



Tectônica da Formação Barreiras no Baixo Vale Do Rio Jaguaribe, CE

Antonio de Oliveira Gomes Neto¹, Norberto Morales², Glória Maria Silva Hamelak³

Recebido em 25 de maio de 2012/Aceito em 14 de janeiro de 2013

Resumo

Pesquisas geológicas e geomorfológicas realizadas na região do Baixo Vale do Rio Jaguaribe (Ceará), visam elucidar o papel do regime neotectônico na evolução cenozóica regional. São reconhecidos elementos morfoestruturais e morfotectônicos bem marcados, caracterizados pelo desenvolvimento das formas de relevo, arranjo do padrão de drenagem e distribuição das unidades litológicas marcada por contatos retilíneos. A Formação Barreiras representa o maior conjunto litológico cenozóico, constituído por arenitos, siltitos e conglomerados diversos, sedimentados em ambientes de depósitos residuais de canais, corrida de detritos e fluvial entrelaçados. O padrão de fraturamento é consistente e observado nas rochas repetindo as orientações do embasamento e da Formação Jandaíra (Cretáceo). As direções principais das falhas e juntas são N-S, NE-SW, NW-SE e E-W e se ajustam aos traços retilíneos do rio Jaguaribe e seus afluentes mostrando a importância da orientação de juntas no controle da drenagem local. Análise dos eixos de paleotensões permite o reconhecimento de três etapas evolutivas. Estes eventos reativaram as estruturas do embasamento cristalino, promovendo a manifestação de seus principais traços de fraturas no controle da implantação dos ambientes deposicionais, da rede de drenagem e da conformação do relevo nas diversas etapas evolutivas regionais.

Palavras-chaves: neotectônica, eixos de paleotensão, Formação Barreiras.

Abstract

Geological and geomorphological surveys were conducted in the Lower River Valley Jaguaribe (Ceará), to elucidate the role in the evolution of the system neotectonic regional Cenozoic. Morphostructural and morphotectonic elements are recognized well marked, characterized by the development of landforms, the arrangement of the drainage pattern and distribution of lithologic units marked by lithological boundaries straight. Barreiras Formation represents the largest set Cenozoic geology, consisting of sandstones, siltstones and conglomerates diverse sedimented in environments residual deposits of channels, river debris and race intertwined. The fracture pattern observed is consistent and repeating the directions on the rocks of the basement and Jandaíra Formation (Cretaceous). The main directions of faults and joints are NS, NE-SW, NW-SE and EW fit to straight lines Jaguaribe river and its tributaries showing the importance of the orientation of joints in the control of local drainage. Analysis of the axes of paleostress allow the recognition of three evolutionary stages. Such events reactivated basement structures, promoting the expression of its main fracture lines to control deployment of depositional environments, the drainage network and the conformation of the relief in the various regional development phases.

Keywords: Neotectonic. Paleostress axes. Barreiras Formation.

¹Universidade Estadual do Ceará-UECE –email: agomes@uece.br - Campus do Itaperi - Av. Paranjana 1700 - CEP 60740-000. ²Universidade Estadual Paulista-UNESP – email: nmorales@rc.unesp.br ³Universidade Federal do Ceará – UFC - email: hamelak@gmail.com

1. Introdução

Com base em levantamentos geológicos no baixo vale do rio Jaguaribe, NE do Ceará (Fig. 1) foi possível reconhecer a distribuição dos sedimentos atribuídos à Formação Barreiras na região, bem como a caracterização de deformação tectônica associada a este conjunto de rochas.

Caracterizam a área sete feições geomorfológicas, a saber: faixa litorânea, tabuleiros pré-litorâneos, planícies fluviais, planícies flúvio-marinhas, Chapada do Apodi, Depressão Sertaneja e os maciços residuais. Depósitos eólicos com dunas fixas e móveis compõem um cordão contínuo paralelo à linha de costa, recobrando nesta faixa os sedimentos da Formação Barreiras (Fm. Barreiras). A distribuição desta formação ocorre ao longo dos tabuleiros pré-litorâneos, formando extensa faixa de ocorrência.

O controle estrutural desta unidade é denunciado por alinhamentos de relevo e contatos retilíneos entre esta unidade e as rochas mesozóicas da Bacia Potiguar e a planície de inundação do rio Jaguaribe. O sistema de drenagem também denuncia este forte controle estrutural, marcado por segmentos retilíneos e cotovelos angulosos do rio principal, forte orientação de seus afluentes e alinhamento de relevo no limite entre o tabuleiro pré-litorâneo e a planície de inundação, ao qual se associa alinhamento de zonas de confluência de drenagem. A Chapada do Apodi é sustentada por rochas da Bacia Potiguar, com traços estruturais herdados desta mesma estrutura, permitindo uma suposição de uma atuação morfoestrutural, como herança das feições mesozóicas para o quadro geomorfológico atual. Os relevos residuais são sustentados pelas serras do Ererê e dos Dantas, onde o forte controle estrutural é dado pelos traços da foliação principal das rochas pré-cambrianas representadas por xistos e principalmente quartzitos.

2. Geomorfologia dos Tabuleiros Pré-Litorâneos

Os tabuleiros pré-litorâneos correspondem a uma faixa de largura variável chegando a cerca de 30 km, praticamente contínua, ao longo do litoral, sendo interrompida pelos estuários dos rios Jaguaribe e Pirangi. A altitude média varia entre 70 a 100 m. Estão situados à retaguarda e por baixo do cordão de dunas gradando sem ruptura topográfica para os sedimentos que compõem a Bacia Potiguar ou a depressão sertaneja. A intermitência da drenagem e seu aprofundamento muito fraco não permitem definir o limite entre os tabuleiros e a depressão sertaneja, sendo por este motivo estabelecido um contato aproximado.

Tais feições são constituídas litoestratigraficamente por sedimentos cenozóicos da Fm. Barreiras, representados por material areno-argiloso ou argilo-arenoso, de cor creme amarelada a vermelha, com estratificação indistinta. Exibe-se como uma superfície rampeada com caimento topográfico suave na direção da linha de costa, cujo declive é inferior a 5%, compondo um *glacis* de acumulação.

A Formação. Barreiras pode, em alguns trechos, terminar abruptamente sob forma de paredões escarpados, esculpidos pelas marés ou ventos, formando belas falésias, como a da praia de Canoa Quebrada. O processo de recuo por solapamento das falésias, exhibe na faixa praiana alguns afloramentos rochosos que formam plataformas de abrasão ou *beach rocks* areníticos, normalmente com coloração cinza escura a esverdeado, com matriz silto-argilosa e cimento calcífero.

Na análise da evolução morfodinâmica do Nordeste brasileiro os autores são unânimes em afirmar a importância do controle tectônico e a influência das oscilações paleoclimáticas, controladas pelas alternâncias de glaciações e deglaciações que afetaram os hemisférios Norte e Sul durante o Quaternário, na determinação da morfologia da região.



Fig.1- Mapa de localização da área de estudo.

Os depósitos sedimentares representam a maior abrangência espacial na área de estudo constituindo vastos setores representados pela Bacia Potiguar, Fm. Barreiras, sedimentos fluviais e flúvio-marinhos e pela faixa litorânea. Observa-se o predomínio de arenitos, conglomerados, siltitos, calcário e argilitos. Ocorrem relevos tabuliformes (tabuleiro pré-litorâneo) ou cuestiformes (Chapada do Apodi), condicionados pela maneira de disposição dos estratos. Na faixa pré-litorânea os depósitos cenozóicos inconsolidados da Fm. Barreiras têm distribuição extensiva, constituindo uma morfologia com peculiaridades próprias.

A diversificação litológica observada nos vários setores da área, traz reflexos significativos no quadro geomorfológico. A elas se aliam os fatores diastróficos que tenderam a comandar as

subdivisões morfoestruturais.

A análise geomorfológica da área revela que, apesar da predominância das superfícies degradacionais, onde se verifica o aplainamento indiscriminado da topografia com relevos residuais esparsos, as evidências tectônicas são ainda marcantes. A prova disso é a existência de cristas cristalinas alinhadas, a retificação de diversos trechos de rios e riachos, como o Jaguaribe e seus afluentes e o contato litológico retilíneo entre a cobertura dos sedimentos do Barreiras e os depósitos da bacia Potiguar, confirmando assim o estreito vínculo entre a neotectônica e a morfologia da área.

