

A EXPRESSÃO DE REATIVAÇÕES PÓS-INTRUSÃO DO ENXAME DE DIQUES RIO CEARÁ MIRIM (MESOZÓICO): IMPLICAÇÕES NA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA POTIGUAR

THE POST-INTRUSION FAULT REACTIVATION OF THE RIO CEARÁ MIRIM DIKE SWARM (MESOZOIC): ITS IMPLICATIONS FOR POTIGUAR BASIN TECTONIC EVOLUTION

Diógenes Custódio de Oliveira¹ e Caroline Janette Souza Gomes²

RESUMO - Nos locais onde o Enxame de Diques Rio Ceará Mirim (EDCM, Nordeste Oriental do Brasil) secciona as zonas de cisalhamento pré-cambrianas, ocorre intensa deformação nos corpos magmáticos. Como a idade (150-120 M.a.) e a evolução petro-tectônica desse Enxame são bem conhecidas, foi possível estabelecer as condições físico-químicas das reativações pós-intrusão a que foram submetidas as anisotropias preexistentes do arcabouço pré-cambriano. As feições litoestruturais desenvolvidas durante o processo de reativação dessas anisotropias são, sobretudo, fraturas híbridas, rochas cataclásticas e zonas de *gouge*. Uma compressão de direção NE-SW foi constatada pela análise dinâmica dos elementos estruturais com feições de movimento. Nas fraturas híbridas, ocorreu o crescimento de minerais como serpentina e calcita. Análises químicas para determinação de elementos maiores foram obtidas a partir de concentrados dos minerais crescidos nas fraturas híbridas. Os resultados e sua interpretação revelaram forte influência de pressão de fluidos durante o crescimento daquelas fases minerais. As rochas cataclásticas são representadas por brechas e ultracataclasitos. A assembléia mineral (cataclasitos e fraturas híbridas) clorita + serpentina + calcita + dolomita + mica branca + opacos foi desenvolvida a partir da alteração, sobretudo, de clinopiroxênio, plagioclásio e matriz, durante o processo de cataclasmamento. A partir das informações petrogenéticas destes minerais, foi possível postular-se o *range* das condições físico-químicas no processo da cataclase como sendo de 200 - 350 °C, 0,5 - 7,0 kbar, o que infere uma profundidade de deformação de até 7,5 km. Tal *range* se concatena com um metamorfismo de baixo grau, onde os mecanismos de deformação se instalaram sob regime tipicamente "friccional". As zonas de *gouge*, por outro lado, representam o último pulso de reativação que as anisotropias sofreram, já em condições de níveis crustais bastante rasos.

(Originalis recebidos em 16.02.94.)

ABSTRACT - It was found that in the geological context where the Rio Ceará Mirim Dike Swarm (EDCM, northeastern Brazil) cross-cuts the Precambrian shear zones, an intense deformation of the magmatic bodies is present. Since the age (150 - 120 m.y.) and the lithotectonic evolution of this Dike Swarm are well known, it was possible to infer on the physico-chemical conditions of post-intrusion fault reactivation of the preexistent anisotropies to which the Precambrian framework were submitted. The process of fault reactivation developed mainly hybrid fractures, cataclastic rocks, and gouge zones. Through the dynamic analysis of the structural elements with kinematic behavior, a NE-SW compression was verified. Within the hybrid fractures minerals such as serpentine and calcite were developed. Concentrates of the minerals developed within the hybrid fractures were analyzed for its major elements. The results arising out with the analyses of these concentrates presented a strong influence of fluid pressure during the development of those mineral phases. The cataclastic rocks are represented by breccias and ultracataclasites. The mineral assemblage (cataclasites and hybrid fractures) chlorite + serpentine + calcite + dolomite + white mica + opaques derives from alteration, mainly from clinopyroxene, plagioclase and matrix, that took place during the cataclastic process. From information collected when studying the petrogenesis of these minerals, it was possible to postulate the physico-chemical conditions during the cataclastic process ranging from 200 to 350 °C, and from 0.5 to 7.0 kbar, and deformation occurring at depths of 0.5 to 7.5 km. These data are consistent with low grade metamorphism, where the frictional regime was effective. On the other hand, the gouge zones represent the last pulses of fault reactivation processes at very shallow crustal level.

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

1 - E&P-RN/CE/GEXP/GEINT, Av. Interventor Mário Câmara, 2783, 59074-600, Nazaré, Natal, RN, Brasil.

2 - Universidade Federal de Ouro Preto, Departamento de Geologia, Campus Universitário, Morro do Cruzeiro, 35400-000, Ouro Preto, MG, Brasil.

1 - INTRODUÇÃO

Oliveira (1992), em estudo sobre o Enxame de Diques Rio Ceará Mirim (EDCM; 150-120 M.a.) a sul e sudoeste da Bacia Potiguar, observou em dois locais (pontos A e B da fig. 1) feições estruturais bem marcantes que indicavam, claramente, que as zonas de cisalhamento pré-cambrianas (fig. 2) tinham sofrido reativações nos locais onde os diques a seccionavam.

Embora se verifique que a quase totalidade das manifestações magmáticas no mundo esteja relacionada às reativações tectônicas (em variadas escalas; Macintyre, 1977; Sykes, 1978; entre outros), o fato de um corpo ígneo, originalmente isotrópico e com idade determinada (caso do EDCM) apresentar-se deformado torna-o excelente registro de reativações locais (Berger, 1971; Borradaile, 1986; Lisle, 1989; Manning e De Boer, 1989). Além disto, constitui um marcador das condições físico-químicas decorrentes de tal deformação (Liou *et al.* 1987; Groshong Jr., 1988; Cadman *et al.* 1992).

Nesse contexto, o EDCM é particularmente importante devido a seu envolvimento com a tectônica que precedeu a nucleação e a instalação do *Rift* Potiguar (Oliveira, 1992). Quanto às deformações posteriores (as reativações), este enxame de diques mostra-se bastante sensível às estruturações que vieram após sua intrusão, em face de sua significação tectônica, seu controle geocronológico e sua relação estrutural com a matriz pré-cambriana. Assim, o EDCM comporta-se como uma membrana frágil, registrando os pulsos de reativações posteriores.

A despeito de muitos exemplos e constatações de reativações de descontinuidades preexistentes no embasamento cristalino (Hackspacher e Oliveira, 1984; Oliveira, 1985; Szatmari *et al.* 1987; Kinzel, 1988; Matos, 1992b; Françolin, 1992; Bezerra *et al.* 1993; Destro *et al.* 1994; entre outros) e na Bacia Potiguar (Fortes, 1984 e 1987; Hackspacher *et al.* 1985; Françolin e Szatmari, 1987; Oliveira *et al.* 1993; Borges, 1993; C. Lima *et al.* 1990 e 1993; Matos, 1993; Cruz Jr. 1993, entre outros) serem conhecidos, a caracterização dos processos dinâmicos e cinemáticos, a idade e a gênese das reativações em um contexto regional ainda são discutíveis ou pobremente conhecidos.

Nesse sentido, pretende-se contribuir com a descrição dos processos tectônicos envolvidos na reativação de descontinuidades preexistentes, além de discutir suas implicações no tectonismo regional, colaborando na compreensão dos processos tectônicos que afetaram os sedimentos da Bacia Potiguar.

2 - ARCABOUÇO GEOLÓGICO

2.1 - Evolução Tectono-Estratigráfica

As entidades geológicas denominadas de Complexo Gnáissico-migmatítico, Grupo Seridó (porção leste da

fig. 1) e Complexo Nordestino (porção oeste da fig. 1) constituem o arcabouço pretérito no qual o EDCM se intradiu. Este conjunto caracteriza a "Região de Dobramentos Nordestinos" (Província Borborema). Esta apresenta organização complexa, com diversos sistemas de dobramentos lineares superpostos (seqüências de metassedimentos supracrustais), que podem estar relacionados ou não a zonas de cisalhamento (Almeida *et al.* 1977).

O arcabouço geológico foi fortemente afetado pela Orogênese Brasileira, que retrabalhou e obliterou grande parte das estruturas formadas nas fases anteriores. Isto resultou em nova homogeneização isotópica dos litotipos, na formação de grande volume de rochas granitóides (Sá, 1984) e na nucleação e/ou reativação de extensas zonas de cisalhamento (Hackspacher e Oliveira, 1984).

Toda a seqüência cristafoliana foi recoberta discordantemente pelos sedimentos mesozóicos da Província Costeira e Margem Continental (Almeida *et al.* 1977), sobretudo pelos sedimentos da Bacia Potiguar e das bacias interiores (por exemplo: Araripe, Rio do Peixe, Iguatu; fig. 1). Essas bacias evidenciam uma evolução tectônica que pode ser dividida em dois estágios: *rift* e térmico. O estágio de tafrogenia (*rift*) é controlado por uma extensão litosférica com subsidência mecânica, instalada durante o Neocomiano com a deposição de sedimentos continentais. O estágio térmico, por sua vez, é caracterizado por resfriamento e contração térmica do continente, acompanhados da formação de crosta oceânica. Estes processos provocam contínua subsidência, onde são depositados, principalmente, sedimentos marinhos, desde o Aptiano até o Recente (Chang e Kowsmann, 1987 e Matos, 1992a e 1992b; entre outros).

Com referência às atividades magmáticas no nordeste oriental, a partir do Jurássico houve manifestações (intrusivas e efusivas) que deram origem a variados tipos litológicos (sobretudo máficos). Nos eventos mais antigos, predominam os basaltos toleíticos, em geral não-olivínicos, intracontinentais, nos quais está incluído o EDCM. Já o magmatismo Albiano/Terciário (Magmatismo Macau; região Bacia Potiguar) é de natureza alcalina, tendo a morfologia de *necks/plugs* (Sial *et al.* 1981 e Almeida *et al.* 1988).

2.2 - Zonas de Cisalhamento

São feições lineares e contínuas em escala regional, destacando-se em imagens de satélite e distribuindo-se por todo o nordeste oriental. Na figura 1, ilustra-se um sistema de zonas de cisalhamento principal de direção E-W (Lineamento de Patos), que secciona e/ou deflete o restante dos sistemas para NE-SW. Hackspacher e Oliveira (1984) estudaram a evolução estrutural das Zonas de Cisalhamento Portalegre e Santa Mônica, para as quais sugeriram como idade provável o Proterozóico Inferior.

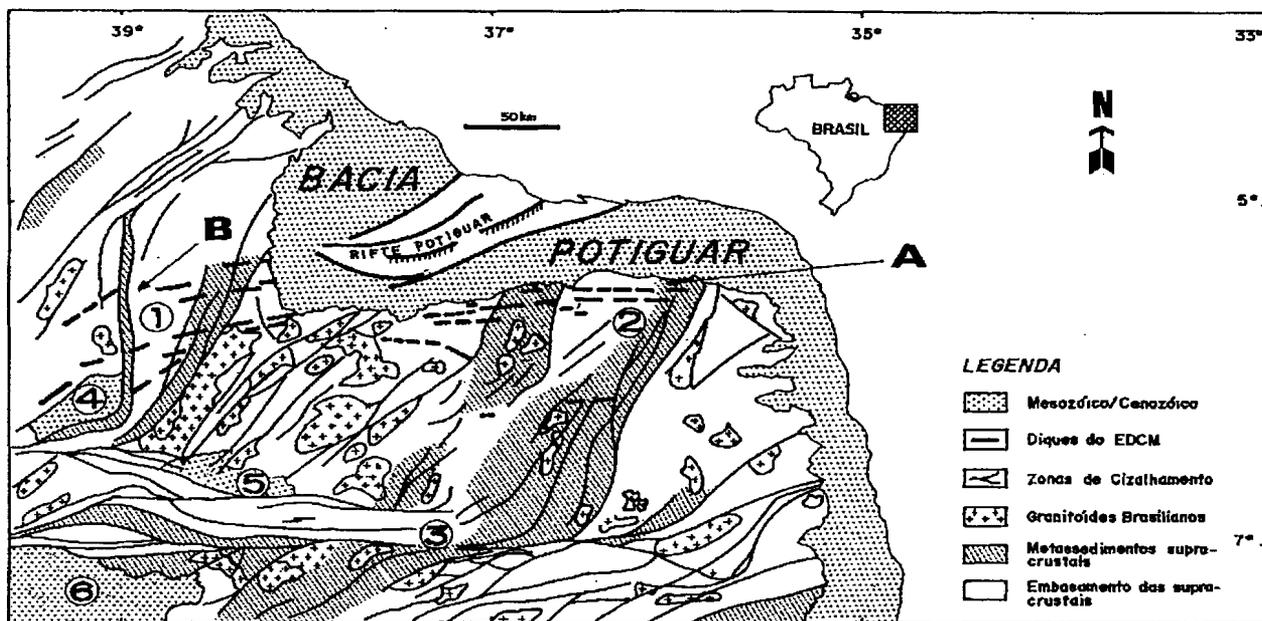


Fig. 1 - Mapa geológico regional esquemático mostrando a localização do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim (EDCM) e os pontos estudados ("A" e "B"). Modificado de Gomes *et al.* (1981). Legenda: (1) Zona de Cisalhamento de Orós - ZCO; (2) Zona de Cisalhamento de Santa Mônica - ZCSM; (3) Lineamento de Patos; (4) Bacia de Iguatu; (5) Bacia do Rio do Peixe; (6) Bacia do Araripe.

Fig. 1 - Schematic regional geological map showing the location of the Rio Ceará Mirim Dike Swarm (EDCM) and the studied points (A and B). Modified after Gomes *et al.* (1981). Key to the points: (1) Orós Shear Zone - ZCO; (2) Santa Mônica Shear Zone - ZCSM; (3) Patos Lineament; (4) Iguatu Basin; (5) Rio do Peixe Basin; (6) Araripe Basin.

Ainda assim, o estudo da evolução tectônica dessas zonas revela forte influência na geometria da Orogênese Brasileira, sobretudo durante a implantação dos batólitos de granitóides.

Com referência às outras anisotropias crustais, Oliveira (1992) observou que as descontinuidades de direção NW-SE, que ocorrem por toda a área de estudo, foram preenchidas por diques pré-cambrianos de natureza ácida, conferindo essa idade às referidas feições estruturais. Vale salientar que as mesmas são grandes fraturas que cortam a estruturação dúctil do embasamento (inclusive as zonas de cisalhamento) e que foram reativadas após a implantação da fase térmica na Bacia Potiguar (Oliveira *et al.* 1993).

Neste contexto, os pontos de estudo situam-se na Zona de Cisalhamento de Santa Mônica (Sistema de Frei Martinho; ponto A, fig. 1) e na de Orós (sistema homônimo; ponto B, fig. 1). Nesses pontos, os diques do EDCM cortam em alto ângulo as feições contínuas (foliação milonítica) das zonas de cisalhamento (figs. 2a e 2b), o que lhes confere o importante papel de marcador das reativações tectônicas sofridas por essas zonas.

2.2.1 - Zona de Cisalhamento de Santa Mônica (ZCSM)

Estende-se desde o centro do Estado da Paraíba até projetar-se sob os sedimentos pós-rift da Bacia

Potiguar. Sua extensão para sul é progressivamente vergada para dentro do Lineamento de Patos. Perfaz o limite leste do Sistema de Zonas de Cisalhamento de Frei Martinho. A ZCSM corta rochas das unidades metassedimentares do Grupo Seridó e granitóides associados. Segundo Hackspacher e Oliveira (1984 e 1986), essa zona reflete um nível crustal mais elevado em relação às demais zonas da região, visto que controla a ocorrência dos metassedimentos adjacentes (pedaços de bacias sedimentares do Proterozóico Inferior ainda preservados).

