

A DEFORMAÇÃO DAS COBERTURAS TERCIÁRIAS DO PLANALTO DA BORBOREMA (PB-RN) E SEU SIGNIFICADO TECTÔNICO

JOÃO MARINHO DE MORAIS NETO¹ & FERNANDO FLECHA DE ALKMIM²

RESUMO A ocorrência de capeamentos sedimentares em cotas elevadas do Planalto da Borborema, no nordeste brasileiro, tem sido apontada como evidência do soerguimento experimentado por aquela porção do escudo brasileiro durante o Cenozóico. Tais sedimentos constituem a Fm. Serra do Martins (conglomerados e arenitos continentais), cuja idade é atribuída ao Eoterciário. Um estudo estrutural, sedimentológico e geocronológico realizado no capeamento sedimentar das serras de Cuité, Bom Bocadinho, Araruna, Dona Inês e Solânea-Bananeiras, no estado da Paraíba, revelou que a Fm. Serra do Martins sofreu um importante pulso de soerguimento sob a influência de um campo de tensões com forte componente compressional.

Na porção estudada do Planalto da Borborema, os platôs sedimentares ocorrem como *mesetas* assimétricas que compreendem um grande homoclinal mergulhando para N e NNE. As estruturas mais penetrativas observadas em afloramentos são dois conjuntos de juntas subverticais com direções NNW-SSE e E-W. Também são freqüentes falhas reversas de baixo ângulo, mergulhando principalmente para SE, assim como zonas de deslocamento intraestratal. Falhas direcionais dextrais de baixo a médio ângulo, com orientação NW-SE, estão presentes na zona de contato entre o embasamento cristalino e a cobertura sedimentar. Feições transcorrentes dextrais, orientadas nas direções NE-SW e NW-SE, ocorrem mais raramente. Na serra de Solânea-Bananeiras, as estruturas mais conspícuas são falhas normais de direção NNE-SSW e NW-SE, assim como conjuntos de juntas subverticais orientados segundo SSE, WNW-ESE e NE-SW.

Análise cinemática e determinação de *paleostress* indicaram uma tensão compressional orientada na direção SE-NW para a nucleação da família de estruturas frágeis mais penetrativas, presentes na Fm. Serra do Martins, as quais incluem o par conjugado de juntas, as falhas reversas, as falhas direcionais dextrais de baixo ângulo e as zonas de deslocamento intraestratais. Além disso, a bisetritz aguda do par conjugado de juntas coincide com a direção da paleotensão principal máxima obtida pela análise dinâmica.

Sobre o platô de Solânea-Bananeiras, a Fm. Serra do Martins encontra-se discordantemente sotoposta por um pacote de sedimentos siliciclásticos correlacionáveis à Fm. Barreiras, de idade miocênica-pleiocênica. A Fm. Barreiras é afetada apenas por falhas normais e por juntas subverticais. O soerguimento do Planalto da Borborema, pelo menos na área estudada, deve ter sofrido a influência de mecanismos diversos, como variações no campo de tensões intraplaca associada à influência dos eventos magmáticos terciários daquela porção do nordeste brasileiro.

Palavras-chave: Planalto da Borborema, coberturas terciárias, análise de paleotensões, soerguimento cenozóico.

ABSTRACT The occurrence of Tertiary sediments at high elevations on the Borborema plateau, northeastern Brazil, have been viewed as evidence for a Cenozoic uplift pulse affecting the whole northeastern portion of the Brazilian shield. A structural, sedimentological and geochronological study carried out on Cuité, Bom Bocadinho, Araruna, Dona Inês and Solânea-Bananeiras tablelands, Paraíba State, revealed that the Serra dos Martins Formation (continental sandstones and conglomerates of presumable Early Tertiary ages) underwent a major uplift pulse under a compressional stress field.

In the studied portion of the Borborema plateau, those slightly asymmetrical *mesas* comprise a large N- and NNE-dipping homocline. The most penetrative structures observed in outcrops are two sets of vertical joints striking NNW-SSE and E-W. SE-dipping thrust faults associated with intrastratal detachments and faults are also very frequent. Low angle, dextral strike-slip faults oriented NW-SE are present in the contact zone between the crystalline basement and the sedimentary cover. Dextral shear fractures trending NE-SW and NW-SE occur to a lesser extent. In the Solânea-Bananeiras *mesa*, the most conspicuous structures are NNE-SSW and NW-SE normal faults, as well as subvertical joint sets bearing SSE, WNW-ESE and NE-SW.