Nas áreas sedimentares observa-se a pediplanização resultante da erosão lateral em talwegues, mostrando que a drenagem principal, o

rio Jaguaribe e seus afluentes, estão dissecando a área e ao mesmo tempo depositando sedimentos no vale de inundação principal. Mesmo assim é possível encontrar sinais de atuação dos agentes endógenos, que influíram na dissecação do relevo e passaram a orientar os cursos fluviais em épocas recentes. Um exemplo da tectônica recente pode ser demonstrado pela existência de uma série de afluentes do rio Jaguaribe, como também trechos deste, que se encontram orientados devido à tectônica compressiva WNW-ESE relacionada com os movimentos da Placa Sul-Americana.

Nas áreas de cobertura sedimentar os relevos apresentam-se influenciados pela disposição das camadas, cuja inclinação costuma ser a mesma da topografia. Exemplo representativo é dado pelos sedimentos da Fm. Barreiras e da Bacia Potiguar que formam rampas com caimento aproximadamente de 05° para o norte.

3. Análise de drenagem

Na análise neotectônica é importante a compreensão das feições anômalas, aquelas que diferem do arranjo geral dos elementos. O movimento neotectônico exerce um papel relevante na evolução da paisagem devido aos seus movimentos de soerguimentos ou de subsidência que vão influenciar, principalmente, nas anomalias de drenagem. Tais movimentos provocam ainda modificações no perfil longitudinal da drenagem que influencia na declividade do canal, bem como no seu padrão e morfologia e nos parâmetros de descargas do seu conteúdo sedimentológico.

Jain (1980) exprime que o perfil longitudinal dos vales depende de variáveis hidrológicas, litológicas e dos movimentos neotectônicos, que por sua vez, influenciam no nível de base e no arranjo da morfologia do perfil longitudinal.

A análise da rede de drenagem consiste, essencialmente, no estudo da influência da tectônica no seu padrão. As direções preferenciais da drenagem acompanham, com frequência, as zonas de fraqueza ou aproveitam as estruturas sedimentares.

O rio Jaguaribe apresenta direção geral SW-NE, no alto e médio curso e, S-N no baixo curso. Sua bacia hidrográfica é a mais extensa e importante do estado do Ceará, ocupando mais de 60% do estado. A maior parte da drenagem foi talhada em rochas Pré-Cambrianas, onde o relevo é mais acidentado e os solos mais rasos e menos permeáveis. No alto e médio curso este rio apresenta-se tortuoso, com vales em “V”, com a drenagem mais densa e mal definida, predominando o padrão dendrítico. A seu turno, no baixo curso, passa a correr sobre rochas sedimentares, mostrando um padrão de drenagem meandrante assimétrica até as proximidades da cidade de Aracati e com padrão paralelo daí até sua foz. Seus afluentes, principalmente os das margens direita e esquerda após o município de Itaiçaba, apresentam padrão de drenagem paralelo a subparalelo, seguindo os lineamentos produzidos por juntas e falhas. O padrão paralelo a subparalelo é produzido pelos lineamentos da tectônica compressiva de direção E-W, relacionada com a movimentação da Placa Sul-Americana, que controla a drenagem formada sobre os tabuleiros pré-litorâneos.

O termo lineamento é empregado aqui como sendo uma feição linear mapeável, simples ou complexa, contínua ou descontínua, da superfície terrestre, cujas partes alinhadas em um arranjo retilíneo ou suavemente curvo e que difere distintamente dos padrões de feições que lhes são adjacentes e, presumivelmente, refletem um fenômeno de subsuperfície. (O’Lerary *et al.* 1976, Soares *et al.* 1982).

Ao observar as direções preferenciais da drenagem na área verifica-se que estas se expressam como lineamentos, conferindo a elas um nítido controle estrutural na instalação dos cursos d’água, indicando que estes utilizaram planos de discontinuidades vizinhas ou paralelas.

O quadro estrutural da Fm. Barreiras é marcado pelo reconhecimento do padrão de fraturamento com quatro famílias principais de juntas, a saber: N86E/Vertical, N58E/Vertical, NS/Vertical e N48W/Vertical. Correspondem a fraturas espaçadas metricamente, persistentes ao longo dos afloramentos visitados, principalmente nas falésias

litorâneas.

O quadro morfoestrutural da área foi realizado por meio da análise dos lineamentos de drenagem e formas de relevo. Sua configuração é determinada principalmente pelo arranjo dos lineamentos E-W sobre os tabuleiros cenozóicos, NE-SW nos sedimentos mesozóicos e NW-SE no embasamento cristalino.

Os padrões de drenagem demonstram forte influência das descontinuidades estruturais, representadas por juntas e falhas e da litologia como, por exemplo, o Lagamar São José e os córregos do Feijão, dos Fernandes e João Gonçalves, com direções aproximadas N-S.

Ressalta-se ainda que pouco antes a Aracati até quase a foz do rio Jaguaribe a margem esquerda é formada por uma falésia que se eleva cerca de 8 m em relação ao rio enquanto a margem contrária é representada por uma superfície baixa, afogada pelo rio, possibilitando a formação de manguezal. Provavelmente isto se deva a falhamentos que teriam soerguido a margem esquerda, embora não seja observada em campo nenhuma estrutura que possa confirmar essa hipótese a não ser o fato do rio nesse ponto se apresentar fortemente alinhado S-N e a assertiva de que a morfologia e o comportamento do canal de um rio podem ser resposta ao processo de ajuste tectônico. Maia (1993) analisando dados gravimétricos e perfis de sondagem elétrica vertical cruzando o rio Jaguaribe, observou que o embasamento é bastante irregular, com altos e baixos que correspondem a uma sequência de falhas normais. A partir desses dados este autor elabora um mapa de controle tectônico onde traça nesta região falhas com direção N-S e aproximadamente E-W.

A cerca de 1 km a norte de Aracati, o rio Jaguaribe forma um cotovelo para oeste provocado por uma mudança brusca de direção do canal principal, formando ângulo em torno de 90°, em consequência ao lineamento estrutural marcado pelo sistema de *trends* de junta que corta com direção E-W.

Com relação ao quadro morfotectônico da área, sua determinação tem base na análise conjunta

das feições da rede de drenagem e de relevo e configuração atual dos registros sedimentares cenozóicos, indicativos de atuação tectônica cenozóica e recente. Esta atuação vem promovendo, ao longo do tempo à área, um forte controle tectono-estrutural, modificando o arranjo da rede de drenagem e das formas de relevo. Tal modificação resulta da movimentação predominantemente ao longo de grandes descontinuidades estruturais desenvolvidas ou reativadas durante a abertura do oceano Atlântico, em parte reativadas pela tectônica intraplaca de caráter transcorrente a partir do Terciário Superior.

4. Geologia da Formação Barreiras

Foi Branner (1902) quem primeiro denominou de Barreiras os sedimentos clásticos, de natureza variada de argilas e conglomerados ocorrentes no litoral brasileiro, desde o Amapá até o Rio de Janeiro. Posteriormente Oliveira & Leonardos (1943) denominaram de Série Barreiras. Oliveira & Ramos (1956) e Kegel (1957) nomearam informalmente de Formação Barreiras e Infra-Barreiras às camadas inferiores. Bigarella & Andrade (1964), efetuando estudos mais sistemáticos e específicos, reconheceram, na faixa costeira de Pernambuco, uma subdivisão do Grupo Barreiras, constituído pelas Formações Guararapes (inferior) e Riacho Morno (superior), separadas por uma superfície de erosão.

Na pesquisa realizada pela SUDENE - ASMIC (1967) na região, os sedimentos aflorantes na área foram definidos como eluviões e paleocascalheiras fluviais do rio Jaguaribe, denominados de Formação Barreiras e posteriormente agrupados como pertencentes à Formação Guararapes por Campos e Silva *et al.* (1971). Mabesoone *et al.* (1972) redefinem o Grupo Barreiras, passando as Formações Riacho Morno e Potengi à categoria de unidades edafoestratigráficas. No mapa geológico do Ceará (DNPM, 1983) estes depósitos são identificados como Formação Faceira pertencentes ao Grupo Barreiras. Andrade (1986) definiu as falésias no município de Icapuí como sendo a Formação

Guararapes do Grupo Barreiras. Mabesoone *et al.* (1987) retomam a denominação original da Fm. Barreiras para os sedimentos Terciários/Quaternários que ocorrem nos estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, em virtude de sua litologia predominantemente arenosa associada a processos fluviais, entre Recife e Natal. No mapeamento geológico da Bacia Potiguar realizado por Fortes (1987), os depósitos foram definidos como terraços fluviais Tércio-Quaternários, estando associados à Fm. Barreiras. Meireles (1991) e Teixeira & Paiva (1993) mapearam a sequência sedimentar que forma as falésias costeiras do município de Icapuí como Fm. Barreiras. Sousa *et al.* (1999 e 2000) denominam de Fm. Barreiras à exposição em falésias, na região de Ponta Grossa, em Icapuí, no litoral oriental do Ceará, os sedimentos finos a médios avermelhados e amarelados, com intercalações de níveis conglomeráticos e siltico-argilosos.