No local de estudo (ponto A, fig. 1), a ZCSM tem mais de 5 km de largura. A foliação milonítica diminui de penetratividade da encaixante para o centro da zona de cisalhamento. É reconhecida, em amostra de mão, pela alternância de bandas finas e contínuas que, ao microscópio ótico, são constituídas por material triturado/recristalizado ou por uma massa disforme de hidrominerais não identificados (foto 1). As litologias que constituem a zona de cisalhamento são, predominantemente, milonitos advindos de quartzo-mica paragneisses e quartzo-biotita xisto. Localmente, notam-se grãos de biotita, muscovita, plagioclásio, microclina, clorita, agregados de micas brancas indiferenciadas, saussurita e opacos. O quartzo sofreu estiramento e recristalização em forma de *ribbons* e/ou em sombras de pressão (com micas brancas indiferenciadas/saussurita)

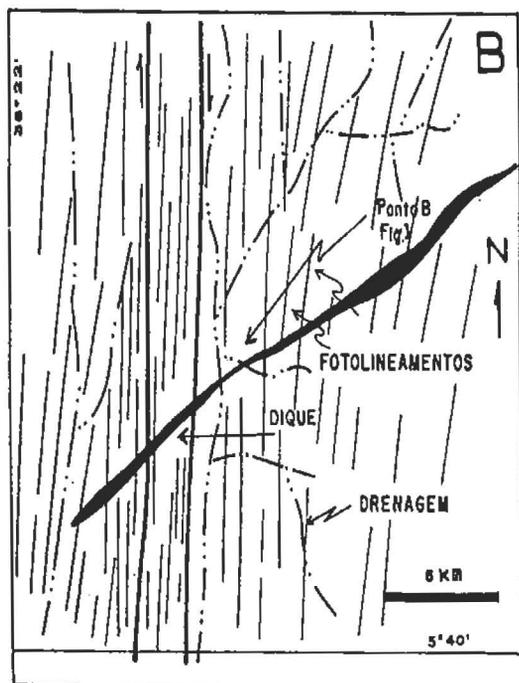
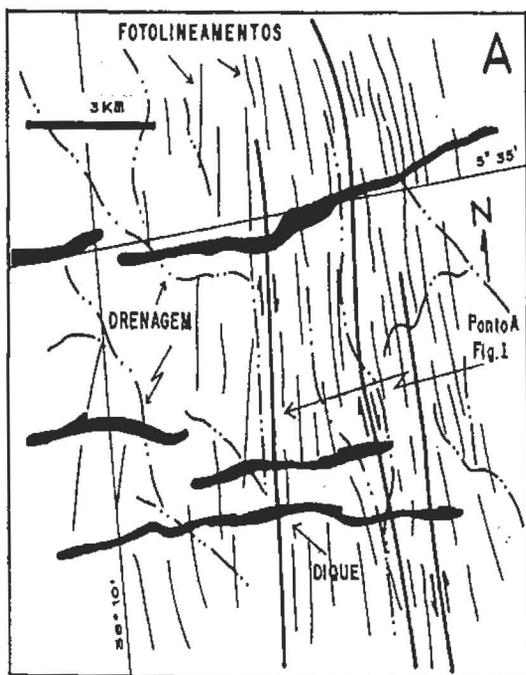


Fig. 2 - Relação estrutural entre os diques do EDCM e as zonas de cisalhamento pré-cambrianas. Nota-se os altos ângulos em que os diques cortam as zonas miloníticas e a localização dos pontos estudados ("A" e "B"). (A) Sistema de Zonas de Cisalhamento de Frei Martinho, região de Pedra Preta (RN). (B) Sistema de Zonas de Cisalhamento de Orós, sul de Alto Santo (CE). Obs.: a localização regional destas figuras pode ser vista na figura 1.

Fig. 2 - Structural relation of the EDCM dikes and the Precambrian shear zones. Notice the mylonitic zones cut by dikes at high angles, and the location of the studied points (A) and (B). (A) Frei Martinho Shear Zone System, in the Pedra Preta region, Rio Grande do Norte State. (B) Orós Shear Zone System, to the south of Alto Santo, Ceará State. Note: the regional situation of the studied points may be seen in figure 1.

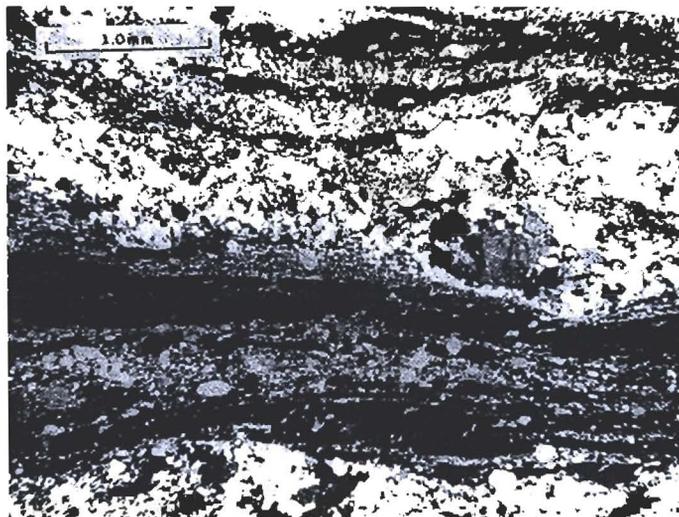


Foto 1 - Fotomicrografia de um quartzo-gnaiss milonito da ZCSM destacando-se a foliação milonítica representada por bandas de cisalhamento alternadas. Nicóis cruzados. Amostra DCO-M65XZ. Ponto A.

Photo 1 - Photomicrograph of a mylonite quartz-gneiss from ZCSM, with mylonitic foliation standing out, it is represented by alternated shearing bands. Crossed nicols. Sample DCO-M65Xz. Point A.

em torno dos clastos de feldspatos que, geralmente, são microfalhadados. É comum o aparecimento de micas com geometria tipo *fish* e de planos sintectônicos "S-C". A presença de clorita bem cristalizada evidencia condições metamórficas de fácies xisto verde para estes tectonitos.

No geral, a foliação milonítica é subvertical, com direção NNE. A lineação de estiramento é subhorizontal com mergulho para NE ou SW (5-15°; fig. 3). O sentido do deslocamento da ZCSM (dextral, como ilustrado na fig. 2a) pode ser observado na deflexão das estruturas regionais, podendo, também, ser reconhecido em amostra de mão ou microscopicamente pela presença de feições sigmoidais, rotação ou assimetria de sombras de pressão nos clastos de feldspatos.

A análise da trama de eixos-C de quartzo, segundo o critério seletivo – no qual foram medidos grãos provavelmente sintectônicos à milonitização (fig. 4); ver também Hackspacher e Oliveira, 1984 e 1986) – permite caracterizar os mecanismos de deformação atuantes na rocha como sendo (em comparações com modelagens experimentais de Bouchez, 1977 e Hobbs *et al.* 1981), em grande parte, por cisalhamento simples, com deslizamentos intracristalinos essencialmente basais, seguidos de recristalização dinâmica.

2.2.2 - Zona de Cisalhamento de Orós (ZCO)

Em sua porção mais norte, onde se situa o ponto B (fig. 1), confunde-se com o sistema de zonas de cisalhamento homônimo. Estende-se desde o centro do Estado do Ceará, com direção WSW, infletindo para N-S

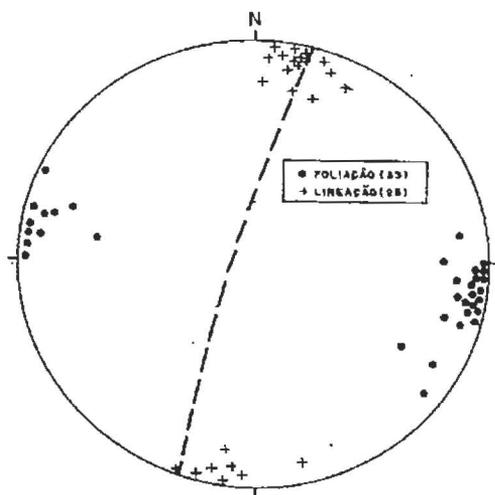


Fig. 3 - Estereograma onde se mostra a atitude estrutural da foliação (*) e lineação (+) miloníticas para a ZCSM na área do ponto A. Rede de Schmidt, calota inferior.

Fig. 3 - Stereogram showing the structural attitude of the mylonitic foliation (*), and the lineation (+) for point A area, in ZCSM. Schmidt net, lower hemisphere.

à altura da cidade de Orós (CE), tornando-se NE-SW e projetando-se sob os sedimentos terciários costeiros.

No local onde o dique secciona a ZCO (ponto B, fig. 1), é caracterizada por uma escarpa extremamente orientada N-S, composta predominantemente por quartzito puro, muscovita quartzito ou quartzito ferrífero.

A foliação milonítica é reconhecida pelo alinhamento das bandas quartzosas alternadas com bandas mais micáceas e/ou ferruginosas. Ao microscópio, os grãos de quartzo são do tipo estirado/recristalizado *flaser* e poligonal, localmente *ribbon*. Comumente, observam-se muscovita com geometria tipo *fish* e grãos opacos bastante quebrados/separados com formato *pull-apart*.

Com base nas microestruturas, reconhece-se um sentido de deslocamento dextral, o que corrobora as observações em mesoescala. Como ilustrado na figura 5, a foliação milonítica apresenta direção N-S, em geral

subvertical. A lineação tem direção N-S, sendo subhorizontal, às vezes com caimento suave para norte ou para sul.

2.3 - Enxame de Diques Rio Ceará Mirim (EDCM)

A faixa de ocorrência dos corpos magmáticos, bem mais desenvolvidos, tem comprimento aproximado de 400 km e largura de 30 km em sua porção leste; espalha-se em forma de leque na região oeste e atinge o centro do Ceará com uma largura de mais de 100 km (fig. 1). Os diques de maior expressão ocorrem de duas maneiras: em superfície, aparecendo em fotografias aéreas e imagens de satélite; e, em subsuperfície, destacando-se nos mapas aeromagnetométricos.

De acordo com Oliveira (1992, 1994), a atividade magmática instalou-se continuamente, desde o final do Jurássico (Tithoniano) até o Cretáceo Inferior (Neocomiano) com dois pulsos ígneos principais: 145 e 130 M.a. Neste contexto, o Enxame é a resposta a um regime de esforços extensionais de direção N-S, em escala litosférica, que culminou com a implantação do processo de rifteamento do Atlântico Sul, e, sobretudo geodinamicamente, relacionou-se à formação do *Rift* Potiguar. A fusão parcial (entre graus de 2% a 10%) que produziu o magmatismo foi implantada durante uma extensão litosférica com um β (segundo McKenzie, 1978) entre 2 e 3, a temperaturas entre 1 040 °C e 1 310 °C e pressões de 2 kbar até 15 kbar (Oliveira e Chang, 1993).

Nos locais de estudo, os diques são faneríticos (às vezes, com textura gabróica), com índices de coloração de melano a mesocrática. Seu estudo microscópico indicou textura ofítica/subofítica e composição essencial de plagioclásio, clinopiroxênio, opacos e matriz (foto 2). O plagioclásio ripiforme varia composicionalmente de

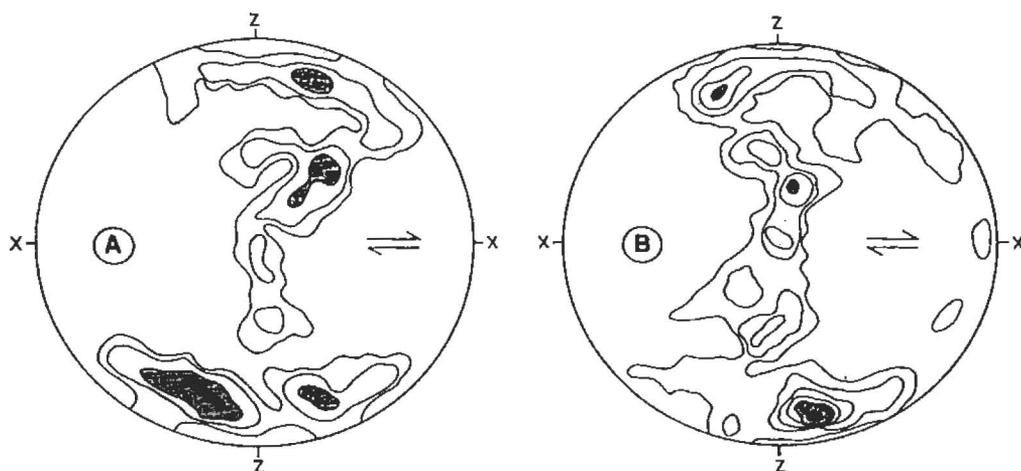


Fig. 4 - Guirlanda de eixo-C de quartzo para ZCSM na área do ponto A. Rede de Wulff, calota inferior. Contornos de 1, 2, 4, 6, 8 e 10%. (A) amostra DCO-M12XZ, 115 medidas. (B) amostra OCO-M65XZ, 180 medidas.

Fig. 4 - Quartz c-axis stereogram, for point A area, in ZCSM. Wulff net, lower hemisphere. 1, 2, 4, 6, 8, and 10% contours. (A) sample DCO-M12XZ, 115 measurements. (B) sample DCO-M65XZ, 180 measurements.

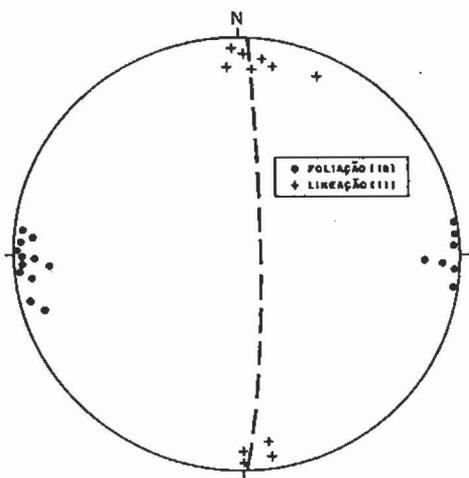


Fig. 5 - Estereograma mostrando a atitude estrutural da foliação (*) e lineação (+) miloníticas para a ZCO na área do ponto B. Rede de Schmidt, calota inferior.

Fig. 5 - Stereogram showing the structural attitude of the mylonitic foliation (*), and the lineation (+) for point B area, in ZCO. Schmidt net, lower hemisphere.

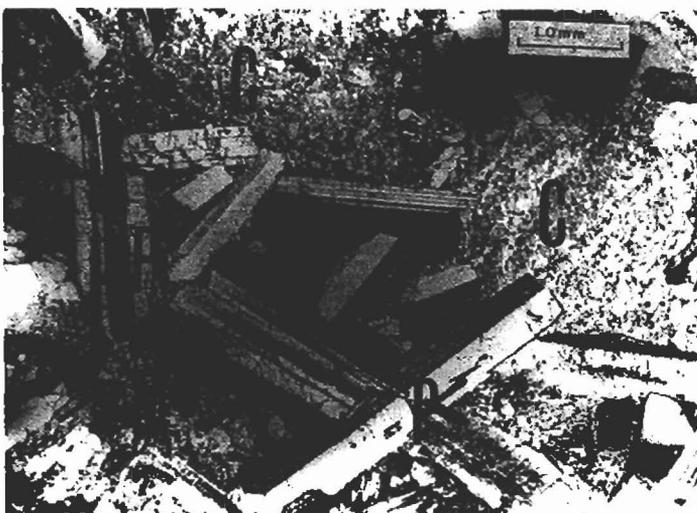


Foto 2 - Fotomicrografia de uma amostra do dique de diabásio do EDCM sem deformação. Legenda: C - clinopiroxênio; M - matriz; P - plagioclásio. Amostra DCO-29. Oeste de Caçara do Rio do Vento (RN). Nicóis cruzados.

Photo 2 - Photomicrography of a sample from the nondeformed diabase dike from EDCM. Key: C - clinopyroxene; M - matrix; P - plagioclase. Sample DCO-29. To the west of Caçara do Rio do Vento (Rio Grande do Norte State). Crossed nicols.

andesina a labradorita (determinações pelo método da dupla macla albita-Carl's Bach), perfazendo de 40% a 70% do total da rocha. Os cristais medem de 0,2 mm a 3 mm de comprimento, raramente estão saussuritizados, absorvidos e/ou corroídos pela matriz. O piroxênio do tipo augita/titanoaugita perfaz de 5% a 35% do total da rocha, com a maioria dos grãos apresentando contatos pouco nítidos com a matriz. Os opacos constituem entre 2% a 15% do total da rocha. Os micrólitos dos minerais descritos apresentam-se dispersos em uma massa disforme e parcialmente isotrópica (provavelmente, vidro

vulcânico). Microtexturalmente, a rocha é hipocristalina a holocristalina, e, na maioria das vezes, equigranular a *intersetal* (com pouco vidro desvitrificado). Localmente, ocorre textura glomeroporfírica gerada por concentrações anômalas de plagioclásio e/ou augita, e textura inequigranular onde sobressaem cristais de clinopiroxênio.

3 - DIQUES DEFORMADOS

3.1 - Distribuição das Ocorrências

Estudam-se e discutem-se, aqui, as implicações tectônicas da ocorrência de diques deformados do EDCM, particularmente em dois pontos (A e B, fig. 1). Nestes locais, observa-se uma relação geológica notável (motivo deste estudo): os diques (mesozóicos) seccionam as zonas de cisalhamento pré-cambrianas e encontram-se deformados. Tal relação sugere que, nos diques, esteja impresso o comportamento das reativações sofridas pelas referidas zonas.