Fault slip analysis and paleostress determinations indicated a SE-NW oriented compressional stress direction for the nucleation of the most penetrative family of brittle structures affecting the Serra dos Martins Formation, which includes the conjugated sets of joints, the reverse faults, the low angle dextral strike-slip faults and intrastratal slip zones. Furthermore, the acute bisector of the conjugate sets of joints is almost parallel to the principal stress direction obtained from the paleostress analysis.

On the Solânea-Bananeiras *mesa*, the Serra do Martins Formation is unconformably overlain by a package of siliciclastic sediments correlated to the Miocene-Pliocene Barreiras Formation. The Barreiras Formation is affected only by normal faults and vertical joints.

The uplift of the Borborema Plateau, at least in the studied area, must have been driven by a combination of mechanisms, such as variation in the in-plane stress field associated with the influence of Tertiary volcanic events in northeastern Brazil.

Keywords: Borborema Plateau, Tertiary sedimentary covers, paleostress analysis, Cenozoic uplift.

INTRODUÇÃO Algumas das porções mais elevadas do Planalto da Borborema, no interior dos estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, constituem tabuleiros capeados pelos sedimentos da formação Serra dos Martins, cuja idade é atribuída ao Eoterciário. Historicamente, estas feições do relevo têm sido vistas como testemunhos das etapas mais recentes da gênese da chamada Antéclise da Borborema, feição positiva de grande comprimento de onda que abarca todo o escudo nordestino. Caracterizada por Barbosa (1966), a Antéclise da Borborema seria resultante de arqueamentos epirogenéticos lentos, atuantes desde o Paleozóico.

Estruturas epirogenéticas, tais como altos, arcos, sinéclises e antéclises, embora muito bem descritas, ainda não têm os seus processos genéticos completamente entendidos. O estudo destas feições, via de regra, tem resultado em complexas histórias evolutivas, marcadas pela atuação de diferentes processos no curso de longos intervalos de tempo. Especial atenção tem sido dedicada, atualmente, às feições epirogenéticas positivas que se associam a unidades peculiares de relevo em quase todos os continentes. Em virtude da ação erosiva, tais estruturas são de abordagem ainda mais difícil do que as suas equivalentes negativas (as sinéclises), as quais, por receberem sedimentos, possuem um registro mais completo dos seus processos genéticos.

Visando contribuir com o entendimento de processos atuantes na geração da topografia continental e, em especial, da Antéclise da Borborema, realizou-se um estudo multidisciplinar enfocando o setor do Planalto da Borborema situado entre os estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. Especificamente, buscou-se responder as seguintes questões: (a) Por que os remanescentes sedimentares terciários presentes naquela região encontram-se em altitudes entre 500 e 850 m? (b) Quais os processos responsáveis pelo seu soerguimento? (c) Quando ocorreu o seu soerguimento?

No presente trabalho são apresentados os resultados de um estudo estrutural realizado como parte de uma abordagem mais geral do problema, que envolveu ainda análise sedimentológico-estratigráfica das coberturas sedimentares e uma investigação geocronológica do soerguimento, baseada na técnica dos traços de fissão em apatita. Partindo de uma análise estrutural descritiva e cinemática das estruturas deformacionais presentes nas coberturas terciárias, efetuou-se, através de métodos de corrente uso, a determinação das paleotensões responsáveis pela nucleação das mesmas. Os resultados obtidos são discutidos à luz dos conhecimentos já disponíveis sobre a história tectônica meso-cenozóica da Antéclise da Borborema.

¹ (PETROBRAS/UN-RNCE, Ativo de Exploração, Av. Eusébio Rocha, 1000, Cidade da Esperança, 59064-100, Natal, RN. e-mail: jmarinho@petrobras.com.br)

² (Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Morro do Cruzeiro, 35400-000, Ouro Preto, Minas Gerais. e-mail: alkmin@degeo.ufop.br)