Alguns trabalhos de caráter regional realizados sobre a Fm. Barreiras, que tomaram como base para análise o empilhamento das diversas unidades litoestratigráficas, afirmam que este processo ocorreu como consequência da evolução do relevo, dos movimentos tectônicos e dos diferentes paleoclimas que se sucederam ao longo de sua deposição. Trabalhos posteriores, com base em estudos palinológicos (Arai *et al.*, 1988), indicam que esta Formação começou a ser depositada no Mioceno, entretanto, a maioria dos autores aceita a idade como Pliocênica a Plestocênica.

Sales (2002) suscita que os depósitos da Fm. Barreiras não têm origem somente através de processos de natureza continental, como é considerado nos trabalhos clássicos, mas também pela ação de processos litorâneos, devido às variações do nível do mar durante o Neógeno. O autor considera ainda que as fácies litorâneas dos sedimentos que compõem o Barreiras resultaram na incorporação, ao longo dos períodos de progradação das praias, de construções na linha de costa tais como barreiras, lagunas e flechas litorâneas. Estas formas teriam sido acrescidas aos depósitos pré-existentes pela ação de dunas transgressivas migrando sobre as lagunas presentes

entre as barreiras e a linha de costa, resultando nas camadas argilosas e areno-argilosas basais (depósitos de fundo de lagunas colmatadas) e as camadas arenosas de topo (os sedimentos de dunas eólicas) que caracterizam uma parte dos depósitos do Barreiras. Afirma, outrossim, que a presença de níveis conglomeráticos associados as camadas arenosas e argilo-arenosas resultaram do retrabalhamento dos diversos depósitos por cursos d'água. Os sistemas deposicionais dos sedimentos que compõem a Fm. Barreiras têm-se mostrado variado ao longo da costa brasileira, com fácies alterando desde leques aluviais a planície de maré.

Na área de pesquisa a Fm. Barreiras demonstrou ser o depósito mais expressivo, tendo suas características sedimentares bem marcadas nos afloramentos ao longo das falésias litorâneas, nos barrancos que margeiam o rio Jaguaribe e em algumas cavas usadas no empréstimo de material para a construção de estradas e viveiros de camarões para a região. Suas características sedimentológicas apresentam algumas variações as quais podemos definir de forma sucinta como um conjunto de sucessivos leques aluviais.

Maia (1993) propõe a individualização dos depósitos, com base na descrição de fácies ambientais, de acordo com o trabalho de Selley (1970). Os depósitos consistem de um conjunto de fácies de leques aluviais formado por depósitos residuais de canais e de corrida de detritos (Fácies Proximal), sobrepostos por sistema fluvial entrelaçado (Fácies Mediana/Distal).

4.1 Fácies Proximal – Depósitos Residuais de Canais

Ocorrem à margem esquerda do rio Jaguaribe, entre as cidades de Itaiçaba e Limoeiro do Norte, sob a forma de terraços alongados acima do nível atual do rio, apresentando 70 km de comprimento na direção SE e 15 km de largura. Sua espessura é cerca de 8 m e apresenta-se localmente em contato erosivo com o embasamento. Os materiais que compõem esta unidade são granulometricamente muito variados tanto lateralmente como na vertical. A matriz é formada por siltes e areias imaturas, mal selecionadas,

angulosos, compostos por quartzo, feldspato e concreções ferruginosas. Apresenta seixos acamados com grau de arredondamento variado e tamanhos variando até 13 cm. Devido às condições hidrodinâmicas do meio deposicional aparecem formas de estratificações cruzadas e gradacionais. As gradacionais são incipientes e apresentam uma diminuição da granulometria em direção ao topo. As estratificações cruzadas se exibem com planos inclinados mergulhando aproximadamente 30° para NE, indicando a direção da paleocorrente. A ocorrência de estratificações gradacionais evidencia que estes depósitos foram formados em um ambiente com variação de energia. Normalmente, a estes sedimentos, estão associados minerais pesados como a ilmenita, turmalina e andaluzita.

4.2 Fácies Proximal – Depósitos de Corrida de Detritos

São encontrados na faixa litorânea, entre as praias de Fontainha até Canoa Quebrada, com cerca de 13 km de comprimento e poucos metros de largura. Ocorrem formando recifes arenosos, devido à evolução das falésias vivas, ou na parte basal das falésias. A exposição destes depósitos é restrita pelas limitações impostas pela variação das marés, que esculpe a superfície de abrasão e pelos contatos erosivos com os depósitos mais recentes.

Os depósitos de corrida de detritos são constituídos por arenitos amarelados e avermelhados, não consolidados, maciços, de baixa a média esfericidade, com seixos e grânulos mal selecionados de quartzo e blocos de argila retrabalhada. Os recifes ocorrem paralelamente à linha de costa ou, às vezes, perpendicular a ela adentrando no mar centenas de metros. Em virtude dos processos resultantes da concentração de óxido de ferro a material argiloso durante sua diagênese, estes recifes apresentam-se bastante endurecidos. Normalmente a sua superfície é irregular encontrando-se sulcadas e com marmitas resultantes da atividade erosiva marinha.

Nestes sedimentos o principal elemento detrítico é o quartzo com cerca de 87% do conteúdo terrígeno. O feldspato é o segundo com 8% e em

menores quantidades os fragmentos de rochas, micas, cianita e minerais pesados (ilmenita, estauroilita, zircão, epidoto, rutilo, silimanita). Em lâmina delgada o conteúdo do material argiloso é em média 18%, constituindo a matriz (Maia, 1993). Os grãos são mal selecionados e apresentam esfericidade de baixa a média. Quanto a sua textura são imaturos, e mineralogicamente imaturos a sub-maturos classificados como grauvacas arcosianas (Pettijohn *et al.* 1973).

Segundo Maia (1993) o conteúdo mineral indica que a rocha fonte para este material foram rochas metamórficas em associações com cianita, no fácies anfíbolito. O transporte ocorreu em condições climáticas áridas a semi-áridas, o que levou a preservação dos minerais instáveis de alterações significativas.

A caulinita é o mineral de argila predominante que geralmente é encontrado bem cristalizado, indicando que foi formado em condições continentais ácidas. Grim (1968) completa dizendo que o clima da época de sua formação era sub-tropical a equatorial, com características quente e úmido, com alternâncias de estações chuvosas e secas. Para Suguio (1980), a caulinita, no geral, reflete condições de intensa lixiviação, pH ácido e meio muito pobre de cátions, o que caracteriza ambientes fluviais de clima tropical úmido.

4.3 Fácies Mediana/Distal – Sistema Fluvial Entrelaçado

Ocorre sotoposto ao fácies proximal nas falésias entre as praias de Fontainha e Quixaba, em contato erosivo bem marcado por níveis de seixos, formando paleocanais. O contato inferior é marcado por estruturas sedimentares pré-deposicionais, formado por canais erosionais, seguido de estratificações cruzadas acanaladas, mutuamente truncadas, de portes variados, com linhas de seixos evidenciando uma paleocorrente em direção ao mar.

O sistema fluvial entrelaçado apresenta como característica as intercalações de barras fluviais longitudinais, por onde os canais vão migrando ativados por pulsos, destruindo parcialmente os canais anteriores.

4.4 Terraços Marinheiros

Constituem depósitos e superfícies de praia, formados durante o ciclo regressivo posterior a última transgressão. Constituídos por areias com granulometria média, grãos subarredondados, polidos e com esfericidade média. Ocorrem paralelos à costa, com largura entre 400 e 800 m. Estão presentes nas planícies costeiras com ausência das dunas atuais. Morfológicamente consistem de uma superfície de topo plano, com cotas variando entre 4 e 6 m acima do nível do mar. São formados por dois níveis distintos: o inferior correspondendo a depósitos de praia com estratificação cruzada e materiais mais grossos, conchas e níveis de minerais pesados; a parte superior apresenta areias médias bem selecionadas, indicadoras de uma deposição eólica (Maia, 1993).

Ocorrem ao longo da planície litorânea e são holocênicos representando as variações do nível do mar no Quaternário. A leste da área de estudo, no município de Icapuí, ocorre a formação de terraços que evidenciam flutuações relativas do nível do mar durante os últimos 120.000 anos. Observa-se ali terraços a 8 m de altura. A regressão subsequente foi responsável pela construção das falésias mortas, as quais se distanciam da linha de preamar em até 6 km.