Com efeito, Fortes (1984), ao estudar a influência da estruturação pré-cambriana na formação da Bacia Potiguar reconheceu, em alguns pontos (não localizados pelo autor), que corpos magmáticos do EDCM apareciam cataclados e deformados. Morais Nt. (1987), por sua vez, relatou a ocorrência de um dique de direção E-W, localizado entre as localidades de Canoas e Horizonte (oeste da cidade de Caraúbas, RN), que secciona a Zona de Cisalhamento de Portalegre e mostra forte evidência de milonitização. Estudos mais antigos confundem o ponto A (fig. 1) com os corpos serpentiniticos da Serra do Feiticeiro (de idade pré-cambriana), próxima à cidade de Lages, RN (por exemplo: Legrand, 1978; M. Legrand, informação verbal, 1993).

3.2 - Fraturas Híbridas - as Mesoestruturas mais Importantes

Os magmatitos ocorrem cataclados/brechados, podendo inclusive desenvolver uma "espécie de foliação" ou planos contínuos, e extremamente orientados (direção NNE-SSW). Contudo, a mesoestrutura mais importante que aparece são as fraturas preenchidas por minerais fibrosos (foto 3). O estudo dessas mesofeições, aliado ao seu intrínseco padrão geométrico (Lisle, 1989) e a um aumento na concentração dessas estruturas (Ramsay e Huber, 1983), permite melhor entendimento dos mecanismos de deformação no local.

As fraturas mencionadas têm, em geral, comprimentos que atingem 3 m, com espessura de até 5 cm. Em amostra de mão, os minerais fibriformes que as preenchem cresceram desde perpendiculares à parede das juntas até oblíquos com geometria anastomosada.



Foto 3 - Padrão de ocorrência das fraturas híbridas (setas) preenchidas, sobretudo, por serpentina. Detalhes na foto 7. Ponto A.

Photo 3 - Pattern for hybrid fractures (arrows) filled mostly with serpentine. Details in photo 7. Point A.

A obliquidade das fibras denota tanto movimento relativo dextral como sinistral (fig. 6). Em geral, as fraturas ocorrem aleatoriamente, sem direção preferencial. Às vezes, como é o caso do ponto A (ZCSM), há tendência de direção NE-SW, em geral com mergulhos altos. No ponto B (fig. 1), as fraturas não estão bem desenvolvidas, aparecem esporadicamente, e, em alguns locais, confundem-se ou interceptam-se com juntas colunares (ou de resfriamento) sem mostrar um *trend* de orientação e sentido de movimento bem definidos.

As fraturas preenchidas ainda não estão bem estudadas e compreendidas (Hancock, 1985). Ramsay e Huber (1983) apresentam o estudo mais completo, sob o ponto de vista geométrico, da deformação de tais feições. Segundo os autores, estas estruturas (fissuras de extensão) resultam de uma ruptura mecânica perpendicular ao vetor de extensão σ_3 . Com o incremento da deformação, elas continuam a se desenvolver normal ou obliquamente às suas paredes. Pelo fato de essas fraturas serem locais, onde a pressão de fluidos é muito efetiva, e de as fases fluidas encontradas na maioria dos ambientes tectônicos conterem material em solução (Carter *et al.* 1990), elas são preenchidas concomitantemente por cristais à sua abertura, constituindo os veios.

O crescimento dos cristais é controlado pelo campo de tensões vigente e, por isso, a geometria destes revela-se tanto em indicador cinemático como em marcador de deformação (Ramsay e Huber, 1983 e Groshong Jr., 1988). Quando ocorre movimentação ao longo das fraturas, estes autores as denominam "veios de cisalhamento". Já Hancock (1985) utiliza a expressão "fraturas híbridas" – empregada aqui – dando caráter genético e cinemático à sua formação, ou seja, fraturas que sofrem dilatação associada ao cisalhamento. De

acordo com Lisle (1989), o fato de as fraturas híbridas exibirem foliação oblíqua e pronunciada em seu interior, contrastando com a falta geral de deformação na rocha encaixante, indica simplesmente que elas funcionaram como zonas de cisalhamento dentro do dique.

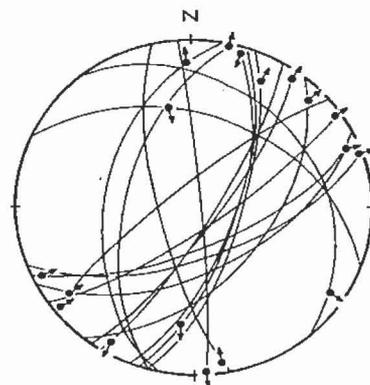


Fig. 6 - Estereograma representando as fraturas híbridas com indicadores cinemáticos no ponto A. As setas correspondem ao sentido de movimento. Rede de Schmidt, calota inferior. Número de medidas: 17.

Fig. 6 - Stereogram representing the hybrid fractures with kinematic behavior in point A. The arrows correspond to the movement sense. Schmidt net, lower hemisphere. Number of measurements: 17.

Uma interpretação alternativa para a formação de veios (do tipo das fraturas híbridas) ligados a processos de reativações de anisotropias foi dada por Sibson (1990). Segundo o autor, este tipo de fratura híbrida, relacionada a processos de reativação, geralmente constitui uma "válvula de escape" de fluidos em zonas altamente pressurizadas, onde o comportamento hidrostático soma-se ao litoestático. Isto ocorre a profundidades onde há o desenvolvimento de pressões próximas de 3 kbar (Shimada, 1993), o que cria uma barreira impermeável para os fluidos ascendentes, só aberta pelos pulsos de reativação que levam os mesmos e que sob condições de *stress* favoráveis se cristalizam (Ramsay e Huber, 1983 e Groshong Jr., 1988).

A forte heterogeneidade entre as fraturas híbridas no ponto A (fig. 6) pode refletir perturbações no campo de *stress* nas adjacências da descontinuidade reativada (em comparação com estudos de Rawnsley *et al.* 1992). Zhao e Johnson (1991) advogam que este tipo de heterogeneidade surge devido a um incremento progressivo na deformação ao longo do plano reativado, resultando na formação simultânea de pares de falhas conjugadas (como sugerido por Aydin e Reches, 1982). Esta proposta corrobora o modelo de deformação progressiva de Ramsay e Huber (1983) para as fraturas híbridas.

3.3 - Aspectos Microscópicos e Difractometria de Raios X

São três os tipos de diques deformados: (a) rocha pouco deformada onde são reconhecidos fragmentos

originais preservados; (b) rocha extremamente brechada cuja matriz se apresenta bastante recristalizada e não desenvolve uma trama orientada (foto 4); (c) rocha com fraturas híbridas (foto 3) preenchidas por minerais fibrosos com feições cinemáticas proeminentes. As fraturas híbridas concentram-se, provavelmente, em zonas de maior deformação e comumente circundam blocos de rocha cataclásada (foto 3).

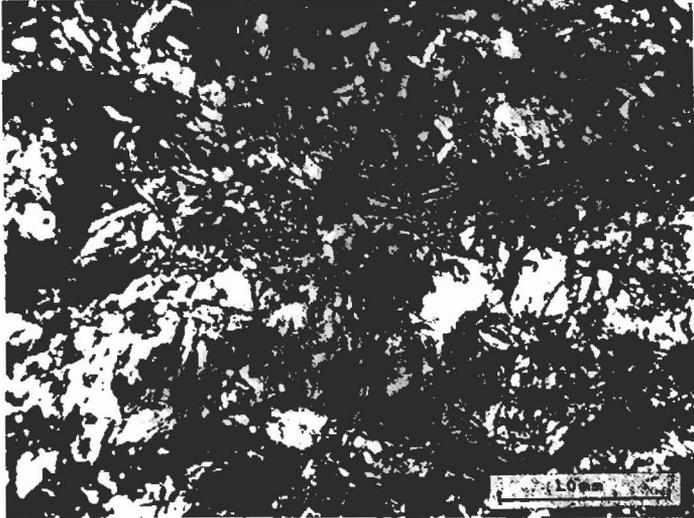


Foto 4 - Cataclasito fino cuja matriz é bastante recristalizada sem desenvolvimento de foliação. Amostra DCO-28D. Nicóis cruzados. Ponto A.

Photo 4 - Fine-grained cataclasite whose matrix is quite recrystallized, without the development of foliation. Sample DCO-28D. Crossed nicols. Point A.

Embora se reconheçam feições texturais da rocha original, é difícil observarem-se minerais típicos da rocha primária. Em geral, acham-se alterados para um material disforme, porém, em alguns locais, preservam a forma do material primário (pseudomorfos). Localmente, observam-se plagioclásio e clinopiroxênio afetados por alterações deutéricas. É difícil distinguir a matriz da rocha nesse caso. De maneira esparsa, nota-se também a presença de massas disformes, provavelmente hidróxidos de ferro e sílica, que se concentram ao longo das fraturas. Quando presentes, os vestígios dos fragmentos da rocha original variam de tamanho, desde milímetros a poucos centímetros, comumente subangulares a subarredondados (foto 5).

Nos diques deformados, é possível reconhecer uma matriz recristalizada cuja assembléia mineral é composta por clorita, opacos, matéria ferruginosa, pseudomorfos de material primário, mica branca/saussurita, dolomita, sílica amorfa, calcita e epidoto. Os cristais de clorita são hipidiomórficos, com contatos ainda pouco nítidos. Os cristais de dolomita são bem formados, hexagonais e zonados (foto 6). Localmente, nota-se o desenvolvimento incipiente de um alinhamento mineral. É comum encontrarem-se texturas do tipo *boudinage* e/ou *pull-apart* e *sigmóides/pods* nos fragmentos do arcabouço.



Foto 5 - Fotomicrografia de fragmentos subarredondados no cataclasito grosso sem guardar características da rocha original. Amostra DCO-28C. Nicóis cruzados. Ponto A.

Photo 5 - Photomicrography of subrounded fragments of coarse-grained cataclasite, it does not present characteristics of the original rock. Sample DCO-28C. Crossed nicols. Point A.

O material de preenchimento das fraturas híbridas foi coletado no ponto A (fig. 1). A amostra DCO-28A, representativa desta situação, foi dividida em duas subamostras (fig. 7) em função de suas características texturais e, posteriormente, analisada por técnicas de difratometria de raios X (Alves e Mizusaki, 1993). Cada subamostra apresentou associações mineralógicas distintas. Na porção de coloração azulada encontram-se clorita, maghemita e serpentina em teores decrescentes (subamostra DCO-28A1). Naquela correspondente à porção relacionada à coloração cinza-claro-esverdeada, foram identificadas serpentina, uvarovita e dolomita (subamostra DCO-28A2). A clorita é principalmente do tipo 11b (conforme padrão de Bailey, 1980). Não foi possível determinar o politipo da serpentina. Superpostos aos picos caracterizadores dos minerais acima, podem ocorrer pequenos picos relacionados à presença de calcita e hidrominerais (saussurita).

Nas amostras utilizadas para a difratometria foram também realizadas análises químicas para a determinação de elementos maiores (quadro I). Dos dados analíticos, verifica-se que houve concentração significativa do óxido MgO e perda de SiO₂, Al₂O₃ e TiO₂ em relação à composição química original do EDCM. Este fato reflete, basicamente, a predominância de serpentina e carbonatos nas fraturas híbridas, além de uma influência muito forte de fluidos no desequilíbrio da composição química durante o processo de deformação (em comparação com estudos de Cadman *et al.* 1992). Isto também é verificado pela variação, em uma mesma fratura, dos óxidos FeO e CaO.

Tais condições de P-Ts apontam para profundidades de formação capazes de gerar cataclasitos coesivos (Swensson, 1990), onde a ausência de foliação se traduz em um mecanismo de deformação tipicamente rúptil, na porção inferior do "regime friccional" (classificação de Sibson, 1977). De acordo com Wojtal e Mitra (1986), White *et al.* (1986) e Groshong Jr. (1988), a coexistência de uma trama cataclástica e de minerais fibrosos e/ou de crescimento secundário (clorita, por exemplo) posiciona a deformação observada na faixa de transição do comportamento rúptil para rúptil-dúctil. Com efeito, o crescimento de minerais fibrosos e sua preservação indicam taxas de deformação relativamente baixas (Ramsay e Huber, 1983 e Wise *et al.* 1984).

3.4 - Análises Cinemática e Dinâmica

Em escala de afloramento, as mesofalhas (fraturas híbridas com indicadores cinemáticos) no ponto A (fig. 1) denotam transcorrência com sentidos de movimento tanto dextral como sinistral. Só localmente observam-se falhas com componentes normal e inverso bastante acentuados (fig. 6). O sentido do deslocamento é evidenciado pela assimetria ou pela forma sigmoidal dos minerais no interior das fraturas híbridas (ou falhas em pautas, foto 7). É interessante ressaltar que nas escalas das fotografias aéreas e imagens de satélite nenhum movimento é observado; nem ao longo da superfície dos diques, nem ao longo do plano da descontinuidade pretérita (fig. 2).

A diferença, no padrão cinemático, entre as escalas mencionadas (em imagens e em campo) pode ser facilmente explicada pelo sentido de movimento no caso de uma falha normal. Este é completamente incompatível com as observações em afloramento (fig. 6) e com a conseqüente inferência da atitude dos esforços que causaram tal deformação (fig. 8).

Contudo, algumas explicações são encontradas na literatura para situações estruturais semelhantes. Se o movimento de reativação de megafeições preexistentes é pequeno, dissipa-se de maneira progressiva, em padrões conjugados de mesofalhas ao longo da descontinuidade (Zhao e Johnson, 1991), que não pode ser vista em superfície (Richard e Krantz, 1991). Ainda neste mesmo contexto, Rawnsley *et al.* (1992) explicam tal situação estrutural como sendo causada por zonas de concentração de stress e/ou zonas onde a orientação do campo de esforços é perturbada.

Do comportamento cinemático das mesofalhas (fig. 6) obteve-se o padrão de *paleostress* para o ponto A (fig. 1). O cálculo das atitudes dos tensores de *paleostress* foi obtido com o programa *Fault Kinematics* (Allmendinger *et al.* 1991) e com o programa Sigma (M.

Lima *et al.* 1990). O primeiro utiliza o "método dos diedros direitos" (Angelier e Mechler, 1977), onde a compressão e extensão localizam-se em dois diedros para cada falha. O somatório dos diedros de todas as falhas de um local define a atitude do eixo-P (σ_1) e do eixo-T (σ_3). Já o segundo programa calcula o maior esforço com base na junção de duas falhas conforme o modelo de Anderson (1951). Tais conceitos foram estendidos a um conjunto de falhas (filtrando aquelas que exibem esforços incoerentes com a média) da maneira descrita por Angelier (1984 e 1994).

Verifica-se, tanto pelo método dos diedros direitos (fig. 8a) como pela junção de falhas (fig. 8b), que os eixos de compressão (σ_1) e extensão (σ_3) para a reativação da ZCSM no ponto A têm orientação geral NE-SW e NW-SE, respectivamente. O mergulho dos tensores varia de 10° a 20°. Tal posição relativa entre os tensores, tendo σ_1 e σ_3 próximos da horizontal, revela reativação onde predominaram movimentos direcionais, com pequena influência de uma componente normal, como ilustrado na figura 8a.

Ao se comparar a direção dos tensores de *paleostress* (fig. 8a) à direção das feições contínuas das encaixantes (fig. 3), nota-se um pequeno ângulo entre a direção da compressão e a direção da foliação milonítica (entre 15°-20°), que é a descontinuidade a ser potencialmente reativada no local. Esta relação angular é suportada por dados experimentais de reativações de falhas com movimentos direcionais de Richard e Krantz (1991), pois denotam ângulos ideais (<30°) para reutilização das descontinuidades em regimes direcionais (Hobbs *et al.* 1981; Sibson, 1985; Ranalli e Yin, 1990; Huyghe e Mugnier, 1992; entre outros).

3.5 - Outras Feições Litoestruturais Associadas

Essas feições litoestruturais são observadas localmente e constituem juntas sistemáticas (normais e do tipo *pinnate*), falhas conjugadas e simples, além de zonas de brechação e *gouge*. Embora seja difícil estabelecer uma correlação genética dessas estruturas com as já descritas, registram-se neste item as mesofeições e as modificações que as rochas encaixantes originais sofreram com o processo de reativação.

Os diques cortados por fraturas sistemáticas normalmente desenvolvem "zonas de quebraamento", conforme esquematizado na figura 9. Quando adentram os diques, tais zonas sofrem pequena refração em sua direção. Nas adjacências do ponto A (fig. 1), elas são subverticais com direção predominantemente NW-SE, ao passo que no ponto B exibem direção N-S.