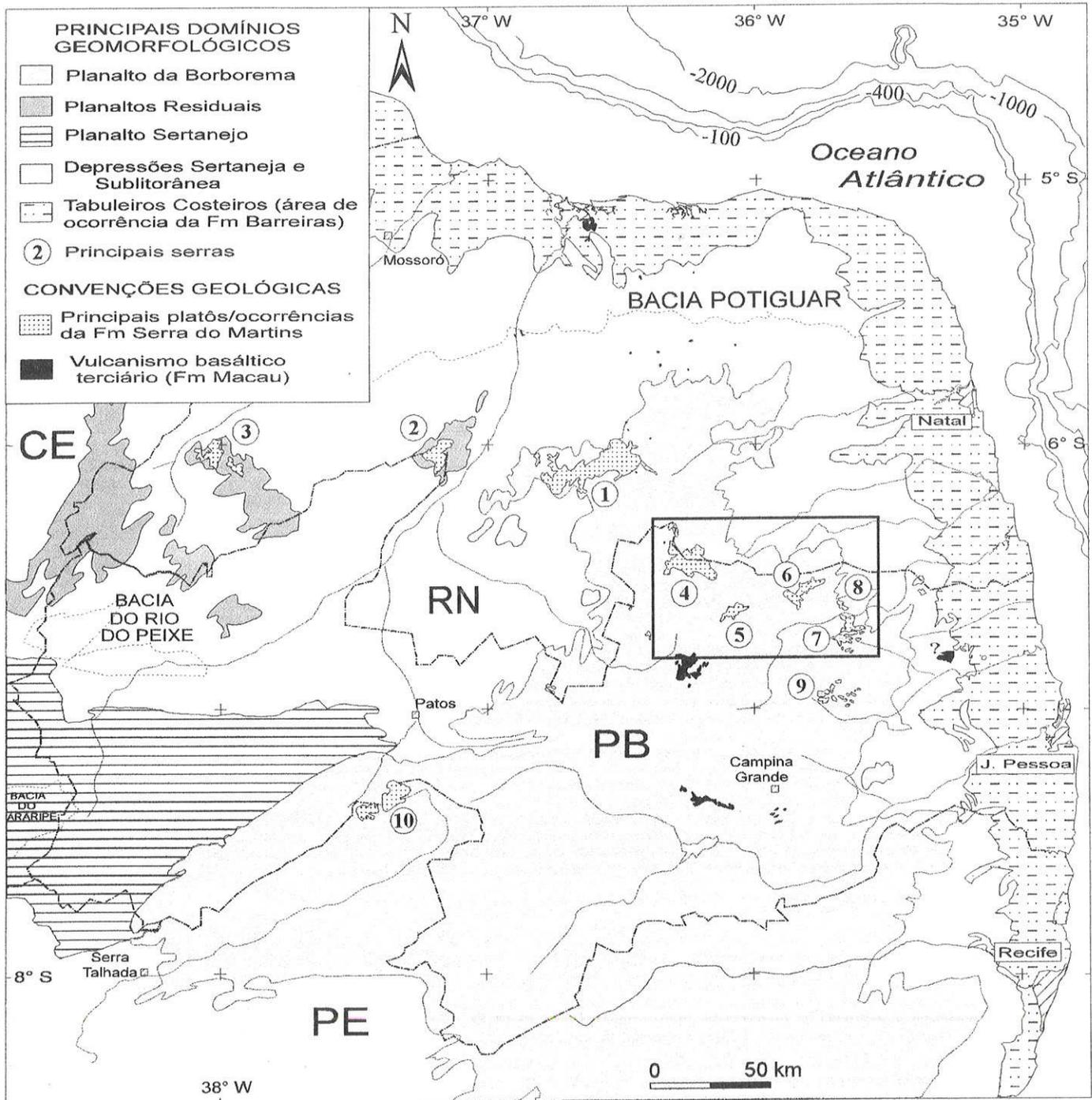


Figura 1 - Principais domínios geomorfológicos do Nordeste oriental do Brasil (simplificado de Prattes et al. 1981) e delimitação da área estudada, na porção centro-norte do estado da Paraíba. Os principais platôs sedimentares do Planalto da Borborema ocorrem capeando as seguintes serras: (1) Santana (2) João do Vale (3) Martins-Portalegre (4) Cuité (5) Bom Bocadinho (6) Araruna (7) Solânea-Bananeiras (8) Dona Inês (9) Areia (10) Teixeira.

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICO DA PORÇÃO ORIENTAL DO PLANALTO DA BORBOREMA A área estudada localiza-se na zona limítrofe dos estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte, abrangendo parte das regiões do Seridó, Curimataú e Brejo Paraibano. Do ponto de vista geomorfológico, está inserida na porção oriental do Planalto da Borborema, o qual é caracterizado por um maciço cristalino pré-cambriano de direção geral NNE-SSW, circundado pela Depressão Sertaneja e por Planícies/Tabuleiros Costeiros (Fig. 1).

As coberturas sedimentares terciárias são encontradas principalmente na porção sul do estado do Rio Grande do Norte e na porção centro-leste do estado da Paraíba. Os remanescentes mais expressivos encontram-se nas serras de Santana, Cuité, Bom Bocadinho, Araruna, Dona Inês, Solânea-Bananeiras, Areia e Teixeira, todas no domínio do

Planalto da Borborema, ou isolados em "planaltos residuais" na Depressão Sertaneja (como as serras de Martins-Portalegre e João do Vale). Esses depósitos têm sido descritos desde o início do século, porém o primeiro trabalho sistemático foi realizado por Moraes (1924), que descreveu e cartografou quase todas as ocorrências conhecidas.