No Pontal de Maceió estas estruturas morfológicas ocorrem como falésias vivas paralelas à linha de costa atual. Os topos aplainados destes, encontram-se entre 4 e 6 m acima do nível do mar. São superfícies contínuas e planas cobertas por areias quartzosas de granulação média a fina com laminação plano paralela horizontal a sub-horizontal.

5. Contexto Neotectônico

O conhecimento morfoestrutural e morfotectônico de uma área, com a caracterização das feições estruturais e neotectônica, torna-se o instrumento básico utilizado e inserido no planejamento de execução de obras de engenharia, uso e ocupação do solo, nas pesquisas de recursos minerais e de avaliação e mitigação de impactos ambientais. Torna-se também imprescindível no entendimento da evolução do período Terciário

Superior ao Quaternário.

Ao longo do tempo as definições sobre movimentos neotectônicos foram evoluindo até incorporar os conceitos atuais das teorias geotectônicas, revestindo-se de uma visão compatível com a tectônica global, mais especificamente a teoria da tectônica de placas. A Comissão de Neotectônica da Associação Internacional de Estudos do Quaternário (*International Union for Quaternary Research - INQUA*), buscando uma síntese, adotou, em 1978, a definição atual em vigor a nível internacional, considerando os movimentos neotectônicos como: *“Quaisquer movimentos ou deformação ao nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, suas implicações para vários propósitos práticos e suas extrapolações futuras. Os movimentos neotectônicos englobam o acervo de deformações rúptil ou dúctil de um período neotectônico”*.

Vários autores, entre eles, Wallace (1986) e Hasui & Costa (1996) opinam que os movimentos neotectônicos são aqueles relacionados ao regime tectônico ou ao campo tensional em vigor desde a última reorganização tectônica regional ou a partir do estabelecimento dos limites das placas atuais. Portanto, a idade destes movimentos não é única, mas varia dependendo da região e da posição em contexto de bordas de placas ou intraplacas.

Segundo Saadi (1993) o período neotectônico pode ser delimitado como aquele que, em um referido território, mostra testemunhos e/ou evidências da atividade tectônica mais recente, mais ou menos associados às características geomorfológicas (fisiográficas e sedimentológicas) dominantes. A neotectônica representa as manifestações da dinâmica da expansão dos fundos oceânicos e da conseqüente mobilidade das placas litosféricas, que por sua vez, infere que em qualquer ponto do planeta está permanentemente submetido a esforços tectônicos.

Para o mesmo autor a Plataforma Brasileira foi em toda sua extensão afetada por deformações tectônicas cenozóicas que aproveitaram preferencialmente as linhas de fraqueza crustal herdadas das eras geológicas anteriores, resultando

em uma compartimentação em unidades neotectônicas, e cujo autor induz ao termo microplacas. Estas estão delimitadas por descontinuidades crustais, com direções preferenciais NW e NE, apresentando movimentações relativas recentes, em regime transcorrente, nos lineamentos pré-cambrianos brasileiros. A Descontinuidade Crustal dos Dois “Brasis” (DCDB), que é um traço importante na Plataforma Brasileira, é um exemplo do qual se origina a hidrografia moderna do país e a evolução geomorfológica cenozóica. Os lineamentos oceânicos prolongam-se ao arcação continental, como podem ser evidenciados nas regiões Norte e Nordeste. A sismicidade atual teria relação com essa compartimentação, demonstrando que os esforços compressivos atuais estão direcionados preferencialmente NW e os distensivos NE.

Em referência ao conjunto estrutural do Nordeste Brasileiro este se apresenta com uma forma de leque aberto em direção leste, mostrando, além de estruturas pré-cambrianas reativadas, uma série de falhas e zonas de cisalhamento superimpostas a essas, nas direções NE-SW, N-S, NW-SE e E-W. Esta última direção corresponderia a prolongamentos, em domínio continental, das zonas de falhas transformantes do domínio oceânico (Saadi & Torquato, 1992).

Associados às características tectônicas ocorre um grande número de bacias sedimentares, de idade predominantemente mesozóica, espalhadas de forma diversas controladas por direções tectônicas variadas.

No Nordeste Brasileiro a evolução morfotectônica é marcada de forma incisiva pelo episódio de atividades neotectônicas. Estes têm sido, de forma mais consensual, os argumentos de muitos autores sobre as feições da região, dentre os quais ressaltamos: 1) os altos estruturais - sustentados por rochas do embasamento pré-cambriano, que formam os principais divisores da drenagem, controlados por uma intumescência regional, ou pelas direções tectônicas principais; 2) o escalonamento de compartimentos aplainados - este tem estreita relação com os altos estruturais e a flexura continental paraibana; 3) os espraiamentos em direção ao litoral dos sedimentos da Fm. Barreiras,

enquanto depósitos correlativos aos soerguimentos continentais e posterior emersão, permitiram a formação de falésias nas faixas litorâneas; 4) a ocorrência de significativas mudanças climáticas; 5) a existência de vários níveis de aplainamento e seus depósitos correlatos (Saadi, 1993).

Os focos dos sismos no Nordeste Brasileiro ocorrem com maior frequência sobre o continente, nas proximidades da costa setentrional de orientação NW-SE, principalmente nas vizinhanças das bordas da Bacia Potiguar e nos arredores de Fortaleza (Saadi & Torquato, 1992, Ferreira *et al.* 1998).

O Ceará localiza-se à margem NW do bloco nordestino, afastado da área de adensamento dos falhamentos ligados aos lineamentos de Patos e de Pernambuco, lhe conferindo, por isso, uma simplificação na organização tectônica em relação ao contexto estrutural nordestino. De maneira geral, a sua organização tectônica é caracterizada pela ocorrência de duas direções tectônicas principais: zonas de cisalhamento NE-SW que interceptam falhas NW-SE, resultando o conjunto no isolamento de blocos cristalinos centrais relativamente preservados.

A sismicidade na parte emersa do Ceará atesta o funcionamento atual de falhas relacionadas aos dois *trends* ou feixes de fraturas que delimitam o Domínio Ceará Central: a terminação nordeste do Lineamento Transbrasiliano (incluindo as falhas Sobral-Pedro II, Café-Ípueiras e Forquilha) e aquelas associadas às faixas Orós e Jaguaribe (Sabonete-Inharé, Senador Pompeu e Jaguaribe) (Saadi & Torquato, 1992).

Berrocal *et al.* (1984), relacionam 74 eventos sísmicos no estado do Ceará, relatados ou instrumentalizados, ocorridos entre 1560 a 1981. A intensidade MM, nos casos em que foi possível avaliar, variou de IV a VII. A distribuição espacial dos epicentros mostra que estes se agrupam preferencialmente ao longo das zonas de cisalhamento NE-SW, nos setores tectônicos marginais NW e SW, ou na região da Serra de Baturité, a SW de Fortaleza. Os sismos ocorridos no município de Pereiro (Ce) em 1968, com intensidade MM = VI e profundidade de 33 Km,

tinham sua origem ligada às falhas de direção E-W. Segundo observações feitas por Assumpção *et al.* (1985). Sobre o sismo ocorrido 1980, no NE do Ceará, determinaram intensidade MM = VII e profundidade focal de 5,1 Km, causada por uma compressão WNW-ESE. Porém, após análise da localização dos epicentros sísmicos da Região Nordeste e sua relação com as falhas de direção NE-SW, na porção setentrional, concluíram os autores a existência de um campo compressivo regional de direção entre E-W e WNW-ESE, e uma direção de extensão NNE-SSW, com profundidade focal dos sismos de 10 Km e relacionada com a movimentação de falhas transcorrentes em decorrência da movimentação da Placa Sul-Americana.

Evidências da atividade neotectônica no Ceará são encontradas também nos sedimentos da Formação Camocim (Mioceno), a NW de Fortaleza, nos arredores da cidade que empresta seu nome, na praia do Farol. Trata-se de depósitos conglomeráticos com seixos de quartzo de alta maturidade, cimentados por matriz laterítica silico-ferruginosa, formados em ambiente climático tropical úmido, em regime fluvial torrencial. Os conglomerados são afetados por falhamentos, aparentemente de caráter normal, entretanto em alguns setores sugere a ocorrência de estruturas em flor. Estes sedimentos apresentam-se ainda dobrados em forma de anticlinal com eixo de direção aproximada SSW-NNE, tendo o conjunto um forte caimento para SW, em direção ao continente. Afloramentos da Formação Camocim, a sul da cidade de Martinópolis, exibem falhas com direção entre N40E a N55E. Outra falha, com direção N-S, impõe forte flexura às camadas conglomeráticas (Saadi & Torquato, 1992).