As mesofalhas (simples e conjugadas) seccionam e deslocam os diques (fig. 10), ou desenvolvem estrias e

espelhos de falhas. A oeste do ponto A, encontram-se desde falhas normais até falhas de rejeitos direcionais (dextral e sinistral; fig. 11). Já nas adjacências do ponto B, observam-se falhas transcorrentes, predominantemente dextrais. Como ilustrado na figura 11, não foi possível observar um controle, em termos da

atitude, dos esforços que geraram essas estruturas. A propósito, Oliveira (1992; fig. 7.2) descreve, na região do ponto B, mesofalhas cujo vetor compressão é NNE-SSW/subhorizontal. A direção de σ_1 denota valores angulares ideais (abaixo de 15°) para efeito de reativação com relação à direção das discontinuidades pretéritas.

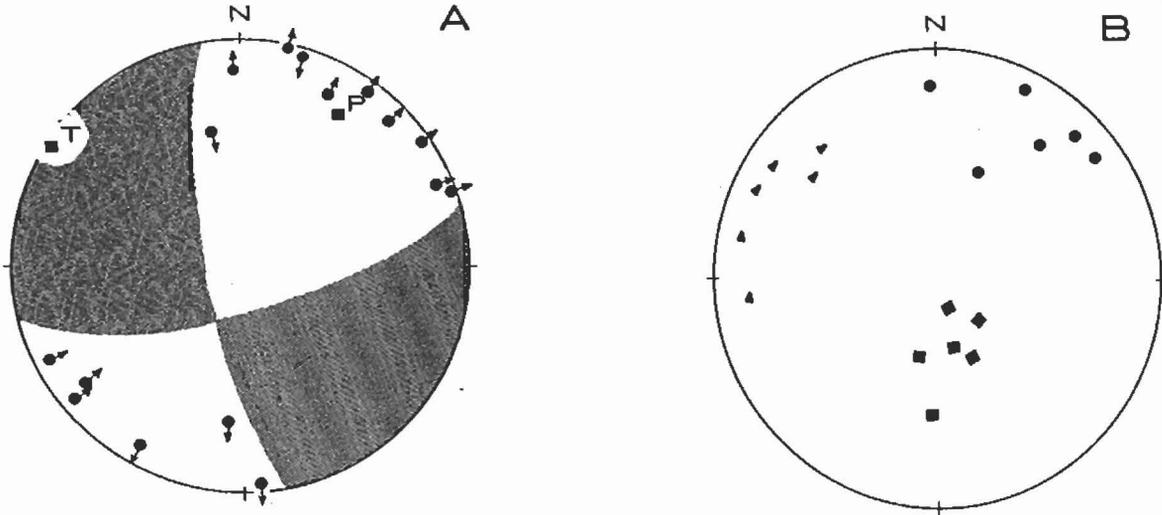


Fig. 8 - Estereograma onde se mostra a análise de paleostress segundo as fraturas híbridas com indicadores cinemáticos no ponto A, ZCSM. Rede de Schmidt, calota inferior. (A) método dos diedros direitos (Angelier e Mechler, 1977); número de medidas = 17; $P = \sigma_1$; $T = \sigma_3$; área escura = quadrante de extensão. (B) método de conjugação de falhas simples (Anderson, 1951); número de medidas = 6; círculo = σ_1 ; quadrado = σ_2 ; triângulo = σ_3 .

Fig. 8 - Stereogram showing the paleostress analysis according the hybrid fractures with kinematic behavior in point A of ZCSM. Schmidt net, lower hemisphere. (A) right dihedral method (Angelier e Mechler, 1977); number of measurements: 17; $P = \sigma_1$; $T = \sigma_3$; dark area = extension quadrant. (B) simple faults conjunction method (Anderson, 1951); number of measurements: 6; circle = σ_1 ; square = σ_2 ; triangle = σ_3 .

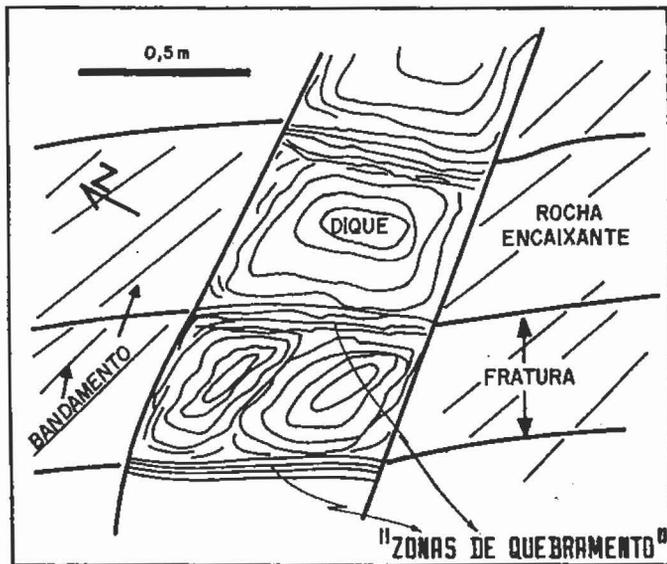


Fig. 9 - Esquema das fraturas que atravessam os diques, desenvolvendo uma "zona de quebramento" e refratando a atitude de seu plano. Norte de Angicos (RN).

Fig. 9 - Schematic sketch of fractures cross-cutting dikes, developing a "break up zone", and refracting its plane attitude. To the north of Angicos (Rio Grande do Norte State).

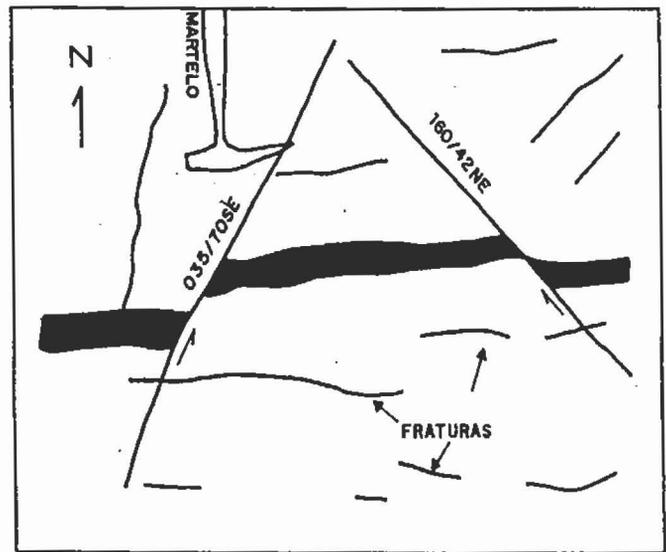


Fig. 10 - Par conjugado de falhas afetando um pequeno dique. Fazenda Tapuam. Sudeste de Lages (RN).

Fig. 10 - Conjugated fault pair affecting a small dike. Tapuam Farm, southeast of Lages (Rio Grande do Norte State).

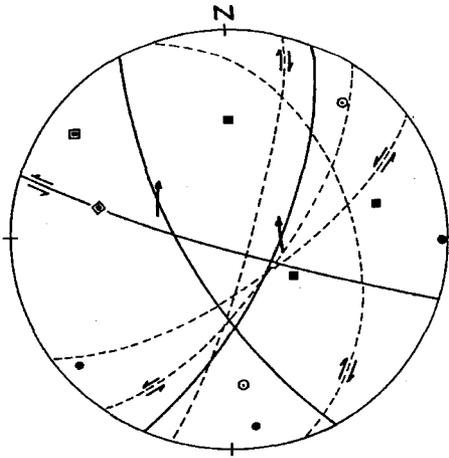


Fig. 11 - Estereograma com as mesofalhas e os tensores de paleostress correspondentes. Localização a oeste do ponto A. Método de conjugação de falhas simples (Anderson, 1951). Legenda: linhas tracejadas = falhas conjugadas; linhas cheias = falhas simples; quadrado = σ_3 , falha simples; círculo = σ_1 , falha simples; quadrado circundado = σ_3 , falhas conjugadas; círculo circundado = σ_1 , falhas conjugadas; Rede de Schmidt, calota inferior.

Fig. 11 - Stereogram showing the mesofaults and the corresponding paleostress tensors. Situated to the west of point A. Simple faults conjunction method (Anderson, 1951). Key: broken lines = conjugated faults; thick lines = simple faults; square = σ_3 , simple fault; circle = σ_1 , simple fault; surrounded square = σ_3 , conjugated faults; surrounded circle = σ_1 , conjugated faults; Schmidt net, lower hemisphere.

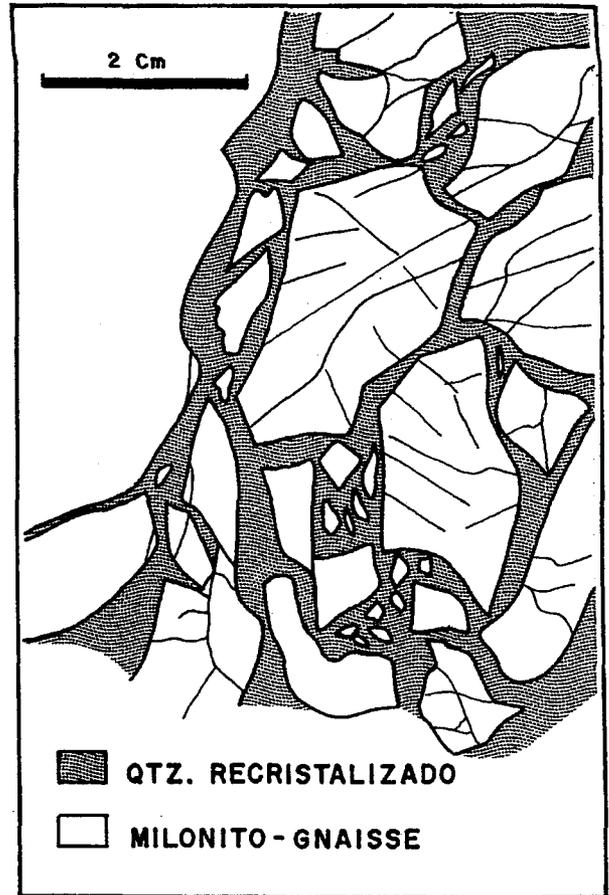


Fig. 12 - Esquemático do cataclasito da rocha encaixante, a partir de fotografia. Note-se que os fragmentos angulosos do milonito gnaisse são circundados por uma matriz quartzosa recristalizada, ZCSM, ponto A.

Fig. 12 - Schematic sketch of the host rock cataclasite, from a photo. Notice that the angular fragments of the gneiss mylonite are surrounded by a recrystallized quartzose matrix, point A in ZCSM.

Observa-se sempre uma trama cataclástica superposta às feições miloníticas das rochas encaixantes (nas zonas de cisalhamento ZCSM e ZCO) nos locais estudados. As rochas cataclásticas são caracterizadas por alta concentração de pequenas fraturas não-sistemáticas, gradando para uma brecha (fig. 12) ou para zonas de *gouge*. A brecha é constituída por fragmentos angulosos sustentados por uma matriz quartzosa eventualmente recristalizada (cerca de 30%) e/ou por material ferruginoso.

As zonas de *gouge* têm entre de 3 cm e 50 cm de espessura (foto 9) e dispõem-se paralela ou normalmente às feições contínuas das encaixantes. Não se constatou movimento ao longo dessas zonas, que são caracterizadas em amostra de mão por uma massa vermelho-escura, em geral friável. Microscopicamente, predomina uma massa disforme e isotrópica.

O estudo da cataclase e *gouge* em rochas granito-gnáissicas (rochas encaixantes dos diques nos locais estudados) é importante para entender os processos mecânicos da reativação de anisotropias e suas implicações tectônicas. As rochas onde predominam processos de fraturamento e rotação de grãos (fragmentos) são indicativas de níveis crustais rasos (Sibson, 1977; Wise *et al.* 1984; White *et al.* 1986; Wojtal e Mitra, 1986; Groshong Jr., 1988; Swensson, 1990; entre outros), geralmente com aumento de volume, refletindo zonas de pressões litoestáticas baixas

(Engelder, 1974). A coexistência do cataclasmamento com o crescimento de minerais secundários (fraturas híbridas nos diques) implica, conforme Wojtal e Mitra (1986), transição rúptil para rúptil-dúctil (ver aspectos microscópicos). Com referência a estes aspectos, Engelder (1974) demonstrou que a ocorrência de brecha junto a *gouge* significa aumento da pressão hidrostática confinante, favorecendo o deslizamento entre os blocos falhados.

A presença de quartzo disseminado pela rocha, fornecendo caráter coesivo aos cataclasitos, permite inferir que eles foram formados na porção mediana do "regime friccional" (Sibson, 1977), entre 4 e 10 km de profundidade (Anderson *et al.* 1980; Anderson *et al.* 1983; Swensson, 1990). O quartzo também enfatiza a importância da infiltração de fluidos hidrotermais ao longo de zonas de falhas (Groshong Jr., 1988 e Carter *et al.* 1990), fato confirmado pela petrogênese da assembléia mineral sintectônica.

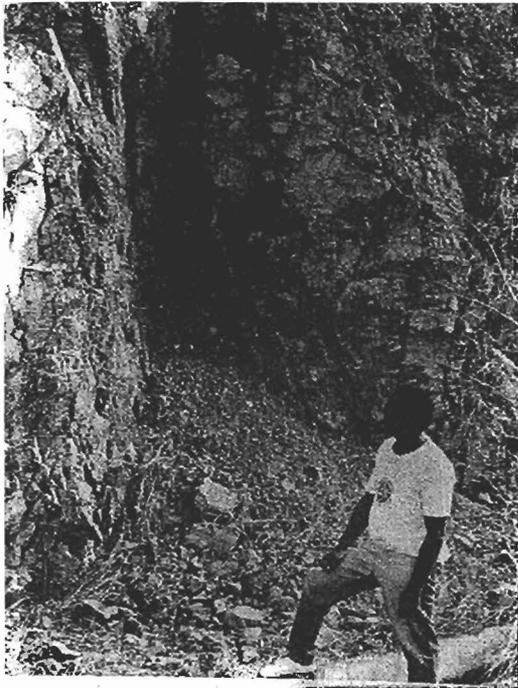


Foto 9 - Zona de gouge (seta) adjacente aos cataclasitos no ponto A.
 Photo 9 - Gouge zone (arrow) adjacent to the cataclasites in point A.

Com base no exposto, é possível inferir que o processo de reativação foi progressivo ou em pulsos, iniciando-se em condições mais profundas onde a pressão de fluidos foi bastante efetiva (cataclasitos coesivos), seguido de um processo mais rúptil (gouge friável).

4 - DISCUSSÕES

4.1 - Petrogênese das Rochas Cataclásticas

Discute-se a formação e o desenvolvimento dos principais minerais durante o processo tectônico (reativação das anisotropias do embasamento), bem como suas implicações petrogenéticas.

As principais associações mineralógicas são descritas nas fraturas híbridas - clorita + serpentina + dolomita + localmente uvarovita e maghemita - e na rocha cataclasada - clorita + opacos + mica branca/saus: urita + dolomita + sílica amorfa + calcita + epidoto + pseudomorfos dos minerais originais.

As associações mineralógicas encontradas caracterizam metamorfismo em fácies de baixo grau, como descrito por Frey e Kisch (1987). Nesse grau metamórfico, as variáveis temperatura e pressão são extremamente dependentes do litoambiente químico do material sob investigação. Assim, excetuando-se as fases de magnésio, as assembléias minerais de baixo grau em sistemas basáltico e andesítico, em geral, consistem em um ou dois hidrossilicatos de Ca-Al associados a quartzo, clorita/esmeclita, carbonatos e hematita/magnetita. Esses minerais, no entanto, não são

bons indicadores das condições P-T; apenas funcionam como catalisadores (Liou *et al.* 1987).

O fato de ainda se reconhecerem petrograficamente fases como fenocristais de plagioclásio transformados para hidrossilicatos de Ca-Al (saussurita) e carbonatos nas rochas estudadas, ao passo que os clinopiroxênios encontram-se pseudomorfos ou localmente alterados para clorita, pode indicar que a composição nos diques cataclasados é menos aluminosa do que na rocha original, como pode ser constatado no quadro I.

