACOCK, D. C. P.; SANDERSON, D. J. Fault damage zones. **Journal of Structural Geology**, v. 31, p. 245-26, 2004.
- OLSSON W. A.; LORENZ J. C.; COOPER S. P. A mechanical model for multiply-oriented conjugate deformation bands. **Journal of Structural Geology**, v. 26, p. 325-338, 2004.
- MAIR, K.; MAIN, I.; ELPHICK, S. Sequential growth of deformation bands in the laboratory. **Journal of Structural Geology**, v. 22, p. 25-42, 2000.
- MEDEIROS W. E.; NASCIMENTO A. F.; ALVES DA SILVA, F. C.; DESTRO N.; DEMÉTRIO, J. G. A. Evidence of hydraulic connectivity across deformation bands from field pumping tests: two examples from Tucano Basin, NE Brazil. **Journal of Structural Geology**, v. 32, p. 1783-1791, 2010.

PEACOCK, D. C. P.; SANDERSON, D. J. Pull-aparts, shear fractures and pressure solution. **Tectonophysics**, v. 241, p. 1-13, 1995.

SANTOS, S. C. N. **Análise estratigráfica e caracterização faciológica de depósitos sedimentares neocretácicos pertencentes à Formação Açu, Bacia Potiguar Emersa – RN**. 2009. 60 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, 2009.

SHIPTON, Z. K.; COWIE P. A. Damage zone and slip-surface evolution over μm to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. **Journal of Structural Geology**, v. 23, p. 1825-1844, 2001.

SCHOLZ, C. H.; DAWERS, N. H.; YU, J. Z.; ANDERS, M. H.; COWIE, P. A. Fault growth and fault scaling laws: preliminary results. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, p. 21951-21961, 1993.

SCHULTZ, R. A.; SIDDHARTHAN, R. A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks. **Tectonophysics**, v. 411, p. 1-18, 2005.

STERNLOF, K. R.; CHAPIN, J. R.; POLLARD, D. D.; DURLOFSKY, L. J. Permeability effects of deformation band arrays in sandstone. **AAPG Bulletin**, v. 88, p. 1315-1329, 2004.

WILSON, J. E.; CHESTER, J. S.; CHESTER, F. M. Microfracture analysis of fault growth and wear processes, Punchbowl Fault, San Andreas system, California. **Journal of Structural Geology**, v. 25, p. 1855-873, 2003.

WONG, T. F.; DAVID, C.; ZHU, Q. The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: mechanical deformation. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 3009-3025, 1997.

expanded abstract

The meso and microscopic scale sandstone characterizations of the deformation bands of three sedimentary basins in northeastern Brazil; the Potiguar and Sergipe-Alagoas basins (Brazilian Atlantic Margin) and the Tucano Basin (aborted rift basin) were compared for their similarities and differences. Deformation bands are structures commonly developed in porous sandstones that make up the main reservoir-rock in siliciclastic petroleum systems. These structures influence the permo-porous properties and consequently the migration pathway of a reservoir. To understand their formation process and development has been the focus of a great number of articles in recent petroleum literature. In the Potiguar Basin of the Açu Formation, the deformation bands were developed in poorly sorted conglomeratic subarkosic sandstone. In this case the mesoscopic study revealed the band formation by linkage processes. The microscopic analysis showed the influence of a compaction process (due to regional tectonics) and a microfracturing mechanism in the structure development. Whereas, in the Serraria Formation (Sergipe-Alagoas Basin) conglomeratic sandstones, the deformation bands appear as millimetric structures forming centimetric clusters that can evolve into small faults. These sandstones are well sorted and subrounded. The existence of two slickenlines (low and high rake) denotes two different events, normal and strike-slip. In the last case a dextral motion along a NE-SW trend was characterized. In

micro-scale, the deformation bands were interpreted as a result of the interplay between a microfracturing mechanism and a mass diffusion transfer. In the last studied case, the Massacará Formation (Tucano Basin), medium grained sandstone showed good assortment and rounding and displayed the development of conjugated pairs of deformation bands at the outcrop scale. A transpressional sinistral system is the scenario proposed for the deformation bands' development. Thin sections analysis once more showed the influence of a compaction process associated with a microfracturing mechanism in the deformation bands' growth. In terms of basin tectonics, the deformation bands' formation and geometric arrangement are associated with major structures. In the case of the Açu Formation, a correlation was observed with the dextral Afonso Bezerra fault system, whereas in the Sergipe-Alagoas Basin, the normal dextral strikeslip faults can be associated with the faulting of the boarder basin. In the Tucano Basin case, deformation, basins are related to the Jeremoabo transpressional fault, a major structure a few kilometers to the north. This study applies structural geology tools to better understand the geometric arrangement and growing mechanisms of deformation bands in different lithological and tectonic settings. Although the deformation bands present a similar aspect in a macroscopic view, the interplay between depositional and mineralogical parameters of the host rock, as well as the basin's burial and tectonic history resulted in the development of different sandstone deformation bands in three northeastern brazilian basins.

autores



Talles Souza Ferreira
Interpretação e Avaliação de bacias da
Costa Leste do Brasil
E&P - Exploração
Gerência de Interpretação

e-mail: tallesferreira@petrobras.com.br

Talles Souza Ferreira trabalhou em projetos nas bacias Potiguar, Sergipe-Alagoas e Tucano, de 2003 a 2005. Desde 2006, quando ingressou na Petrobras, trabalha na Exploração no Rio de Janeiro atuando na interpretação de oportunidades exploratórias nas bacias da Bahia. Mestre em Geodinâmica pela UFRN, com ênfase em tectônica de bacias, vem contribuindo para entendimento da evolução estrutural das bacias da margem nordeste.



Fernando César Alves da Silva
Universidade Federal do Rio Grande do
Norte (UFRN)
Departamento de Geologia
Programa de Pós-Graduação em
Geodinâmica e Geofísica

e-mail: fernando@geologia.ufrn.br

Fernando César Alves da Silva trabalhou com prospecção aurífera na DOCEGEO e obteve o grau de Doutor pela Université D'Orleans, França (1994). Foi professor visitante na Universidade Federal da Bahia (UFBA) e em 1997 retornou a UFRN, onde hoje é professor titular. Suas áreas de atuação incluem a Análise Estrutural de terrenos cristalino e bacias sedimentares e a Modelagem Física Analógica de estruturas geológicas.