Na área investigada, os sedimentos possuem espessuras variáveis entre 5 e 120 metros e assentam-se em discordância sobre rochas pré-cambrianas pertencentes a duas unidades tectônicas maiores da Província Borborema: a Faixa de Dobramentos Seridó e o Maciço São José do Campestre (Almeida et al. 1977, Dantas et al. 1998).

Pelo fato daqueles sedimentos não apresentarem conteúdo fossilífero, diversas tentativas de posicionamento estratigráfico foram efetuados com base em resultados de estudos geomorfológicos, asso-

ciados à evolução paleoclimática da região. Em quase todas os modelos apresentados, buscou-se estabelecer uma relação entre posicionamento estratigráfico das coberturas e eventos de aplainamento regionais de idade cenozóica. Dentre outros, destacam-se, nessa linha, os trabalhos de Ab'Saber (1958), Andrade & Lins (1965), Mabesoone *et al.* (1972), Bigarella (1975) e Castro & Mabesoone (1980).

Na porção terrestre da Bacia Potiguar, a associação de sedimentos "correlatos" à Fm. Serra do Martins (as formações Barreiras e Tibau) com o vulcanismo álcali-basáltico (Fm. Macau) tem sido utilizada por diversos autores para situar a sua deposição entre o Oligoceno e o Eoceno, quando não mais antiga. O "vulcanismo Macau" manifestou-se na porção oriental da Província Borborema, assim com na margem continental adjacente, devido a um evento magmático contínuo, ativo do Eoceno ao Mioceno (Sial 1976, Almeida 1986). No continente, os corpos basálticos parecem estar alinhados na direção N-S e sua controversa origem tem sido associada a anomalias térmicas do manto ou à passagem da região sobre um *hot spot*.

Recentemente, Menezes (1999) efetuou a caracterização sedimentológica e estrutural das rochas siliciclásticas da Fm. Serra do Martins, nas mesmas serras. Constatou que tais sedimentos foram termicamente afetados por um *plug* vulcânico da Fm. Macau, próximo a Cerro Corá-RN, e verificou que a porção NE da serra de Santana foi alçada por influência do vulcanismo terciário, o que reforça a hipótese da deposição da Fm. Serra do Martins ser anterior àquele evento magmático (ativo do Eoceno ao Mioceno).

Com base no empilhamento estratigráfico e nos eventos erosivos da seção pós-rifte da Bacia Potiguar estabelecidos por Soares *et al.* (1999) e Pessoa Neto (1999), assim como em eventos de soerguimento regionais interpretados através da análise de traços de fissão em apatita, Moraes Neto (1999) apontou a seção basal da "megassequência regressiva" da Bacia Potiguar como provável correlata à Fm. Serra do Martins. O posicionamento cronoestratigráfico do intervalo considerado (Eocampaniano-Neopaleoceno), atestaria a natureza pré-"vulcanismo Macau" dos remanescentes interiores da Fm. Serra do Martins. Essa hipótese, caso confirmada, recuará a deposição da Fm. Serra do Martins até o topo do Senoniano.

ASPECTOS SEDIMENTOLÓGICOS E ESTRATIGRÁFICOS DAS FORMAÇÕES SERRA DOS MARTINS E BARREIRAS NAS SERRAS DA BORBOREMA ORIENTAL

Os capeamentos sedimentares das serras estudadas são constituídos por depósitos continentais que deram origem a formas de relevo típicas de "platôs", tais como mesas, *mesetas* e chapadas (Fig. 2). A porção superficial dos sedimentos apresenta-se, em geral, em avançado estágio de laterização. Sob as coberturas sedimentares, o topo do embasamento cristalino preserva evidências de um intenso processo de caulnização. Além disso, em todas as serras estudadas, observa-se um *front* de silicificação que afeta, indistintamente, tanto o topo do embasamento quanto os sedimentos da Fm. Serra dos Martins.

A Formação Serra do Martins Esta unidade capeia as serras de Cuité, Bom Bocadinho, Araruna e Dona Inês, ocorrendo sotoposta à Fm. Barreiras na serra de Solânea-Bananeiras (Fig. 3). É constituída por sedimentos siliciclásticos de granulação grossa a conglomerática, por vezes brechóide, podendo ocorrer arenitos finos a médios e intercalações de níveis siltico-argilosos. São texturalmente imaturos, com arcabouço constituído por grãos e seixos de quartzo subangulosos, dispersos numa matriz argilosa, via de regra caulnizada. Sua espessura varia de 5 a 60 metros, com média na faixa de 25-30 metros. As associações faciológicas e as características petrográficas apontam para deposição em ambiente fluvial, provavelmente dominado por leques aluviais situados próximo à área fonte.