QUADRO I / CHART I

ANÁLISES QUÍMICAS, EM BASE SECA (% EM PESO), PARA ELEMENTOS MAIORES DO MATERIAL DE PREENCHIMENTO DAS FRATURAS HÍBRIDAS (AMOSTRA DCO-28A; ALVES e MIZUSAKI, 1993), CONFORME SUBAMOSTRAS DA FIGURA 7. MÉDIA DAS ANÁLISES QUÍMICAS DO EDCM SEGUNDO OLIVEIRA (1992)

CHEMICAL ANALYSIS, DRY ASSAYS (WEIGHT %), FOR THE MAJOR ELEMENTS OF THE HYBRID FRACTURES FILLING MATERIAL (SAMPLE DCO-28A; ALVES E MIZUSAKI, 1993), IN COMPLIANCE WITH SUBSAMPLES OF FIGURE 7. AVERAGE OF THE CHEMICAL ASSAYING OF THE EDCM ACCORDING TO OLIVEIRA (1992)

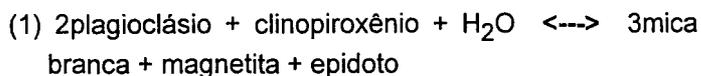
Óxido	Média EDCM	DCO-281A1	DCO-28A2
SiO ₂	51,64	40,40	37,17
TiO ₂	2,80	0,09	0,05
Al ₂ O ₃	14,29	3,36	1,68
FeO _t	13,06	18,14	12,03
Mn ₂ O ₃	0,19	0,22	0,24
MgO	4,40	37,11	30,72
CaO	7,21	0,85	18,20
Na ₂ O	3,15	<0,01	<0,01
K ₂ O	1,74	<0,01	<0,01
P ₂ O ₅	0,53	0,03	0,04
Total		100,10	100,13

Nesse mesmo contexto, a ocorrência de quartzo, clorita e hidrossilicatos de Ca-Al preenchendo fraturas fornece evidência petrográfica da mobilidade química entre os óxidos maiores no litoambiente. A alteração de olivina/clinopiroxênio para clorita e do plagioclásio para saussurita com formação de sericita sugere uma transferência substancial de K e Al do feldspato e Al, Fe e Ca do clinopiroxênio para os minerais neoformados (de acordo com dados de Liou *et al.* 1987).

Dentre os processos de troca química nas rochas em estudo (diques máficos cataclasados e preenchimento de fraturas híbridas), a formação de agregados de micas brancas indiferenciadas, saussurita,

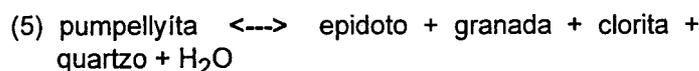
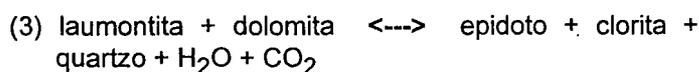
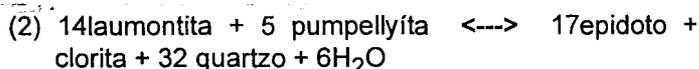
a cloritização e a serpentinização são de grande importância, pois propiciam o entendimento das condições físico-químicas do tectonismo de reativação de discontinuidades preexistentes.

Em litos ambientes onde a disponibilidade de água é grande, os agregados de micas brancas indiferenciadas são produtos da alteração de plagioclásio e clinopiroxênio, podendo ser representadas pela seguinte reação (Beach, 1980):



Ao microscópio ótico, as cloritas têm coloração cinza-azulada, com contatos indefinidos e formato bastante irregular. Sua identificação por difratometria de raios X aponta para o tipo IIb (conforme classificação de Bailey, 1980). Em uma compilação de autores, Frey (1987) mostrou que a conversão dos tipos Ib para IIb (a primeira aparece ainda em condições de anquimetamorfismo) sugere temperaturas entre 150 °C e 300 °C.

Considerando o diagrama P-T das reações univariantes referentes ao metamorfismo de baixo grau em rochas básicas (Liou *et al.* 1987; fig. 13), verifica-se que as transformações envolvendo a formação de clorita não alcançam 380 °C, segundo as reações abaixo:



O range P-T das reações acima situa-se entre as isógradas representadas na figura 13 pelas reações (2) e (5). Todos os minerais neoformados ou formadores destas reações são compatíveis com a paragênese descrita nas rochas estudadas, embora não tenham sido observados e descritos na fase mineral primária. Nesse contexto, nota-se que a clorita pode ser formada a partir de laumontita (zeólita; não descrita na rocha primária), que surge em condições de soterramento. Já a desestabilização da pumpellyíta determina relações P-T mais elevadas, no limite superior da fácies de baixo grau (Frey, 1987).

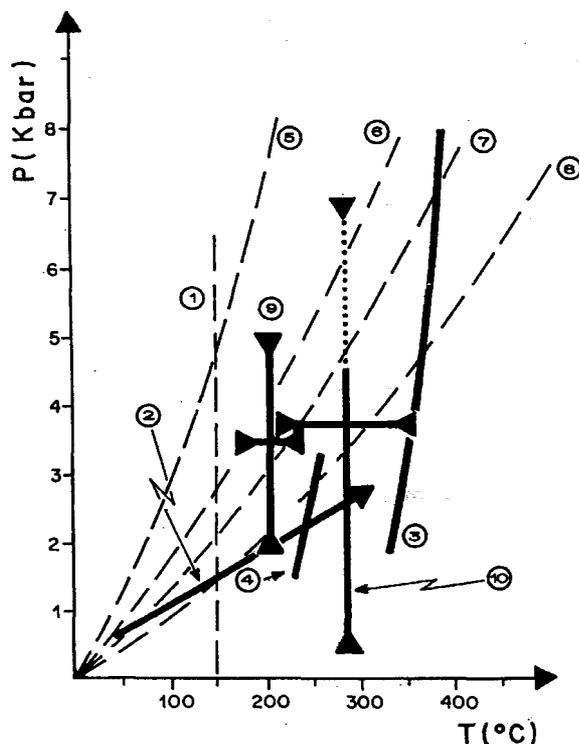


Fig. 13 - Diagrama P-T com as condições petrogenéticas para metamorfismo de baixo grau. Legenda: (1) limite superior de anquimetamorfismo segundo Frey e Kisch (1987); (2) gradiente geotérmico normal de soterramento 30°C/km; (3) e (4) são as isógradas das reações (5) e (2) discutidas no texto, respectivamente - reações conforme Liou *et al.* (1987); (5), (6), (7) e (8) correspondem às condições mecânicas: bureais (soterramento) e com coeficientes de fricção de 0,15, 0,3 e 0,6, respectivamente - de acordo com dados experimentais de Brace e Kohlstedt (1980) que derivou de modelos teóricos de Turcotte *et al.* (1980); (9) condições P-T da reativação da Falha de San Andreas (Anderson *et al.* 1983); (10) condições P-T deste trabalho.

Fig. 13 - P-T diagram showing the petrogenetic conditions for low-grade metamorphism. Key: (1) upper limit of anchimetamorphism according to Frey e Kisch (1987); (2) burial normal geothermal gradient 30 °C/ km; (3) and (4) isogrades for reactions (5) and (2) as discussed in the body of the text, respectively - reactions according to Liou *et al.* (1987); (5), (6), (7) and (8) mechanical conditions: burial and with frictional coefficient of 0.15, 0.3, and 0.6 respectively, in compliance with experimental data from Brace e Kohlstedt (1980) deriving from theoretical models from Turcotte *et al.* (1980); (9) P-T conditions for San Andreas Fault reactivation (Anderson *et al.* 1983); (10) P-T conditions used in this study.

Tal como no caso dos agregados de micas brancas indiferenciadas, estudos indicam que a serpentinização é um processo muito sensível às variações nas condições físico-químicas do litos ambiente (Sanford, 1981 e Wicks e O'Hanley, 1988). Nessas condições, as serpentinas - que são silicatos hidratados de Mg (geralmente lizardita, crisotila e antigorita) - são de difícil caracterização ao microscópio ótico e ao difratograma de raios X, mas registram facilmente os processos físico-químicos de deformação até temperaturas de 350°C (Raleigh e Paterson, 1965).

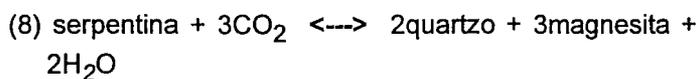
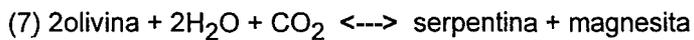
Os processos de serpentinização podem ser modelados pelo sistema MgO-SiO₂-H₂O/CO₂ (MSF).

Esse modelo foi fundamentado em observações de campo e reações reversas de laboratório, comumente, seguindo a reação:



Tomando essa reação como parâmetro, Berman *et al.* (1986) calcularam em 0,5 kbar e abaixo de 200 °C seu principal ponto invariante.

Ainda no contexto desse sistema químico, Johannes (1969) investigou a formação de serpentina utilizando um diagrama em que variava a temperatura em função da presença de fluidos (H₂O-CO₂) com pressões diferentes, como pode ser observado na figura 14. Desse modo, para o caso em estudo, as prováveis reações formadoras da serpentina, além da reação (6), são:



Com a análise do diagrama da figura 14, pode-se comprovar que, à medida que aumentam a temperatura e a concentração de CO₂, ocorre a formação de talco, e que, à exceção do ponto invariante 2, os pontos são controlados pela presença daquele mineral. Quando a pressão do experimento decresce, aumenta a quantidade de CO₂, caindo a temperatura de formação da serpentina.

Embora as reações para a formação de serpentina geralmente envolvam a presença do mineral de olivina, não descrita na rocha original, quimicamente os elementos que na prática seriam fornecidos pela olivina são providos pela matriz da rocha que contém magnésio em abundância (Wicks e O'Hanley, 1988).

Dois fatores físicos são preponderantes na formação da serpentina: a) o fraturamento estático, caracterizado pela falta de uma foliação penetrativa por toda a rocha, mas efetivo no desenvolvimento de alterações dos minerais originais na presença de fluidos. Este processo está mais relacionado à corrosão química do que ao

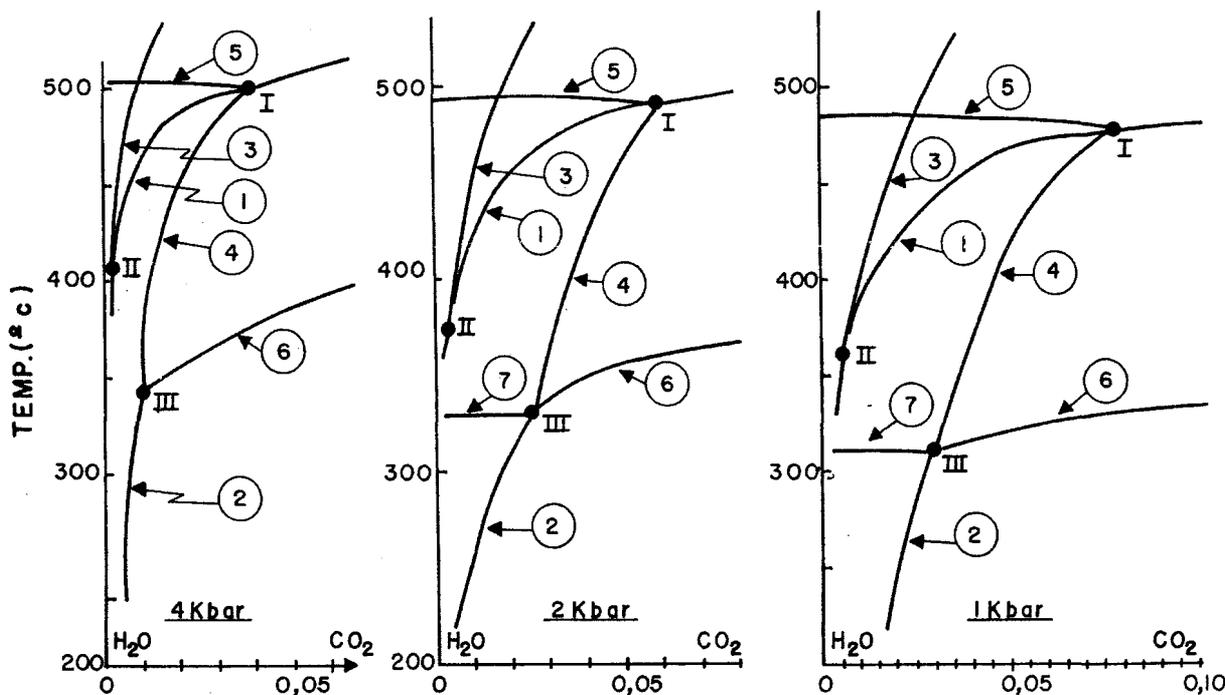


Fig. 14 - Posição de equilíbrio isobárico (pressões fixas de 4, 2 e 1 kbar) das curvas de formação de minerais em um sistema MgO-SiO₂-fluido (baixas quantidades de CO₂ e altas de H₂O) conforme estudos de Johannes (1969). Legenda: (1) 2O + 2H + C = S + M; (2) S + 3C = 2Q + 3M + 2H; (3) B = M; (4) 2S + 3C = T + 3M + 3H; (5) 5S = 6O + T + 9H; (6) T + 3C = 4Q + 3M + H; (7) S + 2Q = T + H; pontos invariantes: (I) O + M + S + T, (II) B + O + S + M, (III) M + Q + S + T. Obs.: as curvas (1), (2) e PI (II) correspondem às equações do texto (7), (8) e (6). Abreviações: B - brucita, C - CO₂, H - H₂O, M - magnesita, O - olivina, Q - quartzo, S - serpentina, T - talco.

Fig. 14 - Position showing isobaric equilibrium (fixed pressures at 4, 2 and 1 kbar) of the mineral forming curves in a fluid MgO-SiO₂ system (small amounts of CO₂ and high amounts of H₂O) according to studies of Johannes (1969). Key: (1) 2O + 2H + C = S + M; (2) S + 3C = 2Q + 3M + 2H; (3) B = M; (4) 2S + 3C = T + 3M + 3H; (5) 5S = 6O + T + 9H; (6) T + 3C = 4Q + 3M + H; (7) S + 2Q = T + H; unvariable points: (I) O + M + S + T, (II) B + O + S + M, (III) M + Q + S + T. Note: curves (1), (2) and PI (II) correspond to the equations (7), (8) and (6) of the text. Abbreviations: B - brucite, C - CO₂, H - H₂O, M - magnesite, O - olivine, Q - quartz, S - serpentine, T - talc.

fraturamento hidráulico (Bruton e Helgeson, 1983); b) o balanceamento entre as pressões de fluidos e litoestática (Sanford, 1981).

Para o primeiro caso, os minerais de serpentina são tão sensíveis à presença de fluidos (H_2O , CO_2 , S etc.) que uma pequena quantidade de CO_2 já é suficiente para estabilizar carbonatos (Wicks e O'Hanley, 1988). No segundo caso, a relação entre a pressão de fluidos (Pf) e a pressão litoestática (Pl) é muito efetiva, porque a serpentinização é um processo de aumento de volume. De acordo com Bruton e Helgeson (1983), só ocorre cristalização de minerais de serpentina se $P_f > P_l$, com gradientes geotérmicos entre 30 °C e 100 °C/km. A este gradiente corresponde uma pressão de fluidos de 0,8 kbar para 7,5 km de profundidade ou 0,3 kbar para 2,5 km (considerando-se a densidade normal da água). Contudo, se $P_f = P_l$, em gradientes de pressão de 0,2 - 0,3 kbar/km (para um mesmo gradiente geotérmico), as pressões mudam de 6,5-7,5 kbar em 7,5 km de profundidade para 1,8 - 2,6 kbar em 2,5 km, tomando a densidade da crosta como 2,5g/cm³, considerada razoável para o caso em estudo.

Da combinação do balanceamento das pressões discutidas com o campo de *stress* do tectonismo da reativação, Etheridge *et al.* (1984) concluíram que a alta pressão de fluidos durante a formação dos minerais pode resultar em baixos valores (até negativos) de σ_3 , à medida que aumenta a permoporosidade na rocha afetada. Uma situação semelhante foi descrita por Cadman *et al.* (1992), em que os minerais cresciam de um padrão de fraturamento eustático sustentado por uma circulação elevada de fluidos, tendo como produto intensa deformação (também defendido por Carter *et al.* 1990), o que corresponde ao caso em estudo.

Com base nas premissas discutidas, Wicks e O'Hanley (1988) admitiram que a alteração de olivina para serpentina ocorre em baixas pressões de H_2O (como pode ser previsto nos gráficos de Johannes, 1969; fig. 14) a temperaturas abaixo de 250 °C e pressões litoestáticas abaixo de 0,5 kbar (como preconizado por Berman *et al.* 1986).