Outras evidências dos movimentos neotectônicos são ainda encontradas em vários pontos de ocorrência da Formação Barreiras, onde a drenagem encontra-se fortemente encaixada de acordo com as direções dos lineamentos. No município de Icapuí, a SE de Fortaleza, próximo da área estudada, na praia de Ponta Grossa, expostos numa falésia viva, os sedimentos da Formação Barreiras encontram-se falhados. Sousa (1999)

descreve este afloramento como ocorrência de falhas extensionais N-S com mergulhos variando de alto a baixo grau predominantemente para W. As feições de estilo geométrico exibem falhas planas com arranjo em dominó. Ocorrem ainda falhas paralelas às camadas e estruturas *roll-over* dando um caráter em parte sin-sedimentar para esta deformação. São também observadas zonas de cisalhamento mais tardias com direção WNW-ESE contendo estrias de alto *rake* e indicadores de movimento normal, evidenciando uma distensão N-S.

Várias outras evidências de fraturamento foram encontradas na Formação Barreiras e ao longo das falésias entre Canoa Quebrada e Retirinho. Próximo a Retirinho foram mapeadas falhas normais como atitudes, por exemplo, 158/35 e estrias (E) 158/35, 050/60 E 330/40, 300/40 E 300/40, 070/25 E 070/25. Falhas inversas 278/38 E 278/38, 050/50 E 050/50.

6. Contexto Estrutural das Rochas da Formação Barreiras

O quadro estrutural da área estudada é marcado pelas feições deformacionais das rochas pré-cambrianas, que apresentam várias evidências de reativação, pelas estruturas das rochas sedimentares mesozóicas e pelas estruturas reconhecidas na Formação Barreiras. Esta Formação é marcada pelo reconhecimento do padrão de fraturamento com quatro famílias de juntas (Fig. 2), a saber: N86E/Vertical, N58E/Vertical, NS/Vertical e N48W/Vertical. Este padrão repete orientações das rochas do embasamento pré-cambriano e das rochas mesozóicas.

Feições de destaque deste conjunto correspondem às falhas, marcadas principalmente por superfícies estriadas, tendo sido reconhecidas como dos tipos normal (em sua maioria), inversas e transcorrentes sinistrais e destrais.

Entre as falhas normais, predominam as de direção NW-SE seguidas pelas de direção N-S (Fig. 3). Os movimentos foram principalmente paralelos ao mergulho, e encontra-se ao longo da direção NE-SW, indicando a principal posição de estiramento durante a deformação.

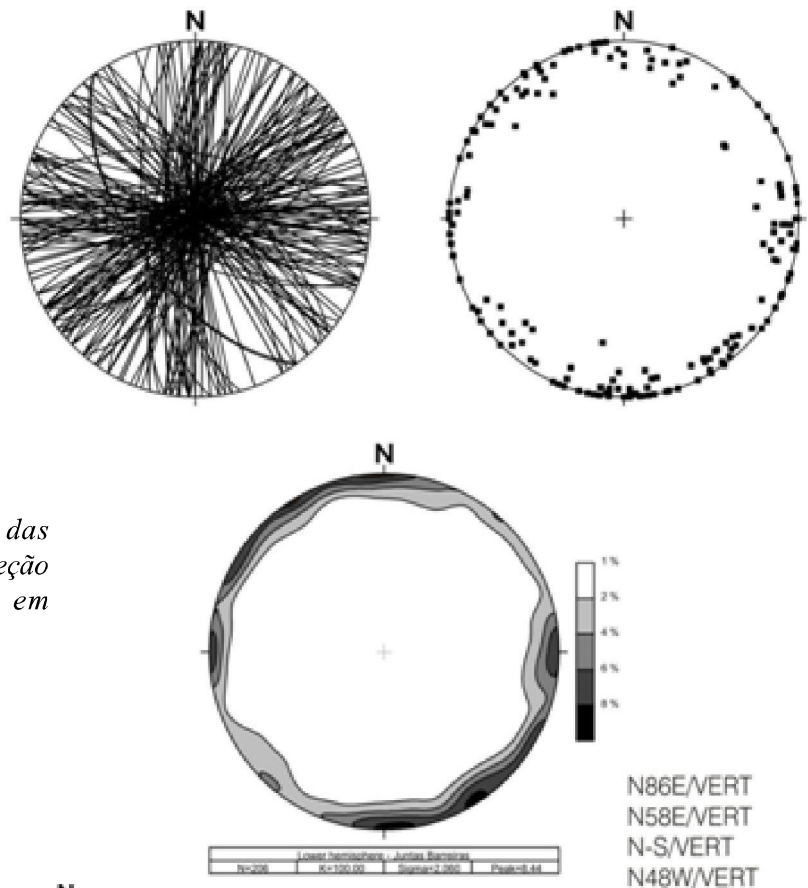


Fig. 2 - estereogramas de juntas das rochas da Formação Barreiras (projeção ciclográfica, pólos e frequência em hemisfério inferior).

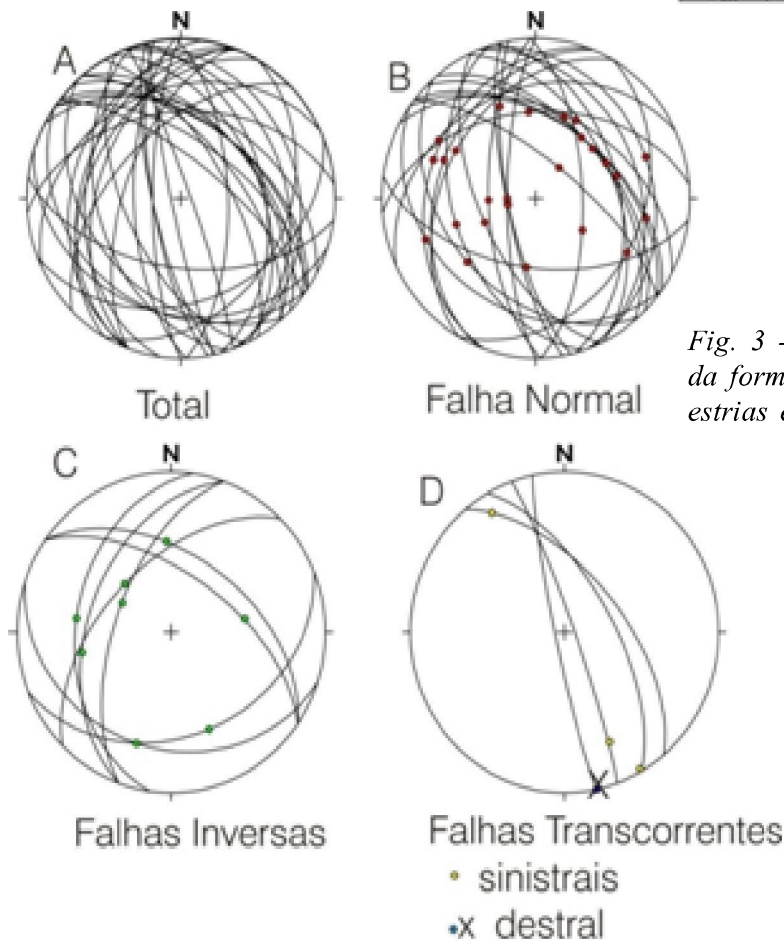


Fig. 3 - Estereogramas dos planos das falhas da formação Barreiras (projeção ciclográfica e estrias em hemisfério inferior).

Secundariamente, são reconhecidas estrias com orientação NW-SE, podendo indicar outros pulsos deformacionais (Fig. 3-B).

Para as falhas inversas (Fig. 3-C) também são reconhecidas diferentes orientações e movimentos oblíquos, com predomínio de direção de encurtamento WNW-ESSE, até próxima a E-W. Os outros conjuntos de planos, estrias e sentido de movimento apresentam para encurtamento próximo a N-S. Da mesma forma que nas falhas normais, podem indicar mais de um pulso deformacional.

As falhas transcorrentes sinistrais tem praticamente a mesma orientação da única falha transcorrente dextral reconhecida nas rochas da Formação Barreiras, próxima de NNW-SSE, com alto ângulo de mergulho. Apesar do pequeno número de dados, a orientação muito próxima entre planos dextrais e sinistrais aponta também para mais de um pulso deformacional.

6.1 Análise dos Eixos de Paleotensões

As análises dos campos de tensões focaram principalmente as estruturas rúpteis com o objetivo de se determinar a direção das tensões (σ_1 , σ_2 e σ_3) que as originaram e qual o regime tectônico atuante. Interpretações estruturais dos sistemas rúpteis baseiam-se na relação entre os planos de falhas com suas estrias, sentido de movimento e o elipsóide de tensão.