A Formação Barreiras Depósitos sedimentares correlacionáveis à Fm. Barreiras recobrem a Fm. Serra do Martins na maior parte da serra de Solânea-Bananeiras e aparecem como vestígios localizados no topo da serra de Araruna (Moraes Neto & Alkmim 1998). Nesta última, os sedimentos correlacionáveis à Fm. Barreiras jazem sobre crostas lateríticas do topo da Fm. Serra do Martins, sendo constituídos por siltitos médios de coloração branca a vermelha e de arenitos finos extremamente alterados e friáveis. Alcançam no máximo 10 metros de espessura.

Na serra de Solânea-Bananeiras, as relações estratigráficas entre as formações Barreiras e Serra do Martins caracterizam um contato discordante (Fig. 3). Os sedimentos da unidade superior foram inicial-



Figura 2 - Vista panorâmica de um típico platô sedimentar da Fm. Serra do Martins no topo de serras do Planalto da Borborema; região do Seridó (fronteira RN-PB).

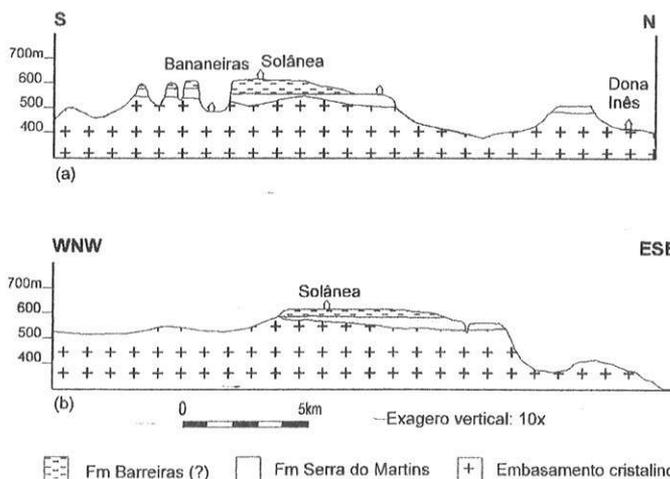


Figura 3 - Relações estratigráficas entre as formações Serra do Martins e Barreiras, separadas por discordância erosional (serra de Solânea-Bananeiras). Exagero vertical das seções: 10x.

mente caracterizados como Fm. Solânea por Assis (1967), sendo, posteriormente, considerados como "sedimentos Barreiras" (Assis 1985). Embora sem controle bioestratigráfico, essa correlação é mantida com base nas similaridades litológicas, nas feições deposicionais e no empilhamento estratigráfico observado.

Os sedimentos da Fm. Barreiras variam de areno-argilosos a conglomeráticos, apresentando coloração variada. Dominam arenitos texturalmente imaturos, moderadamente a mal selecionados, com matriz argilosa, sendo comuns intercalações centimétricas a métricas de níveis conglomeráticos. Frequentemente mostram-se oxidados e/ou caulnizados, com aspecto friável. As espessuras da Fm. Barreiras na serra de Solânea-Bananeiras variam de 5 a 55 metros, com médias na faixa de 35-40 metros. As características petrográficas e as fácies deposicionais observadas assemelham-se às feições descritas nos tabuleiros e falésias da zona litorânea, onde são interpretadas como depósitos associados a um sistema fluvial dominado por leques aluviais e canais entrelaçados (Alheiros & Lima Filho 1991).

O ACERVO ESTRUTURAL DAS COBERTURAS SEDIMENTARES A análise estrutural levada a efeito na cobertura sedimentar das serras de Cuité, Bom Bocadinho, Araruna, Dona Inês e Solânea-Bananeiras revelou que, além de tomarem parte em uma suave estrutura antiformal regional (Fig. 4), tais unidades apresentam um rico acervo de estruturas deformacionais de menor escala.

Todos os platôs exibem estruturação em homoclinal suave, com mergulhos dominantes para N e NNE. Em função dessa geometria, geralmente as escarpas situadas a sul dos platôs são mais abruptas, devido ao suave basculamento dos sedimentos e do seu substrato cris-

talino. Esse padrão de erosão - escarpas abruptas a sul/sudeste e suas a norte/nordeste - é recorrente em todos as serras visitadas, repetindo-se nas pequenas *mesetas* isoladas dos platôs principais.