Transportando e comparando os fatores e as implicações discutidos acima ao estudo em questão tem-se que as associações mineralógicas formadas durante o processo de reativação da ZCSM indicam condições físico-químicas em que a temperatura reinante deve situar-se entre 200 °C e 350 °C, com pressões de fluidos muito efetivas. Esses parâmetros evocam profundidades de 0,5 km a 7,5 km e concatenam-se com os dados obtidos das feições litoestruturais associadas aos processos de reativação da referida zona de cisalhamento.

Diante de tudo isto, é razoável admitir que temperatura, pressão e gradiente geotérmico aqui estimados estejam compatíveis com o tectonismo

estudado. As informações físico-químicas previstas a partir da petrogênese, quando comparadas aos modelos teóricos calculados por Turcotte *et al.* (1980) para reativações de descontinuidades crustais, com base em dados experimentais de Brace e Kohlstedt (1980), reforçam tal assertiva (fig. 13). Nesta figura, nota-se que as descontinuidades estudadas aproximam-se de zonas de fraquezas cujos coeficientes de fricção (< 0,6) chegam perto do limite superior para ângulos de reativação ideais (0,75 segundo Sibson, 1985) para zonas com temperaturas relativamente elevadas. Já em comparação com as informações de reativações da Falha de San Andreas (Anderson *et al.* 1983), verifica-se que as condições de P-T são mais altas para o caso em questão, o que é praticamente explicado pela ausência da paragénesis de clorita + serpentina sintectônicas, onde há apenas o desenvolvimento de uma trama cataclástica (no caso comparado).

4.2 - Reconhecimento das Zonas de Cisalhamento Reativadas

Exemplos de zonas de cisalhamento pré-cambrianas reativadas em escalas crustais são relativamente comuns (Watterson, 1975; Grocott, 1977; Weimer, 1980; Hobbs *et al.* 1981; Hackspacher e Oliveira, 1984 e 1986; Oliveira, 1985 e 1992; Etheridge, 1986; White *et al.* 1986; Kinzel, 1988; Destro *et al.* 1994; entre outros). No entanto, a caracterização das condições físico-químicas e a análise estrutural dos pulsos tectônicos reativadores das grandes descontinuidades não são fáceis de discernir (Hancock, 1985 e White *et al.* 1986), sobretudo devido ao fato de os marcadores de movimento nestas zonas não serem bons indicadores ou estarem ausentes (Nur, 1982). Neste particular, a análise detalhada das feições estruturais superpostas à estruturação contínua pretérita (anisotropias) pode detectar os mecanismos de deformação e as implicações tectônicas da reativação (Hancock, 1985; Etheridge, 1986; Letouzey *et al.* 1990).

O fato de encontrar rochas deformadas de idades bem conhecidas (os diques do EDCM) cortando descontinuidades preexistentes (os planos que pontencialmente serão reativados) indica que tais descontinuidades foram reativadas posteriormente à intrusão das rochas. A análise dessa relação estrutural revelou, para o caso em estudo, os mecanismos e as condições físico-químicas da deformação atuante. Contudo, em nível do atual conhecimento, não foi possível identificar as prováveis periodicidades dos pulsos nas reativações das megaestruturas (como preconizados por Watterson, 1975, e descritos por Weimer, 1980, para zonas de cisalhamento de magnitudes crustais). Mesmo assim, discute-se mais adiante, por correlação com outros estudos, a possível idade

do evento reativador.

Mecanicamente, a teoria de Mohr-Coulomb preconiza que o processo de reativação depende da orientação da descontinuidade preexistente em relação à atitude do tensor principal (σ_1), bem como da diferença entre os coeficientes de coesão e fricção (Sibson, 1985). Essa teoria de reativação pode ser esquematizada no diagrama bidimensional de Mohr (fig. 15).

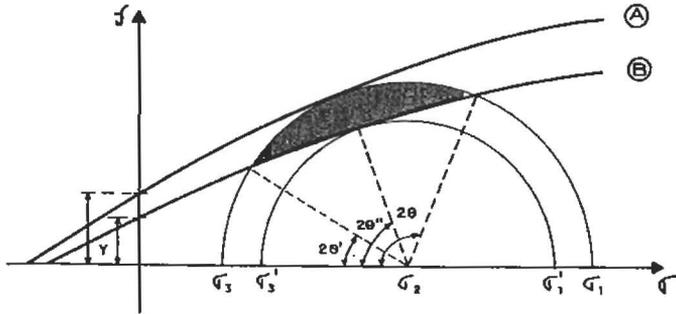


Fig. 15 - Diagrama de Mohr para um regime de falha direcional em um domínio rútil, mostrando as curvas-envelope de Coulomb para a falha em um corpo isotrópico (A) e para reativação de descontinuidades preexistentes (B). A reativação de falhas preexistentes ocorre entre ângulos θ' e θ com relação ao σ_1 . Assim, a área hachurada corresponde às orientações instáveis onde haverá reativação das descontinuidades antes que uma nova falha seja gerada. O "Y" indica a coesão aparente interna (A) e de fricção da rocha (B). Figura adaptada de Ranalli e Yin (1990) e Huyghe e Mugnier (1992).

Fig. 15 - Mohr diagram for a directional fault set in a brittle domain, showing the Coulomb's envelope curves for fault in an isotropic body (A) and for reactivation of preexistent discontinuities (B). The reactivation of preexistent faults occurs between angles θ' and θ in relation to σ_1 . Thus, the dashed area corresponds to the unstable orientations where shall occur the reactivation of the discontinuities before the generation of a new fault. The "Y" indicates the apparent internal cohesion (A) and the rock frictional aspect (B). This figure was adapted from Ranalli e Yin (1990) and Huyghe e Mugnier (1992).

Em um regime tectônico onde predominam os movimentos direcionais (componentes de compressão e extensão próximos à horizontal, como é, provavelmente, o caso em estudo), as condições ideais para reativação de rochas isotrópicas são valores angulares entre a direção da descontinuidade e a direção do σ_1 regional, que variam de 20° a 40° (Hobbs et al. 1981; precisamente abaixo de $26,5^\circ$ segundo Sibson, 1985). Estes valores são representados pelos ângulos θ ilustrados na figura 15 (para detalhes ver discussões em Letouzey et al. 1990).

Sob o ponto de vista das implicações mecânicas da crosta na tectônica reativadora, algumas suposições podem ser feitas, considerando-se condições em que a pressão de poros é efetiva. Nesse contexto, a combinação da profundidade da reativação (0,5 km-7,5 km) com o modelo experimental de Ranalli e Yin (1990) e Shimada (1993) revela uma variação muito alta da resistência da crosta à deformação (fig.16). Esta variação pode ser explicada pela presença de feições litoestruturais de

regime tipicamente rútil (exemplo: zonas de *gouge*) até o desenvolvimento de minerais índices de metamorfismo de baixo grau (exemplos: serpentina e clonita).

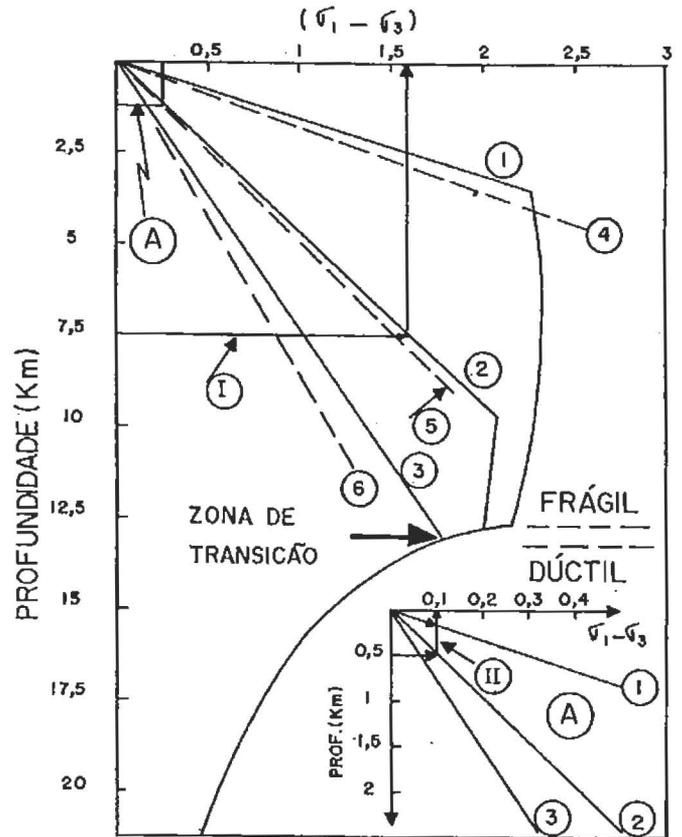


Fig. 16 - Resistência à deformação (ou à reativação; $\sigma_1 - \sigma_3$) estimada para uma crosta ácida em função da profundidade segundo um gradiente geotérmico normal = 30°C/km , em ambientes cuja pressão hidrostática é bastante efetiva (Ranalli e Yin, 1990 e Shimada, 1993). Note-se que a combinação da profundidade de reativação estimada para a ZCSM, com a resistência a um regime de falhas direcionais revela elevada variação dos valores de resistência (0,1 a 1,6 kbar; ver texto para explicação). Legenda: (I) e (II) limites inferior e superior, respectivamente, das profundidades de reativação da ZCSM; (1) e (4) falha de empurrão; (2) e (5) falha direcional; (3) e (6) falha normal; linhas tracejadas, cálculos segundo Ranalli e Yin (1990).

Fig. 16 - Estimated resistance to deformation (or to reactivation; $\sigma_1 - \sigma_3$) for the acid crust, due to depth (according with a normal geothermal gradient = 30°C/km), for environments where the hydrostatic pressure is very effective (Ranalli e Yin, 1990 and Shimada, 1993). Notice that the combination of the estimated depth for reactivation in ZCSM, with the resistance to a directional fault set, reveals a high variation of the resistance values (0.1 to 1.6 kbar; see text for explanation). Key: (I) and (II) respectively, lower and upper limits of the reactivation depths for ZCSM; (1) and (4) thrust fault; (2) and (5) directional fault; (3) and (6) normal fault; broken lines, calculation according to Ranalli e Yin (1990).

De acordo com estudos de Shimada (1993), a presença de descontinuidades potencialmente reativadoras só é forte nas partes rasas da crosta (a profundidades relativas a 3 kbar de pressão), onde domina a lei de fricção de Byerlee (Sibson, 1985 e 1990). Já a profundidades maiores, a resistência à reativação é controlada por pressões confinantes altas, o que favorece a recristalização de minerais por metamorfismo (Groshong Jr., 1988). Além disso, a deformação é absorvida pelo crescimento dinâmico desses minerais (Sibson, 1977 e Ramsay e Huber, 1983).

Embora as técnicas de análises de *paleostress* reflitam as condições geológicas locais (Rawnsley *et al.* 1992 e Pollard *et al.* 1993), o conjunto das análises deve refletir o padrão das atitudes dos tensores da região (Angelier, 1984 e 1994), que podem, ainda, variar no interior de uma mesma entidade tectônica regional (Price e Cosgrove, 1990). No caso em estudo, a comparação das atitudes das feições contínuas das encaixantes no ponto A (fig. 3) ao padrão de esforços (fig. 8) revelou que o ângulo entre eles situa-se entre 15° e 20°, sendo perfeitamente compatível com os ângulos ideais de reativação ilustrados na figura 15.

4.3 - Natureza e Significado da Reativação

Sob o ponto de vista regional, as reativações de descontinuidades preexistentes em escala crustal têm sua origem em movimentos desconexos entre a litosfera e o manto subjacente (Watterson, 1975, Sykes, 1978). Por outro lado, Nur (1982) listou os principais tipos de mecanismos crustais capazes de causar reativações de grandes lineamentos, concluindo que, quando aparentemente não há movimentos registrados nas membranas marcadoras (os diques do EDCM - caso estudado), o principal mecanismo de reativação das descontinuidades preexistentes ocorreria por tensões verticais de soerguimento, que causariam deformações ao longo das zonas de fraquezas.

Todavia, se verdadeiro para o caso em estudo, o mecanismo de soerguimento causador da reativação nas descontinuidades preexistentes necessariamente teria o tensor principal (σ_1) com atitude vertical. Este fato não foi constatado pela análise de *paleostress* nas feições de deformação dos locais estudados (fig. 8). Alternativamente, a atitude dos tensores de *stress* obtida pelas mesofalhas poderia ser de caráter local, em um contexto regional. De outro modo, esta diferença de atitude poderia refletir pulsos de reativações diferentes (regime tectônico e idade). Como o estudo petrogenético das feições litoestruturais revelou dois ambientes diferentes, as duas hipóteses são plausíveis: formação de cataclastos coesos em adição a uma assembléia mineral formada durante o processo de reativação - a, no mínimo, 4 km de profundidade; e geração de *gouge* friável - em níveis crustais rasos. O primeiro ambiente revela um nível de erosão atual bem acentuado, porém com os dois sendo gerados em ambientes tectônicos cujo σ_1 é horizontal.

No quadro II, estão expostos os padrões de reativações de estruturas pretéritas, sobretudo com influência nas bacias sedimentares da região do nordeste oriental. Não se verifica relação alguma com a orientação dos tensores obtida no ponto A. Mesmo assim, suposições podem ser feitas a respeito da correlação com os estudos do quadro II. Considerando-se o magmatismo do EDCM como precedente ao tectonismo

que nucleou o *Rift* Potiguar, e que este se implantou sobre zonas de cisalhamento precambrianas reativadas (ver discussões de Oliveira, 1992 e constatações de Kinzel, 1988 e de Matos, 1992b), possivelmente os processos de reativações do estudo estão relacionados aos pulsos finais de formação do *Rift* Potiguar, uma vez que os locais de observação estão restritos às zonas de cisalhamento.

Por outro lado, se estes processos estiverem relacionados às deformações mais novas, deveriam mostrar semelhança com o *trend* dos esforços, constatado pelos estudos anteriores (Oliveira, 1985; Assumpção, 1992; Lima *et al.* 1993; Oliveira *et al.* 1993; entre outros), o que não se observa nos locais investigados. De qualquer maneira, sugerem-se dois pulsos de reativações, o que poderia validar as duas hipóteses.

Ainda são pouco estudadas as reativações de descontinuidades preexistentes ocorridas, no Cretáceo superior, na região da Bacia Potiguar, bem como o significado tectônico do magmatismo da Serra do Cuó (Campaniano; Lima *et al.*, 1985) e do magmatismo Macau (Eoceno-Oligoceno; Gomes *et al.* 1981 e Sial *et al.* 1981).

Szatmari *et al.* (1987) descreveram reativações de idade pós-aptiana na Falha de Sobral. Do mesmo modo, Françolin e Szatmari (1987) relatam deformações nas bacias interiores ao longo das zonas de cisalhamento NE-SW. Os autores identificaram ainda um evento compressivo de direção N-S e de idade pós-Campaniano que afetou a porção oeste da Bacia Potiguar e as bacias do Ceará e Barreirinhas. Tal compressão teria forte correspondência com o soerguimento da plataforma carbonática da Formação Jandaíra e com as megadobras na Calha de Benuê (oeste da África). Borges (1993) preconiza uma compressão NNW-SSE ocorrida em sedimentos do *Rift* Potiguar, sem, no entanto, afetar os sedimentos pós-*rift*. De acordo com o modelo de Matos (1992a e 1992b), a extensão NW-SE ocorrida na região durante o Neocomiano teria rotacionado para E-W no Barremiano (no início do processo de oceanização). Esta rotação, por si só, já provoca desestabilização no campo de *stress* capaz de reativar as zonas de fraquezas outrora estáveis.

Permanece, ainda, a incompatibilidade entre as atitudes dos tensores de *stress* obtidos nos pontos estudados com aqueles da literatura, o que torna conflitantes as idades calculadas para os eventos. Como se trata de um estudo localizado, o campo de tensões calculado pode refletir a resposta ao regime de esforços daquele local. Assim, a análise estrutural sistemática dos lugares onde os diques seccionam as zonas de cisalhamento permitiria o entendimento dos pulsos de reativações a que foram submetidas essas zonas, sobretudo do Cretáceo para o Recente.