Os métodos de análise utilizados foram os de Arthaud (1969) e o método de Diedros Retos de Angelier & Mechler (1977). Como ambos trabalham com a perspectiva de que os dados estruturais de uma área específica pertençam às deformações impostas pelos mesmos processos tectônicos, as estruturas foram agrupadas conforme o quadro tectônico regional reconhecido, de modo a permitir a sua utilização.

Para as análises dos campos de paleotensões foram utilizados os programas Trade (Campanha *et al.* 1996), que pode ser usado para a confecção de diagramas de *Schmidt* e para análise do campo de tensões segundo os métodos de

Arthaud e dos Diedros Retos. Os resultados obtidos com o uso do Trade possuem baixa qualidade prática, porém a construção dos eixos apresenta boa consistência nos diagramas apresentados adiante.

Os conjuntos de planos de falhas e juntas caracterizam as descontinuidades estruturais observadas. A análise destes dados subsidia a elaboração do modelo tectônico vigente na área. Os dados foram analisados considerando os domínios morfoestruturais da região estudada, separados nas unidades geológicas principais: embasamento cristalino, Bacia Potiguar e sedimentos da Formação Barreiras.

O quadro estrutural reconhecido para a área permite uma avaliação das orientações dos eixos principais de paleotensões que atuaram nas diferentes etapas evolutivas, estabelecidos a partir dos planos de cisalhamento principais. Para os casos das rochas pré-cambrianas, foram considerados os planos de cisalhamento, a lineação de estiramento e os indicadores de sentido de cisalhamento. Para as falhas, foram consideradas as orientações de seus planos estriados, das estrias e o sentido de movimento reconhecido.

6.2 Falhas da Formação Barreiras

O quadro principal de falhas reconhecidas nas rochas da Formação Barreiras é representado por falhas normais, cuja cinemática pode ser ajustada a dois conjuntos, com base nas características reconhecidas e no quadro cinemático e evolutivo regional reconhecido anteriormente. O primeiro deles se ajusta a um evento distensivo aproximadamente EW, e o segundo a um quadro distensivo NE-SW. Não foram observadas superposições de estruturas entre seus traços e esta conotação de cronologia relativa é suportada pelos dados da região de Ponta Grossa, nas proximidades de Icapuí (Sousa *et al.* 1999; Sousa *et al.* 2000). Segundo estes autores, as falhas com orientação próxima a NS e associadas a processo distensivo EW seriam sin a pós- deposicionais à Formação Barreiras.

Na área aqui estudada, as falhas que caracterizam este conjunto são normais orientadas

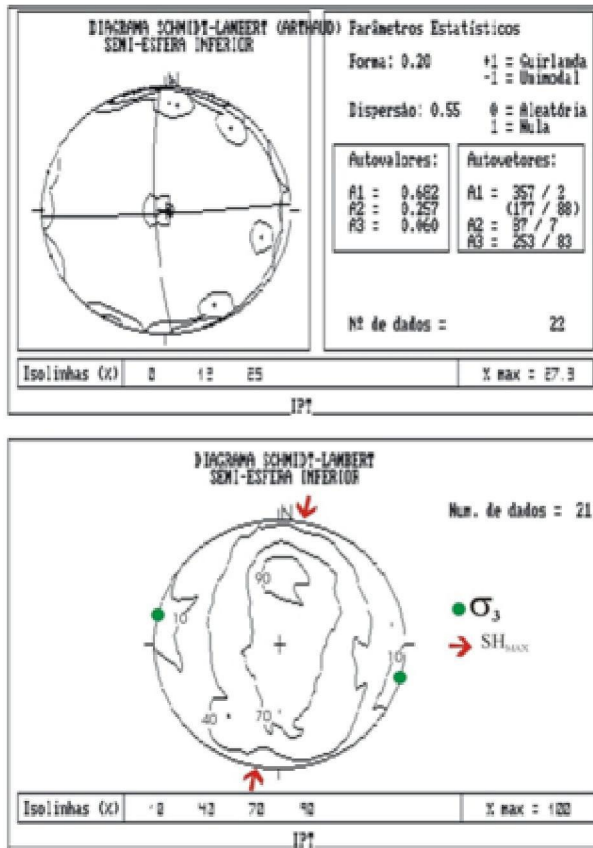


Fig. 4 - diagramas de análises de eixos de paleotensões para as falhas da Formação Barreiras, conjunto 1 (Método de Arthaud, Método dos Diedros Retos).

próximas a NS, mas também com ampla variação de direção, mas que apresentam estrias de movimentos próximos a E-W; inversas com estrias próximas a N-S e transcorrentes sinistrais NNW – SSE a NW-SE. A análise deste conjunto de falhas resulta nos diagramas da figura 4, com eixo mínimo de paleotensão (σ_3) orientado WNW-ESE, sub-horizontal, e projeção de SH_{MAX} em NNE-SSW. Como são reconhecidas falhas transcorrentes e falhas inversas que podem estar associadas ao quadro, a posição do eixo principal máximo de tensão aparece inclinada para NNE, porém parece predominar o quadro distensivo.

O segundo conjunto de falhas, entendido como mais jovem, é constituído pelas falhas normais direcionadas NW-SE, pelas falhas inversas direcionadas entre N e NE, com estrias de movimento EW a NW-SE, e por falha transcorrente dextral NNW-SSE. A análise deste conjunto de

falhas indica o eixo principal mínimo de paleotensão (σ_3) orientado a SSW, com baixa inclinação (Fig. 5), aponta distensão nesta direção, NNE-SSW. A presença de falhas inversas e transcorrentes assinalam para projeção de SH_{MAX} em WNW-ESE, com máximos de probabilidade orientação de esforço principal máximo ou compressivo inclinado para cada um destes ramos, ou mesmo próximo da vertical.

Esta construção, com indicação de distensão próxima a NNE, associada a esforços compressivos WNW, se aproxima muito do quadro neotectônico reconhecido inicialmente por Saadi e Torquato (1992), representado por Sousa *et al.* (1999, 2000), para a região de Ponta Grossa / Icapui, imediatamente a leste da área aqui estudada. Os resultados podem ser comparados àqueles apresentados por Bezerra e Vita-Finzi (2000), com esforços compressivos direcionados entre NW-SE e WNW-ESE, e diedros distensivos correspondentes orientados em NE-SW a NNE-

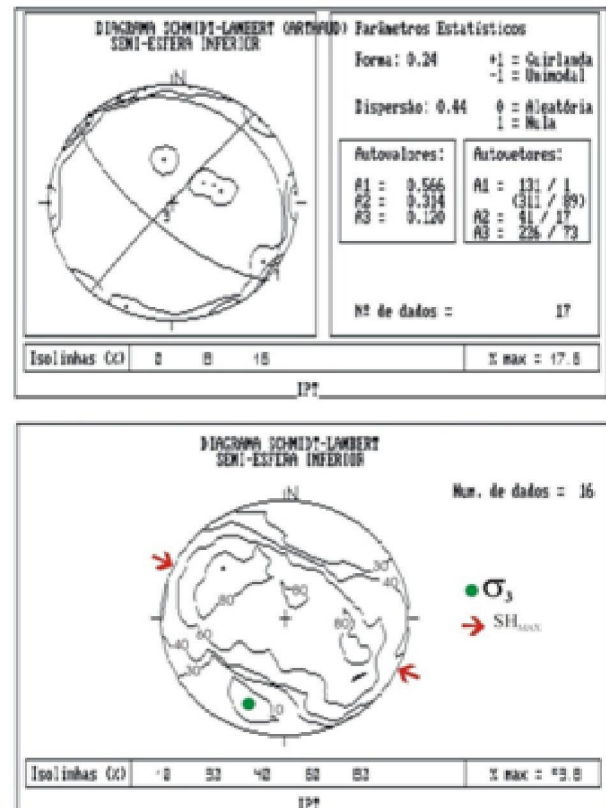


Fig. 5 - diagramas de análise de orientação de eixos de paleotensões das falhas da Formação Barreiras, conjunto 2 (Método de Arthaud, Método dos Diedros Retos).

SSW. Podem ser comparados também aos mostrados por vários pesquisadores na região norte (Bemerguy *et al.*, 1999, 2001, 2002; Costa, 1996; Costa et al., 2001) e na região sudeste do Brasil (Hasui, 1990; Saadi, 1990; Hasui *et al.*, 1999, 2000; Costa *et al.*, 1998; Morales *et al.*, 1998, 2001; Neves *et al.*, 2003).