Analisando-se conjuntamente as serras de Solânea e Araruna (Fig. 5), verifica-se uma tendência de domeamento no substrato cristalino de ambas, assim como no topo aplainado das formações Serra do Martins e Barreiras, o que leva a interpretar a existência de um eixo de abaulamento com direção aproximada ENE-WSW. Nesta mesma direção está orientado o eixo de arqueamento do acamamento sedimentar da Fm. Serra do Martins na serra de Solânea-Bananeiras (Fig. 4 e 5), e coincide com a direção do principal divisor de água da área (Lima & Melo 1985). Além disso, tal orientação é coerente com as direções de eixos de altos e baixos estruturais localizados por Czajka (1958) no domínio do Planalto da Borborema, com base na divisão do relevo e na hidrografia da região, os quais foram inferidos como hipotéticos eixos de abaulamento.

Juntas e falhas que afetam a Fm. Serra do Martins

JUNTAS As juntas são as estruturas mais evidentes nas serras estudadas. Afetam todas as rochas da Fm. Serra do Martins, além do seu substrato cristalino silicificado e caulinizado. Exibem espaçamento centimétrico a métrico, com planos que têm boa continuidade e traço reto em planta. São facilmente identificáveis em escala de afloramento e, em vários pontos, é perfeitamente reconhecível o seu controle sobre o caráter ruiforme da topografia local. Na serra de Cuité, concentram-se ao longo de duas direções principais (Fig. 6a). Ocorre um conjunto de juntas subverticais de direção NNW a N-S, mergulhando ora para ENE ora para WSW, assim como um conjunto de juntas de direção aproximadamente E-W, as quais mergulham predominantemente para N. Uma outra concentração de planos, menos significativa, ocorre na direção N20-N50E.

Na serra do Bom Bocadinho, as juntas também são as estruturas mais penetrativas. São subverticais, dispostas preferencialmente na direção N-S e com concentrações subordinadas nas direções SE-NW e E-W (Fig. 6b); estas últimas controlam a topografia local e o traçado das escarpas mais abruptas, a sul do platô. A serra de Araruna oferece poucas exposições de elementos estruturais devido à pequena espessura do pacote sedimentar (20 metros em média), ao relevo mais suavizado e ao aumento da cobertura vegetal. Entretanto, foram identificadas juntas subverticais preferencialmente concentradas na direção WSW-ENE, embora exista uma grande dispersão na direção das mesmas (Fig. 6c). Nas serras de Dona Inês e Solânea-Bananeiras, as juntas que afetam a Fm. Serra do Martins são predominantemente subverticais, concentrando-se nas direções N-S e NE-SW (Fig. 6d).

Algumas juntas exibem ressaltos e estrias subhorizontais. A despeito do número reduzido de indicadores cinemáticos, e considerando sua íntima associação e distribuição equivalente por toda a região, pode-se presumir que os conjuntos orientados segundo NNW-SSE e E-W constituam um par conjugado de juntas de cisalhamento. O aparente "mascaramento" de ornamentação nos planos dessas fraturas pode ser devido à sua granulação - predominantemente brechóide/conglomerática - o que dificulta o registro de bons marcadores.

FALHAS REVERSAS As falhas reversas da serra de Cuité estão registradas principalmente em arenitos finos e nêveis de siltito da Fm. Serra do Martins. A maioria das falhas reversas está alojada próximo ao contato com o embasamento, porém, em alguns locais, afetam o topo do pacote sedimentar. As superfícies estriadas são de baixo ângulo e ligeiramente curvas, podendo ocorrer planos de falha estriados com direções distintas e sentidos de mergulho opostos. Algumas dessas falhas ocorrem como superfícies de alto ângulo, exibindo ressaltos e estrias de alta obliquidade (Fig. 7); outras possuem geometria curva e são ornamentadas com estrias de atitude variável. Orientam-se, preferencialmente, segundo as direções N064°E e N025°E (diagrama A da Fig. 8).

Na extremidade SW da serra de Cuité, em uma pequena *meseta* separada da escarpa principal, são encontradas evidências de movimentação intraestratal, marcada por ressaltos e estrias em nêveis milimétricos de sílica que separam estratos do arenito brechóide. As camadas encontram-se basculadas predominantemente para E e, nos nêveis silicificados, os ressaltos assimétricos indicam movimentação reversa a reversa sinistral (diagrama B da Fig. 8).

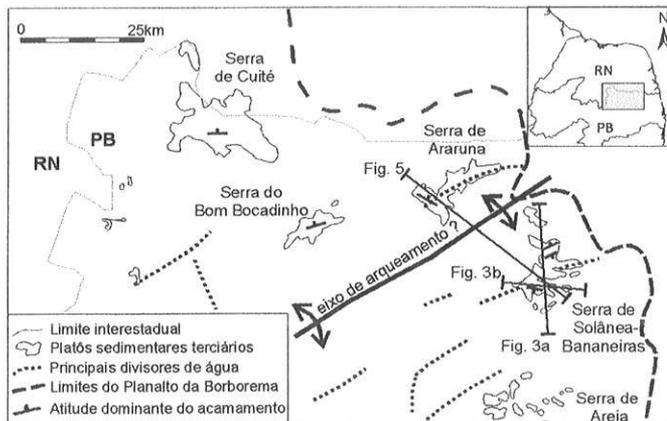


Figura 4 - Comportamento estrutural do acamamento sedimentar nos platôs terciários da área estudada. Notar coincidência do provável arqueamento regional com os principais divisores de água da região.