QUADRO II/CHART II

EVIDÊNCIAS DE REATIVAÇÕES DE DESCONTINUIDADES PREEXISTENTES E/OU ANÁLISES DE PALEOSTRESS NA REGIÃO DA BACIA POTIGUAR E ADJACÊNCIAS
 FAULT REACTIVATION EVIDENCES AND/OR PALEOSTRESS ANALYSIS IN THE POTIGUAR BASIN REGION AND ADJACENT AREA

(a) COMP. (b) EXT.	IDADE	DADOS ESTRUTURAIS	LOCAL	ESTRUTURAS REATIVADAS	REFERÊNCIAS
(b) N-S	Titoniano/ Neocomiano	trajetórias de <i>paleo-stress</i> (diques) e mesofalhas	borda S e SW da Bacia Potiguar		Oliveira (1992) e (1994)
(b) NNW-SSE	Neocomiano	sistemas conjugados de mesofalhas	extremo SW do <i>Rift</i> Potiguar	zona de cisalhamento de Portalegre	Kinzel (1988)
	Neocomiano	anisotropias crustais com base em reflexão sísmica profunda	porção SW do <i>Rift</i> Potiguar metassedimentos e seu embasamento	zonas de cisalhamento e/ou zonas de contato	Matos (1989)
(b) NNW-SSE	Cretáceo inferior	micro e mesofalhas	Bacia do Rio do Peixe	lineamento de Patos	Sénant Popoff (1991)
(b) NNW-SSE	Neocomiano	mesofalhas	Bacia do Rio do Peixe	lineamento de Patos	Françolin (1992)
(b) NW - SE	Cretáceo inferior	mesofalhas e mesodobras, abatimento de camadas	Bacia de Iguatu	zonas de cisalhamento de Orós e Tarajuba	Bedregal <i>et al.</i> (1992)
(a) ESE-WNW		mesoestruturas frágeis em geral	SW do Rio Grande do Norte	zona de cisalhamento de Portalegre	Oliveira (1985)
(a) WNW-SSE	Cretáceo médio/superior	mesofalhas, padrão de faturamento, abatimento de camadas	NW do Ceará	lineamento de Sobral e Pedro II	Destro <i>et al.</i> (1994)
(a) NNW-SSE	Aptiano	antiformes, espessamento de camadas e falhas reversas	<i>Graben</i> de Apodi, SW do <i>Rift</i> Potiguar	principais falhas delimitadoras do <i>graben</i>	Borges (1993)
	Aptiano/ Barremiano	antiformes e falhas inversas	<i>Graben</i> de Apodi, SW da Bacia Potiguar	Falha de Mulungu	Matos (1992b)
(a) NW-SE/ N-S	pós-Aptiano	feições litoestruturais, abatimento de grandes blocos	cercanias de Sobral e borda e da Bacia do Parnaíba	zona de cisalhamento de Sobral	Szatmari <i>et al.</i> (1987)
(a) N-S	pós-Campaniano	soerguimento da plataforma carbonática	W da Bacia Potiguar e Bacia do Ceará	principais falhas do <i>Rift</i> Potiguar	Françolin e Szatmari (1987)
(a) N-S e ENE-WSW/ EW	Dois pulsos: - pós-Campaniano e Pleistoceno e Holoceno	<i>breakout</i> de poços, mesoestruturas e fotolineamento interpretados em imagens de satélites	região da Bacia Potiguar	estruturação frágil do embasamento	Lima <i>et al.</i> (1993)
(a) N-S		mesofalhas e dobras decamétricas	N de Afonso Bezerra (RN)	lineamento de Afonso Bezerra	Oliveira <i>et al.</i> (1993)
	Oligoceno/ Mioceno	feições litoestruturais	região de Afonso Bezerra	lineamento de Afonso Bezerra	Hackspacher <i>et al.</i> (1985)
	Plioceno (?)	análise morfotectônica, perfis litológicos	região de Natal (RN)	lineamentos do embasamento cristalino	Bezerra <i>et al.</i> (1993)
(a) ENE-WSW e ES WNW	Holoceno	mecanismo focal e <i>breakout</i> de poço. <i>Trends</i> erosionais	E da Bacia Potiguar (João Câmara, RN) e Bacia do Ceará	falha SW-NE a 8/10 km de profundidade com rejeito direcional	Assumpção (1992) e Lima <i>et al.</i> (1990).

5 - CONCLUSÕES

Algumas conclusões relevantes foram obtidas a respeito dos mecanismos e das condições físico-químicas do tectonismo gerador das reativações das descontinuidades preexistentes na região.

Quando se observam os diques do EDCM cortando as zonas de cisalhamento pré-cambrianas, é notória sua deformação. O bom conhecimento das condições tectônicas, petrogenéticas e da idade validam estes diques como excelentes marcadores ("membrana") dos pulsos de deformação que ocorreram após sua intrusão na região da Bacia Potiguar.

A anisotropia potencialmente a ser reativada das rochas encaixantes, no local de estudo, é sobretudo a foliação milonítica que, regra geral, é subvertical. Pela análise das guirlandas de eixo-C de quartzo foi possível reconhecer os mecanismos de deformação atuantes durante a milonitização – cisalhamento simples com deslizamentos intracristalinos essencialmente basais, seguidos de recristalização dinâmica.

As feições litoestruturais características das reativações nos diques e nas rochas encaixantes adjacentes são, principalmente, brechas, cataclastos coesos, *gouge*, além do desenvolvimento de uma foliação incipiente nos diques e fraturas híbridas preenchidas por minerais fibrosos. A paragênese mineral desenvolvida durante a reativação da ZCSM (serpentina + clorita + dolomita + calcita + opacos + sílica amorfa etc.) revelou: (a) fácies metamórficas de baixo grau 200-350°C e 0,5 a possivelmente 7 kbar, o que indica um nível crustal de reativação entre 0,5 km e 7,5 km de profundidade; (b) pressão de fluidos mais efetiva do que a litoestática - evidenciada pelo grau de coesão (com coeficientes de fricção próximos de 0,6) e composição da matriz das rochas cataclásticas. O aparecimento de fraturas híbridas reflete zonas de baixas taxas de deformação, porém contínuas e maiores do que nos cataclastos. O conjunto acima indica que a reativação se processou na faixa inferior ao "regime friccional", na passagem de um contexto rúptil para rúptil-dúctil.

O desenvolvimento de *gouge* provavelmente se traduz em outro pulso de reativação, em um nível crustal bem mais raso. Este fato é reforçado pela incoerência do padrão da atitude do *paleostress* das mesofalhas das adjacências.

As atitudes dos tensores de *paleostress* obtidas a partir das mesofalhas estriadas simples e das conjunções delas sugeriram compressão NE-SW e extensão NW-SE, com uma pequena componente normal (mergulhos de 10° a 20°). Os tensores obtidos a partir das mesofalhas das adjacências do ponto A não foram consistentes com os evidenciados pelas fraturas híbridas, indicando, provavelmente, essa outra fase de reativação. No caso das fraturas híbridas, o ângulo entre a direção das

descontinuidades pretéritas e a direção do vetor tensão principal σ_1 é perfeitamente compatível com os ângulos ideais para reativação de descontinuidades preexistentes demonstrados na literatura.

A idade da reativação em estudo ainda não está clara. As atitudes dos tensores de esforços calculados não mostraram correlação com o vetor σ_1 regional de estudos já publicados. Contudo, considerando-se que: 1) só se observa deformação onde os diques cortam zonas de cisalhamento reativadas durante a formação do *Rift* Potiguar (Neocomiano); 2) o EDCM precede o tectonismo que nucleou e implantou tal *rift*; é possível estabelecer uma relação genética entre o processo de reativação e a implantação do *rift*. A deformação dos diques também pode refletir um pulso mais novo, onde a inconsistência dos tensores é explicada por perturbações no campo de *stress* no local estudado.

AGRADECIMENTOS

A pesquisa foi, em parte, financiada pelo convênio PETROBRAS/UFOP e pela PETROBRAS/DEPEX/DEBAR. Uma parte significativa deste trabalho não seria realizada não fosse a colaboração de Daisy B. Alves e Ana Maria P. Mizusaki (PETROBRAS/CENPES/DIVEX/SETEC). Os autores ainda agradecem a Renato Matos, Luciano Magnavita e Hamilton Rangel pelas discussões, revisão técnica, comentários e sugestões. A Hung K. Chang, pelo incentivo no decorrer do trabalho. A Vagner Beraldo e Sidney Roos, em nome da PETROBRAS/DEBAR/DIREX, pela permissão do desenvolvimento do trabalho; a Eduardo Bagnoli e Ubiraci Soares, pela revisão do trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLMENDINGER, R. W., CHARLESWORTH, H. A. K., ERSLEV, E. A., GUTH, P., LANGENBERG, C. W., PECHER, A., WHALLEY, J. S. Microcomputer techniques and applications: microcomputer software for structural geologists. *Journal of Structural Geology*, v. 13, n. 9, p. 1079-1083, 1991.
- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., NEVES, B.B.B., FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. Atas... Campina Grande. Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo do Nordeste, 1977. p. 363-391 (SBG-NE. Boletim, 6).
- ALMEIDA, F.F.M., CARNEIRO, C. D. R., MACHADO JUNIOR, D. L., DEHIRA, L. K. Magmatismo pós-paleozóico no Nordeste Oriental do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 18, n. 4, p. 451-462, 1988.
- ALVES, D. B., MIZUSAKI, A. M. P. *Análise químico-mineralógica de amostra de dique da Bacia Potiguar*. Rio

- de Janeiro : PETROBRAS.CENPES.DIVEX, 1993. 4p. (Comunicação Técnica SETEC 15/93).
- ANDERSON, E. M. *The dynamics of faulting and dyke formation, with applications to Britain*. 2. ed. Edinburgh : Oliver and Boyd, 1951. 206p.
- ANDERSON, J. L., OSBORNE, R. H., PALMER, D. F. Petrogenesis of cataclastic rocks within the San Andreas Fault Zone of Southern California, USA. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 67, p. 221-249, 1980.
- ANDERSON, J. L., OSBORNE, R. H., PALMER, D. F. Cataclastic rocks of the San Gabriel Fault : an expression of deformation at deeper crustal levels in the San Andreas Fault Zone. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 98, p. 209-251, 1983.
- ANGELIER, J. Tectonic analysis of fault slip data sets, *Journal of Geophysical Research*, Washington, v. 89, (B) n. 7, p. 5835-5848, 1984.
- ANGELIER, J. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In : HANCOCK, P. L. (ed.). *Continental Deformation*. Oxford : Pergamon, 1994. p. 53-100.
- ANGELIER, J., MECHLER, P. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, v. 19, n. 6, p. 1309 - 1318, 1977.
- ASSUMPÇÃO, M. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, Washington, v. 97, (B) n. 8, p. 11889-11903, 1992.
- AYDIN, A., RECHES, Z. Number and orientation of fault sets in the field and experiments. *Geology*, Boulder, v. 10, p. 107-112, 1982.
- BAILEY, S. W. Structures of layer silicates. In : BRINDLEY, G. W., BROWN, G. (eds.). *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. London : Min. Soc., 1980 p. 2-123.
- BEACH, A. Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian Complex. *Journal of Structural Geology*, Oxford, 1980, v. 2, n. 1/2, p. 257-263.
- BEDREGAL, R. P., SZATMARI, P., CHEMALE JUNIOR, F. Evolução estrutural da Bacia de Iguatu, Ceará. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. *Anais...* São Paulo : SBG, 1992, v. 1, p. 569-570 (Boletim resumos expandidos).
- BELLIENI, G., MACEDO, M.H.F., PETRINI, R., PICCIRILLO, E.M., CAVAZZINI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P., ERNESTO, M., MACEDO, J.W.P., MARTINS, G., MELFI, A. J., PACCA, I. G., MIN, A. Evidence of magmatic activity related to middle jurassic and lower cretaceous rifting from Northeastern Brazil (Ceará Mirim) : K-Ar age, paleomagnetism, petrology and Sr Nd isotope characteristics. *Chemical Geology*, Amsterdam, v. 97, n. 1/2, p. 9-32, 1992.
- BERGER, A. R. Dynamic analysis using dikes with oblique internal foliations. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, v. 82, p. 781-786, 1971.
- BERMAN, R. G., ENGI, M., GREENWOOD, H. J., BROWN, I. H. Derivation of internally-consistent thermodynamic data by the technique of mathematical programming : a review with application to the system MgO-SiO₂-H₂O. *Journal of Petrology*, v. 27, p. 1331-1364, 1986.
- BEZERRA, F.H.R., SAADI, A., MOREIRA, J.A.M., LINS, F.A.P.L., NOGUEIRA, A.M.B., MACEDO, J.W.P., LUCENA, L.F., NAZARÉ JUNIOR, D. Estruturação neotectônica do litoral de Natal - RN, com base na correlação entre dados geológicos, geomorfológicos e gravimétricos. In : SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4., 1993, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte : SGB, 1993. P. 317-321 (SBG-MG. Boletim, 12).
- BORGES, W.R.E. *Caracterização Estrutural da Porção sudoeste do Rift Potiguar*. Ouro Preto : UFOP/DEGEO, 1993. 157p. Dissertação (Mestrado).
- BORRADAILE, G. J. The internal tectonic fabric of minor intrusions and their potencial as regional palaeostress indicators. *Geological Magazine*, Cambridge, v. 123, n.6, p. 665-671, 1986.
- BOUCHEZ, J. L. *Le quartz et la cinématique des zones ductiles*. Nantes : University, 1977 (Thèse 3. cycle, Université Nantes).
- BRACE, W.F., KOHLSTED, D.L. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, v.85, n. B11, p. 6248-6252, 1980.
- BRUTON, C.J., HELGESON, H.C. Calculation of the chemical and the thermodynamic consequences of differences between fluid geostatic pressure in hydrothermal systems. *American Journal of Sciences* v. 283-A, p. 540-588, 1983.
- CADMAN, A.C., TARNEY, J., PARK, R. G., ERMANOVICS, I. F. *Retrogression, geochemical alteration and deformation in Proterozoic mafic dykes hospedale block, labrador*. Lithos, Amsterdam, v. 29, p. 141-156, 1992.
- CARTER, N. L., KRONENBERG, A. K., ROSS, J. V., WILTSCHKO, D. V. Control of fluids on deformation of rocks. In : KNIPE, R. J., RUTTER, E. H. (Eds.). *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*. London: Geological Society, 1990. p. 1-13. (Geological Society of London. Special Publication, 54).
- CHANG, H. K., KOWSMANN, R. O. Interpretação genética das seqüências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 17, n. 2, p.74-80, 1987.