Deste modo, estas estruturas são interpretadas como resultantes do regime neotectônico atuando sobre as rochas da região, associado a binário dextral transcorrente EW, vertical, cuja componente de esforços distensivos estende-se na direção NNE-SSW. Este regime é responsável pela formação do padrão de fraturamento principal reconhecido nas rochas da Fm. Barreiras, promovendo a formação de falhas de pequeno deslocamento para acomodar a deformação das rochas.

7. Evolução Tectono-Sedimentar da Formação Barreiras

O Quaternário é marcado no seu início pela mudança de regime tectônico quando passa de compressivo para distensivo. O soerguimento iniciado no final do período anterior expõe o embasamento e as sequências antigas à erosão, sob condições de clima semiárido sujeito as chuvas esporádicas e violentas (Bigarella & Andrade, 1964).

No início da deposição da Fm. Barreiras, as falhas antigas controlaram os cursos da drenagem na direção da Bacia Potiguar orientando, durante o Plio-Pleistoceno, os depósitos de leques aluviais. Os depósitos das fácies proximais, formados por depósitos residuais de canais, entulharam os vales já existentes; os depósitos de fácies medianos/distais extravasam os limites da drenagem principal, gerando uma série de canais menores divergentes. Por fim, a deposição é interrompida quando o clima passou a ter características mais úmidas. Os sedimentos que se depositaram anteriormente ocuparam o paleovale do rio Jaguaribe e recobriram, em contatos erosivos, o embasamento e as sequências mais novas. A tectônica distensiva atuante gerou falhas de alívio que passaram a controlar a drenagem que se instalou sobre os tabuleiros.

O término da fase de deposição da Fm. Barreiras vem coincidir com o início do episódio transgressivo de idade Pleistocênica denominada por Bittencourt *et al.* (1979) de transgressão mais antiga, que erodiu a porção interna desta formação. Ao final da transgressão e início da regressão que se seguiu, o clima tornou-se semiárido, reativando a drenagem existente formando novos depósitos continentais. O baixo curso do paleorio começa a apresentar padrão entrelaçado e os sedimentos da Fm. Barreiras são erodidos por múltiplos canais, depositando as aluviões desta fase.

O quadro evolutivo estrutural da Fm. Barreiras é marcado por falhas normais, cuja cinemática é agrupada em dois conjuntos principais: o primeiro com orientação EW e o segundo NE-SW. Ambos têm nitidamente grande influência no controle do traçado atual do rio Jaguaribe e seus afluentes. A direção EW se harmoniza a um evento distensivo e o segundo a um quadro distensivo. As falhas orientadas próximas a NS e associadas a processo distensivo EW seriam sin a pós-deposicionais à Formação Barreiras e estariam relacionados aos conjuntos de falhas sin-deposicionais reconhecidos por Sousa *et al.* (1999, 2000). A análise do conjunto de falhas pós-deposicionais resulta em diagramas (Figura 05), com eixo mínimo de paleotensão (σ_3) orientado NNE-SSW, sub-horizontal, e projeção de SH_{MAX} em WNW-ESSE, sendo este regime associado ao quadro neotectônico regional.

8. Considerações finais

A análise dos eixos de paleotensões permitiu o reconhecimento de quadro distensivo NW-SE para as falhas presentes no embasamento cristalino e regimes distensivos EW e NE-SW para a Formação Barreiras. O primeiro quadro é associado ao desenvolvimento da Bacia Potiguar, deixando traços de falhas nas rochas do embasamento e reativando em parte estruturas mais antigas. É caracterizado pela projeção de SH_{MIN} na direção NW-SE, com esforços compressivos NE-SW. Tal arranjo se ajusta ao modelo evolutivo reconhecido por Bertani (1990), de formação da Bacia Potiguar

associada ao processo de ruptura e deriva continental de formação do Oceano Atlântico.

O segundo quadro, envolvendo principalmente as falhas que deformam os sedimentos da Fm. Barreiras é interpretado como associado ao processo de sua sedimentação, sin a pós-deposicional, caracterizando evento distensivo com direção aproximada E-W, dados estes que concordam com o quadro reconhecido por Sousa *et al.*, (1999, 2000) para as cercanias da área estudada, e que pode ter ocorrido durante o Mioceno-Plioceno, época tida como de sedimentação Barreiras.

O último evento, com eixo distensivo NE-SW e projeção de SH_{MAX} em NW-SE, é interpretado como decorrente do regime neotectônico presente no litoral e no interior da região Nordeste do Ceará, concordando com os dados reconhecidos por diversos autores que têm analisado o papel da Neotectônica na evolução do território brasileiro.

As falhas predominantes encontradas nas rochas que compõem a Fm. Barreiras são falhas normais com cinemática que se ajusta a um evento distensivo próximo de E-W e outro, também distensivo, NE-SW. Falhas com orientação N-S, conforme orientação preferencial das estrias apresentam-se associadas ao processo distensivo E-W. Estas seriam associadas ao processo de formação sin a tardi-deposicionais do Barreiras. Falhas inversas, com estrias de direção N-S, e transcorrentes sinestrais são orientadas entre NNW-SSE a NW-SE.

As estruturas analisadas com as técnicas de reconstrução de eixos de paleotensão em população de falhas a partir da técnica dos diedros retos e com o auxílio da caracterização dos planos de movimento, resulta em eixo de paleotensão mínimo (S3) orientado WNW-ESE, sub-horizontal, e projeção de SH_{MAX} em NNE-SSW.

As falhas normais com direção NW-SE, consideradas mais jovens, representam um segundo conjunto de falhas que estão associadas às falhas

inversas com direção entre N-S e NE-SW com estrias de movimento E-W a NW-SE, e por falha transcorrente dextral NNW-SSE. Estas falhas apresentam eixo paleotensão mínima (S3) orientado em SSW, pouco inclinado com direção NNE-SSW. A ocorrência de falhas inversas e transcorrentes aponta para uma projeção de SH_{MAX} em WNW-ESSE.

Esta reconstrução, com indicação de distensão próxima a NNE, associada a esforços compressivos WNW, se aproxima muito do quadro reconhecido inicialmente por Saadi e Torquato (1992), reapresentado por Sousa *et al.* (1999) para a região de Ponta Grossa / Icapuí, imediatamente a leste da área aqui estudada. Os resultados podem ser comparados àqueles apresentados por Bezerra e Vita-Finzi (2000), com esforços compressivos direcionados entre NW-SE e WNW-ESE, e diedros distensivos correspondentes orientados em NE-SW a NNE-SSW e também aos resultados mostrados por vários pesquisadores nas regiões norte e sudeste do país.

Desta forma, estas estruturas são interpretadas como resultantes do regime neotectônico atuando sobre as rochas da região, associado a binário dextral transcorrente com direção próxima a EW, vertical, cuja componente de esforços distensivo estende-se na direção NNE-SSW. Este regime é responsável pela formação das falhas, pela deformação das rochas da Fm. Barreiras e pela formação do padrão de fraturamento principal reconhecido naquelas rochas, promovendo então falhas de pequeno deslocamento para acomodar a deformação.

Referências Bibliográficas

- Andrade, E. 1986, Geologia Sedimentar da Costa de Aracati-Icapuí, no Estado do Ceará - Brasil. Dissertação de Mestrado UFPE. Recife, 127 p.
- Angelier, J. Mechler, P. 1977, Sur une méthode également en tectonique et en séismologie; la méthode des diédres droits. Bull. Soc. Géol. de France, v. 7, n. 1p. 139-18,