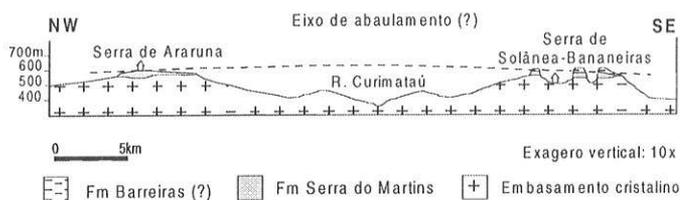


Figura 5 - Seção geológica com provável eixo de abaulamento regional interpretado entre as serras de Araruna e Solânea-Bananeiras. Ver localização na Figura 4.

Na base da escarpa situada a sul da cidade de Cuité, no contato com o embasamento cristalino, ocorre uma zona de falha reversa com orientação distinta das anteriormente descritas. As superfícies são de baixo a médio ângulo, com direção NW-SE, estando ornamentadas com estrias de alta obliquidade (diagrama C na Fig. 8). Os ressaltos assimétricos indicam movimentação reversa frontal na direção NNE.

O mesmo padrão geométrico das falhas reversas da serra de Cuité também se faz presente na serra do Bom Bocadinho. Ali as falhas afetam arenitos finos intercalados nos conglomerados, próximo ao topo do platô, assim como a zona silicificada no contato entre a Fm. Serra do Martins e o embasamento cristalino (diagrama D da Fig. 8). As falhas têm direção predominante NE-SW e mergulham entre 05° e 55°, estando ornamentadas com estrias e ressaltos de alta obliquidade. Algumas superfícies apresentam geometria curva, ligeiramente côncava, com estrias dispostas em forma de leque. Mais raramente, têm formas convexas, porém preservando a mesma direção geral.

Na serra de Solânea-Bananeiras, as evidências de falhamentos reversos na Fm. Serra do Martins são escassas. Este tipo de deformação foi reconhecido apenas na extremidade NNE da serra, onde estrias de arrasto estão presentes em planos de baixo ângulo nos arenitos conglomeráticos (Fig. 9). As estrias mostram-se coerentes com as lineações de caráter reverso reconhecidas nas demais serras (vide diagrama E da Fig. 8).

FALHAS DIRECIONAIS DE BAIXO A MÉDIO ÂNGULO Na extremidade NW da serra de Cuité, próximo a Santa Luzia do Picuí, um conjunto de falhas de baixo a médio ângulo de mergulho afeta o topo silicificado do embasamento cristalino, na zona de contato com os sedimentos da Fm. Serra do Martins. A zona deformada exibe ressaltos assimétricos e superfícies estriadas, revestidas por uma película lisa de coloração clara (Fig. 10). A maioria das falhas possui direção geral NW-SE, apresentando estrias de baixa obliquidade (diagrama F da Fig. 8). O valor do caimento das estrias varia de 03° a 28° e as feições cinemáticas a elas associadas indicam sentido de movimentação predominantemente dextral. A foliação principal dos biotita-xistos que constituem o embasamento cristalino muda de atitude à medida que se aproxima da zona deformada, adquirindo a mesma orientação dos pla-