- CRUZ JUNIOR, F. W., BEZERRA, F. H. R., AMARO, V. E. Controle tectônico na origem de feições cársticas em rochas da Formação Jandaíra-Bacia Potiguar : resultados preliminares. In : SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., 1993, Natal. [Anais...] Natal : Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo do Nordeste, 1993. p. 66-67.
- DESTRO, N., SZATMARI, P., LADEIRA, E. A. Post-Devonian transpressional reactivation of a proterozoic ductile shear zone in Ceará NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, Oxford, v. 16, n. 1, p. 35-45, 1994.
- ENGELDER, J. T. Cataclasis and the generation of fault gouge. *Bulletin of the Geological Society of America*, Boulder, v. 12, n. 85, p. 1515-1522, 1974.
- ETHERIDGE, M. A. On the reactivation of extensional fault systems. *Philosophical Transactions Royal Society of London*, London, n. 317, p. 179-194, 1986.
- ETHERIDGE, M. A., WALL, V. J., COX, S. F., VERNON, R. H. High fluid pressure during regional metamorphism and deformation : implications for mass transport and deformation mechanisms. *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 4344-4358, 1984.
- FORTES, F. P. Mapa geológico da Bacia Potiguar (escala 1.100.000), a origem da Bacia Mesozóica do Apodi como decorrência do ciclo tectono-orogênico brasileiro. Natal: PETROBRAS. DEBAR. DINTER, 1987, 116 p. (Relatório interno).
- FRANÇOLIN, J. B. L. *Analyse structurale du Bassin du Rio de Peixe (Brésil)*. Rennes : Université de Rennes I, 1992. 240 p. These (Doc). Centre Américain d'Etude Structurale des Socles, Mémoires et Documents, 46).
- FRANÇOLIN, J. B. L., SZATMARI, P. Mecanismo de rifting da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 17, n. 2, p. 196-207, 1987.
- FREY, M. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In : FREY, M. (Ed.). *Low temperature metamorphism*. New York: Blackie, 1987. 351 p.p. 9-58.
- GOMES, J. R. C., GATTO, C. M. P., SOUZA, G. M. C., SILVA, L. D., PIRES, J. L., TEIXEIRA, W., FRANÇA, F. A. B., CABRAL, E. M. A., MENOR, E. A., MONTEIRO, N.B., BARROS, M. J. G., RIBEIRO, A. G., LIMA, C. A., FONSECA, R. A. Geologia. In: *Projeto RADAMBRASIL : levantamentos de recursos naturais*. Rio de Janeiro : Ministério das Minas e Energia, 1981. p. 27-300. (Folhas Jaguaribe, v. 23).
- GROCOTT, J. The relationship between precambrian shear belts and modern fault systems. *Journal of the Geological Society of London*, London, v. 133, p. 257-262, 1980.
- GROSHONG JR., R. H. Low temperature deformation mechanisms and their interpretation. *Bulletin of the Geological Society of America*, Boulder, v. 100, p. 1329-1360, 1988.
- HACKSPACHER, P. C., OLIVEIRA, D. C. A evolução estrutural das zonas de cisalhamento de Portalegre e Santa Mônica (RN) In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro : Anais... Rio de Janeiro : SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA, 1984. p. 1679-1692.
- HANCOCK, P. L. Brittle microtectonics : principles and practice. *Journal of Structural Geology*, v. 7, n. 3/4, p. 437-457, 1985.
- HUYGHE, P., MUGNIER, J. L. Short-cut geometry during structural inversions : competition between faulting and reactivation. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, v. 163, n. 6, p. 691-700, 1992.
- HACKSPACHER, P. C., OLIVEIRA, D. C. Processos de formação e recristalização na zona de cisalhamento de Portalegre - RN : um exemplo de regimes dúcteis, frágeis-dúcteis e frágeis associados. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. *Boletim*. Goiânia : Sociedade Brasileira de Geologia, 1986. p. 172.
- HACKSPACHER, P. C., CORSINO, A. R., SRIVASTAVA, N. K., TIRIBA, V. F. A Falha de Afonso Bezerra como evidência de significativa tectonismo frágil NW-SE, na Bacia Potiguar emersa. *Boletim do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte*. Natal, n. 10, p. 34-44, 1985.
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D., WILLIAMS, P. F. *Geologia estrutural*. Barcelona : Omega, 1981, 518 p.
- JOHANNES, W. An experimental investigation of the system MgO-SiO₂-H₂O-CO₂. *American Journal Science*, New Haven, v. 267, n. 37, p. 1083-1104, 1969.
- KINZEL, J. M. *Reativação mesozóica de lineamentos pré-cambrianos na margem sudoeste da Bacia Potiguar*. Ouro Preto : Universidade Federal de Ouro Preto, 1988. 122p. Dissertação.
- LEGRAND, J.M. Estudo do equilíbrio das reações no quadro de uma fase fluida mista H₂O-CO₂, aplicado a corpos serpentiniticos na região de Lages (RN), In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. *Resumo...* Recife : Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. 446p. p.85.
- LETOUZEY, J. , WERNER, P., MARTY, A. Fault reactivation and structural inversion. Backarc and intraplate compressive deformations. Example of the Eastern Sunda shelf (Indonesia). *Tectonophysics*, Amsterdam, v.183, p. 341-362, 1990.
- LIMA, C.C., VIVIERS, M.C., MOURA, J.R.S., SANTOS, A.A.M., CARMO, I.O. O Grupo Barreiras na Bacia Potiguar : relações entre o padrão de afloramento, estruturas pré-barreiras e o neotectonismo. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. *Anais...* Natal ; Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. v.2, p. 607-620.
- LIMA, C. C., LIMA NETO, F. F., FONSECA, L.E.N., BENTZ, C., GUSSO, G.N. Correlações entre o campo de tensões,

- neotectônica, a topografia e as estruturas geológicas na Bacia Potiguar. In : SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15., 1993, Natal. *Anais...* Natal : Sociedade Brasileira de Geologia, 1993. 382 p. p.69.
- LIMA, M. T., ENDO, I., DUARTE, M.T. *Sistema integrado para determinação de direções de paleotensões principais*. Rio Claro : Universidade de São Paulo, 1990. Trabalho apresentado no Simpósio de Quantificação em Geociências, 1990. Rio Claro. Não publicado.
- LIMA NETO, F. F. *Magmatismo pós-paleozóico na área da Bacia Potiguar, comentários sobre as informações disponíveis*. Natal : PETROBRAS. DEBAR, 1985. 18f. (Relatório interno).
- LIU, J.G., MARUYAMA, S., CHO, M. Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rock-mineral assemblages and mineral facies. In : FREY, M. (Ed.) *Low temperature metamorphism*. Glasgow : Blackie, 1987. p.59-113.
- LISLE, R.J. Paleostress analysis from sheared dike sets. *Geological Society of American Bulletin*, v. 101, p. 968-972, 1989.
- MACINTYRE, R. M. Anorogenic magmatism, plate motion and Atlantic evolution. *Journal of Geological Society, London*, v. 133, p. 375-384, 1977.
- MANNING, A. H., DI BOER, J. R. Deformation of mesozoic dikes in New England. *Geology*, Boulder, v. 17, p. 1016-1019, 1989.
- MATOS, R. M. D. The Northeast Brazilian rift systems. *Tectonics*, Washington, v. 11, n. 4, p. 766-791, 1992a.
- MATOS, R. M. D. *Deep seismic profiling, basin geometry and tectonic evolution of intracontinental rift basins in Brazil*, Ithaca : Cornell University, 1992b. 276 p. Tese (Doutorado).
- MATOS, R. M. D. *Resolução sísmica versus modelos geológicos na exploração da Bacia Potiguar*. Natal : PETROBRAS.DEBAR.DIREX.SERINT, 1993. 10f. Relatório interno.
- MCKENZIE, D. P. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planetary and Science Letters*, Amsterdam, v. 40, n. 1, p. 25-32, 1978.
- MORAIS NETO, J. M. Mapeamento geológico da zona cisalhamento Portalegre (ZCP) e encaixantes, numa área entre Caraúbas, Apodi e Umarizal (RN), Natal : Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 1987. 224 p. (Relatório de graduação).
- NUR, A. The origin of tensile fracture lineaments. *Journal of Structural Geology*, Pergamon, v. 4, n. 1, p. 31-40, 1982.
- OLIVEIRA, D. C. Análise da trama em milonitos da Falha de Portalegre (RN). Natal : Universidade do Rio Grande do Norte, 1985. 120 p. (Relatório interno).
- OLIVEIRA, D. C. *O papel do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim na evolução tectônica do Nordeste Oriental (Brasil) : implicações na formação do Rift Potiguar*. Ouro Preto : Universidade Federal de Ouro Preto, 1992. 172 p. Dissertação (Mestrado).
- OLIVEIRA, D. C. Novas considerações sobre a evolução tectônica do Enxame de Diques Rio Ceará Mirim - Nordeste Oriental do Brasil. *Revista da Escola de Minas*, Ouro Preto, v.47, n. 1, p. 52-53, 1994.
- OLIVEIRA, D. C., CHANG, H. K. Petrogênese do magmatismo Rio Ceará Mirim (Nordeste Oriental do Brasil) : um exemplo da utilização de um enxame de diques no estudo dos processos termo-mecânicos da litosfera. In : CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 3., 1993, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 1993. v. 2, resumos expandidos, p. 1122-1127.
- OLIVEIRA, D. C., MATOS, R. M. D., SOARES, U. M. Contribuição ao estudo das estruturas rasas na Bacia Potiguar : análise estrutural do afloramento de Afonso Bezerra (RN) e adjacências. In : SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4., Belo Horizonte, 1993. *Anais ...* Belo Horizonte : Sociedade Brasileira de Geologia, 1993. p. 306-311. (Boletim 12).
- POLLARD, D. D., SALTZER, S. D., RUBIN, A. M. Stress inversion methods: are they based on fault assumptions? *Journal of Structural Geology*, Oxford, v. 15, n. 8, p. 1045-1054, 1993.
- PRICE, N. J., COSGROVE, J. W. *Analysis of geological structures*. Cambridge : Cambridge University, 1990. 502 p.
- RALEIGH, C. B., PATERSON, M. S. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, Washington, v. 70, n. 16, p. 3965-3985.
- RANSAY, J. G., HUBER, M. I. *The techniques of modern structural geology*. London : Academic Press, 1983. 307 p. v.1.
- RANALLI, G., YIN, Z. M. Critical stress difference and orientation of faults in rocks with strength anisotropies : the two dimensional case. *Journal of Structural Geology*, Pergamon, v. 12, n. 8, p. 1067-1071, 1970.
- RAWNSLEY, K. D., RIVES, T., PETIT, J. P., HENCHER, S. R., LUMSDEN, A. C. Joint development in perturbed stress fields near faults. *Journal of Structural Geology*, Pergamon, v. 14, n. 8/9, p. 939-951, 1992.
- RICHARD, P., KRANTZ, R. W. Experiments on fault reactivation in strike-slip mode. *Tectonophysics*. Amsterdam, v. 188, p. 177-131, 1991.
- SÁ, E. F. J. A evolução proterozóica da Província Borborema. In : SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 11., 1984, Natal. *Atas...* Natal : Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. p. 297-316.

- SANFORD, R. F. Mineralogical and chemical effects of hydration reactions and applications to serpentinization. *American Mineralogist*, Washington, v. 66, p. 290-297, 1981.
- SENANT, J., POPOF, M. Early Cretaceous extension in Northeast Brazil related to South Atlantic opening. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 198, p. 35-46, 1991.
- SHIMADA, M. Lithosphere strength inferred from fracture strength of rocks at high confining pressures and temperatures. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 217, p. 55-64, 1993.
- SIAL, A. N., LONG, L. E., PESSOA, D. A. R., KAWASHITA, K. Potassium-argon ages and strontium isotope geochemistry of Mesozoic and Tertiary basaltic rocks: Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 53, n. 1, p. 115-122, 1981.
- SIBSON, R. H. Fault and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London*, London, v. 133, p. 191-213, 1977.
- SIBSON, R. H. A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology*, Pergamon, v. 7, n. 6, p. 751-754, 1985.
- SIBSON, R. H. Conditions for fault-valve behaviour. In : KINIPE, R. J., RUTTER, E. H. (Eds) *Deformation mechanisms rheology and tectonics*, [s.l.], 1990. p. 15-28. (Geological Society Special Publication, 54).
- SWENSSON, E. Cataclastic rocks along the Nesodden Fault, Oslo Region, Norway : a reactivated precambrian shear zone. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 178, p. 51-65, 1990.
- SYKES, L. R. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Washington, v. 16, n. 4, p. 621-688, 1978.
- SZATMARI, P., FRANÇOLIN, J. B. L., ZANOTTO, O., WOLFF, S. Evolução tectônica da Margem Equatorial Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 17, n. 2, p. 180-188, 1987.
- TURCOTTE, D. L., TAG, P. H., COOPER, R. F. A steady state model for the distribution of stress and temperature on the San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research*, Washington, v. 85, n. b11, p. 6224-6230, 1980.
- WATTERSON, J. Mechanism for the persistence of tectonic lineaments. *Nature*, London, v. 253, p. 520-522, 1975.
- WEIMER, R. J. Recurrent movement on basement faults, a tectonic style for Colorado and adjacent areas. In : ROCK MOUNTAIN ASSOCIATION OF GEOLOGISTS SYMPOSIUM, 1980, [s. l.]. *Proceedings...* [s. l.] : [s. n.], 1980. p. 23-35.
- WHITE, S. H., BRETAN, P. G., RUTTER, E. H. Fault-zone reactivation : kinematics and mechanisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, London, v. 317A, p. 81-97, 1986.
- WICKS, F. J., O'HANLEY, D. S. Serpentine minerals : structures and petrologes. In : BAYLEY, S. W. (Ed). *Hidrous phyllosilicates (exclusive of micas)*. Washington : Mineralogical Society of America, 1988. p. 91-167 (Reviews in mineralogy, 19).
- WISE, D. V., DUNN, D. E., ENGELDER, J. T., GEISER, P. A., HATCHER, R. D., KISH, S. A., ODOM, A. L., SCHAMEL, S. Fault-related rocks : suggestions for terminology. *Geology*, Boulder, v. 12, p. 391-394, 1984.
- WOJTAL, S., MITRA, G. Strain hardening and strain softening in fault zones from foreland thrusts. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, v. 97, p. 674-687, 1986.
- ZHAO, G., JOHNSON, A. M. Sequential and incremental formation of conjugate sets of faults. *Journal of Structural Geology*, Pergamon, v.13, n. 8, p. 887-895, 1991.

EXPANDED ABSTRACT

Field studies have revealed that in the geologic context where igneous bodies of the Rio Ceará Mirim Dyke Swarm (EDCM) cross-cut the continuum structures of the Precambrian framework (mainly shear zones), deformational features related to the process of fault reactivation occur. In this particular case, the dykes act as a "membrane" registering the deformation process. Through detailed observations in outcrops and petrogenetic approaches where the lithostructures were observed, it was possible to constraint and make inferences about the physico-chemical conditions over a large area.

This paper emphasizes the importance of fault reactivation in the Potiguar Basin tectonic framework and shows that old discontinuities, such as Precambrian shear zones, operate as planes of weakness where repeated pulses of deformation take place and nucleate structures within the Basin.

The EDCM is located in the State of Rio Grande do Norte and part of the Ceará State (northeastern Brazil), it constitutes an elongated feature and extends over more than 500 km in length. The EDCM was a result of a continuous event ranging from 150 to 120 m.y. in age and is represented by two principal peaks of magmatism with averages of 145 and 130 m.y. in age. This Mesozoic magmatic activity is related to the tectonism developed during the breakup between South America and Africa, roughly synchronous with the rift stage of Brazilian Marginal Basins and, with special reference, to the Potiguar Rift.

As commented above, the dykes cut, generally at high angles, the precambrian framework structures, which include the regional shear zones (main feature), the continuous trace of foliation and the NW-SE regional fracture pattern. The shear zones characterizes mylonitic rocks derived from granitoids, schist and gneiss. From the analysis of meso and microstructures and quartz c-axis, the mechanisms of deformation, responsible for the fault reactivation in the mylonitic rocks - a combination of simple shear with process of dynamic recrystallization - were established.

The Potiguar Basin, which has suffered a significant number of fault reactivation pulses, is a Cretaceous atlantic passive margin basin, with three main tectono-stratigraphic stages: "rift stage" (Neocomian to Early Aptian) - characterized by a succession of continental shales and turbidites; "transitional stage" (Aptian to Albian) - comprising mixed carbonates, shales and marls; and, "thermal stage" (Albian to Recent) - that is characterized by shallow shelf carbonates and shallow to deep marine pelitic and turbiditic deposits.

The process of fault reactivation developed joints and cataclastic rocks in deformed dykes (a good example of a "deformation registering membrane") and coarse cataclastic to gouge zones in the basement host rocks. The joints are few meters long and less than 2 centimeters wide, and were filled mostly with serpentine and calcite. Following this event, some of these joints slipped dextral or left-laterally and became hybrid fractures. The microscopic structures and the mineral assemblage within the hybrid fractures were examined in thin sections and by X-ray diffractogram. The investigated material have revealed a strong influence of fluid pressure on the mineral growing process. The cataclasite component material is characterized by a coarse cataclastic to ultracataclastic texture. Subangular fragments derived predominantly from clinopyroxenes and plagioclases, occur in a fine-grained unfoliated matrix. The fragments ranges in size from few microns to few millimeters and usually show no preferred crystallographic orientation. The typical grain size of the matrix is smaller than one micron. At the expense mainly of clinopyroxene, plagioclase and matrix there was growth of new minerals such as chlorite, serpentine, white mica, carbonates, uvarovite, maghemite and opaques. In the cataclasites derived from basement host rocks, there exist only microfractures filled by quartz. Gouge zones is poorly consolidated and comprise isotropic material.

In addition to the cataclastic textures, the generation of new minerals and the mineralogic changes in the deformed diabase dykes constraint the P-T conditions of fault reactivation. The deformation process take place under temperatures of 200-350°C, pressures of 0.5-7.0 kbar and depths of 0.5-7.5 km (considering a normal geothermal gradient). These data are consistent with low-grade metamorphic facies and crustal level where the frictional regime is effective. The gouge zones represent the last pulses of fault reactivation processes at shallow crustal level.

The kinematic behaviour of the hybrid fractures provides equivalent dynamic analysis information using the "right dihedral method". Thus, a NE-SW compression (σ_1) during the tectonism of fault reactivation was deduced. In order to understand the timing, tectonic significance and nature of the study tectonic process, comparisons were made with other published data. There is no correspondence between paleostress of fault reactivation and stress tensors recognized by many investigators, in different times. Filtering the neotectonic regional axes of paleostress, it is reasonable to believe in its relationship with the process of fault reactivation during Neocomian rift phase of the Potiguar Basin.