- Arai, M.; Uesugui, N.; Rossetti, D. F. E Góes, A. M. 1988, Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no Nordeste do estado do Pará. *Anais XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*, 2:738-745.
- Arthaud, F. 1969, Méthode de détermination des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bulletin. Societé Géologique France*, n. 11, p. 729-737,
- Bamerguy, R.L.; Costa, J.B.S.; Hasui, Y.; Borges, M.S. 1999, O compartimento morfotectônica Manaus-Nhamundá sistemas de relevo, drenagem e os elementos estruturais da Neotectônica. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, 1999. Manaus. Anais. Manaus, SBG/NO, 1999, v.1, p. 326-329.
- Bamerguy, R.L.; Costa, J.B.S.; Borges, M.S.; Silva Junior, O.G. 2001, Relevo da Amazônia: uma abordagem morfométrica e morfológica ao longo do rio Amazonas. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7, 2001, Belém. Anais. Belém, SBG/NO, 2001, vi, p. 11-14.
- Bamerguy, R.L.; Costa, J.B.S.; Hasui, Y.; Borges, M.S.; Soares Júnior, A.V. 2002, Structural geomorphology of the Brazilian Amazon region. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA-COSTA, L.T. (Eds). *Constituição e geologia do Amazonas*. Belém. SBG, Núcleo Norte, 2002, v.3, p. 245-257.
- Berrocá, J.; Assumpção, M. Anteza, R.; Dias Neto, C.M.; Ortega, R.; França, H.; Veloso, J.A.V. 1984, Sismicidade do Brasil. Instituto Astronômico e geofísico, USP. Comissão Nacional de Energia Nuclear, 320 pp.
- Bertani, R. T.; Costa, I. G.; Matos, R. M. D de. 1990, Evolução tectono-sedimentar, estilo estrutural e hábitat do petróleo na Bacia Potiguar. In RAJA GABAGLIA, G P e MILANI, E. J. (Coord.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*. PETROBRAS., Rio de Janeiro, 291-310 p.
- Bezerra, F.H.R.; Vita-Finzi, C. 2000, How Active is a passive margin? Paleoseismicity in northastern Brazil. *Geology, Bolder*, v. 28, n.7, p.591-594.
- Bezerra, F.H.R.; Vita-Finzi, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brazil. *Geology, Boulder*, v. 28, n.7, p. 591-594, 2000.
- Bigarella, J. J.; e Andrade, G. D. 1964, Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arg. Inst. Cien. da Terra. Recife*, 2: 2-14.
- Bittencourt, A. C. S. P.; Martins, L.; Dominguez, J. M. L.; Vilas Boas, G. S. e Flexor, J. M. 1979, Quaternary marine formations of the coast of the state of Bahia (Brazil). *Atas Simp. Inter. Evol. Cost. Quaternário*, São Paulo. 232-253.
- Campos e Silva, A.; Mabesoone, J. M. E Beurlen, K. 1971, Estratigrafia do Grupo Barreiras nos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. *Rev. Ass. Geol. Pern., Recife*, 2:1-13.
- Costa, J.B.S.; Bordes, M.S.; Hasui, Y.; Pires-Neto, A.G.; Morales, N.; Rueda, J.R.J. 1998. Compartimentação neotectônica do Sudeste do Brasil. In: *40 Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, 1998, Belo Horizonte. Anais. Belo Horizonte: p. 75.
- Costa, J.B.S.; Bamerguy, R.L.; Hasui, Y.; Borges, M.S. 2001, Tectonics and paleogeography along the Amazon river. *Journal of South América Earth Sciences*, v. 14, 335-347.
- DNPM. 1983, Mapa geológico do estado do Ceará.
- Ferreira, J. M. al. 1998, Superposition of local and regional stress in northeast Brazil: evidence from local mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophysics Journal International*. London, v. 134-355.
- Fortes, F. P. 1987, Mapa geológico da Bacia Potiguar: a origem da Bacia Mesozóica do Apodi como decorrência do ciclo tecto-orogênico Brasileiro. PETROBRAS/DEBAR/DINTER. 1986, Natal, Relatório Interno.
- Gomes, J. R. de C.; Gatto, C. M. P. P.; Souza, G. M. C. de; Luz, D. S. da; Pires, J. de L.; TEIXEIRA, W. 1981, Geologia, Mapeamento Regional. In: *Projeto Radambrasil. Folhas SB.24/25, Jaguaribe/Natal; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, MME/SG, 23:27-176.
- Grim, R. E. 1968, *Clay mineralogy*. Ed. McGraw-Hill. New York, 596 p.
- Gomes Neto, A. G. Neotectônica no Baixo Vale do Rio Jaguaribe – Ceará. Tese (Doutorado) Universidade Estadual Paulista Julio de Mesquita Filho – UNESP, Rio Claro, 234p., 2007.
- Hasui, Y. 1990, Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *Anais 1º Workshop Neotectônica e Sedimentação Continental. Cenozóica. No Sudeste Brasil.. Belo Horizonte*.
- Hasui, Y., Costa, J. B. S. 1996, Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 5, 1996, Belém. Anais... Belém: SBG, V.1, p.20.
- Hasui, Y.; Borges, M.S.; Morales, N.; Costa, J.B.S.; Limenez-Rueda, J.R.; Pires Neto, A.G., BERMEGUY, R.L. 1999, Mapa neotectônico do estado de São Paulo: quadro Geológico Congress, Rio de Janeiro, CD-ROM.SBG/SP/RJ/ES e IGCE/UNESP, 1999. p. 98.

- Hasui, Y.; Borges, M.S.; Morales, N.; Costa, J.B.S.; Bermeguy, R.L.; Limenez-Rueda, J.R. 2000, Intraplate neotectônicos in Southeastern Brazil. 31 International preliminar. In: Simp. Geol. Sudeste, 6, 1999, São Pedro. Bol. De Resumos. São Pedro,
- Kegel, W. 1957, Contribuição ao estudo da bacia costeira do Rio Grande do Norte.
- Mabesoone, J. M. (1987), Revisão Geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte e do seu embasamento FINEP/PADC. Relatório Interno. 60p. Recife.
- Maia, L. M. 1993, Controle tectônico e evolução geológica/sedimentológica da região da desembocadura do rio Jaguaribe. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 144 p.
- Meireles, A.J.A. (1991), Mapeamento geológico-geomorfológico do Quaternário costeira de Icapuí – Extremo leste do estado do Ceará. Dissertação de Mestrado UFPE. 133 p. Recife
- Morales, N. 1993, Evolução Tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio na porção ocidental. IGCE-UNESP, Rio Claro, Tese de Doutorado, 264 p. 2 v.
- O’Leary, D.W.; Friedman, J. D.; Pohn, H. A. – 1976, Lineament, linear, lineation: some proposed new standars for term. Geol. Soc. Am. Bull. New York, v. 87, n. 10, p. 1463.
- Oliveira, A. I. ; Leonardos, O.H. 1943, – Geologia do Brasil. 2ª Ed. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura. 1943. 813 p.
- Oliveira, P. E. e Andrade Ramos, J. R. 1956, Geologia das quadrículas de Recife e Ponta de Pedras. B. Div. Geol. Mineral., Rio de Janeiro, (15): 1-60.
- Pettijohn, F. J.; Potter, P. E. e Siever, R. 1973, Sand e sandstone. Ed. Springer-Verlag. New York, 618 p.
- Saadi, A. 1990, Um rift Neo-Cenozóico na região de São João Del Rei – MG, borda sul do Cráton do São Francisco. In: Workshop Neotectônica e Sedimentação Continental Cenozóica Revista de Geociências-Geonomos, 1: 1-15.63-79.
- Saadi, A. & Torquato, J.R. (1992), Contribuição a neotectônica do estado do Ceará. Ver. De Geologia. 5: 5-38.
- Saadi, A. 1993, Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretações preliminares do sudeste do Brasil, I, Belo Horizonte, 1990, Anais., Belo Horizonte, SBG/MG, Bol. 11, p.
- Soares, P. C. Fiori, A. P. 1976, Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Notícia geomorfológica, Campinas, n. 16, p. 17-39.
- SELLEY, R. C. 1970, Ancient sedimentary environments. Londres, Ed. Chapman e Hall. 237 p.
- Selley, R. C. 1970, Ancient sedimentary environments. Londres, Ed. Chapman e Hall. 237 p.
- Sousa, D. do C.; Jardim de Sá, E. F.; Matos, R. M. D. 2000, Caracterização da deformação na Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (Icapuí, CE), litoral ocidental da Bacia Potiguar. VII Simp. Nac. Estudos Tectônicos, Pernambuco: 4/283-285.
- Sousa, D. do C.; Jardim de Sá, E. F.; Matos, R. M. D.; Oliveira, D. C de, 1999, Caracterização da deformação na Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (Icapuí, CE), litoral ocidental da Bacia Potiguar. VII Simp. Nac. Estudos Tectônicos, Lençóis: 4/90-93.
- Sousa, Oliveira, D.C. 1999, Caracterização da deformação da Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (Icapuí, CE), litoral ocidental da Bacia Potiguar. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis: 4: 90-93.
- SUDENE - ASMIC. 1967, Estudo geral de base do vale do rio Jaguaribe. Hidrogeologia. Recife, 7. 245 p.
- Suguio, K. 1980, Rochas Sedimentares. Editora Edgard Blücher Ltda São Paulo, 500 p.
- Teixeira, F. J. e Paiva, M. H. A. 1993, Estudo hidrogeológico e hidroquímico da região costeira do município de Icapuí-Ce. Relatório de Graduação UFC. Fortaleza, 144. p
- Wallace, R.El. 1986, Overview and recommendations. In: Wallace, R.E. (Ed.). Active tectonics. Washington, D.C.: National Academic Press. P3-19.