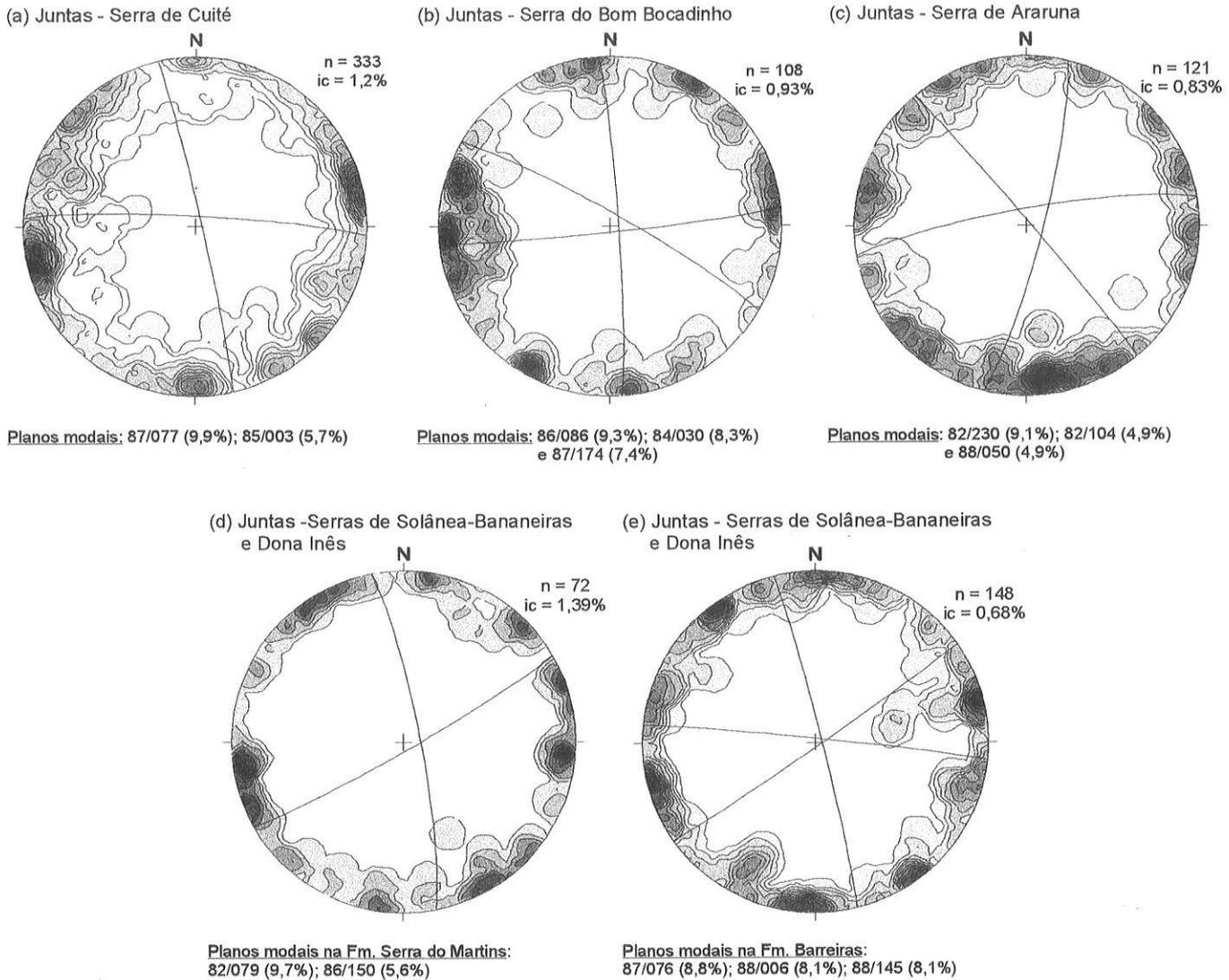


Figura 6 - Diagramas sinópticos dos principais conjuntos de juntas da Fm. Serra do Martins: (a) Serra de Cuité; (b) Serra do Bom Bocadinho; (c) Serra de Araruna; (d) e (e) Serras de Solânea-Bananeiras e Dona Inês.

nos estriados. Esse fato sugere que pode ter havido uma reativação frágil da Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara (ZCPJC – vide Fig. 8), importante feição regional brasileira, de natureza dúctil, cartografada nas proximidades.

Os indicadores cinemáticos concentram-se, principalmente, no embasamento cristalino silicificado/alterado, imediatamente abaixo do contato com os sedimentos silicificados, sugerindo, a princípio, um episódio de movimentação anterior à deposição dos sedimentos. Nesse caso, tais feições poderiam representar estruturas de baixo ângulo relacionadas à deformação transcorrente da ZCPJC, de idade brasileira, já anteriormente identificadas na região (Jardim de Sá *et al.* 1993).

No entanto, considerando-se o fato de que os sedimentos também apresentam-se intensamente silicificados (e às vezes estriados), não pode ser descartada a possibilidade de se tratar de falhamento posterior à sua deposição. Além disso, deve-se considerar que, ao longo da mesma feição estrutural, próximo à borda da bacia Potiguar, importantes reativações frágeis recentes têm sido registradas, geralmente associadas com atividade sísmica (Ferreira *et al.*, 1998). Análise microscópica do material silicificado e estriado mostrou evidências de feições petrográficas de origem sedimentar (P.R. Cordeiro de Farias, comum, verbal). O mesmo tipo de deformação frágil é encontrado em diversos outros pontos da serra de Cuité, onde o substrato cristalino silicificado (gnaisse com uma “carapaça” silicificada no topo) mostra superfícies estriadas com geometria e cinemática semelhantes àquelas previamente descritas.

FALHAS TRANSCORRENTES Algumas fraturas subverticais na Fm.

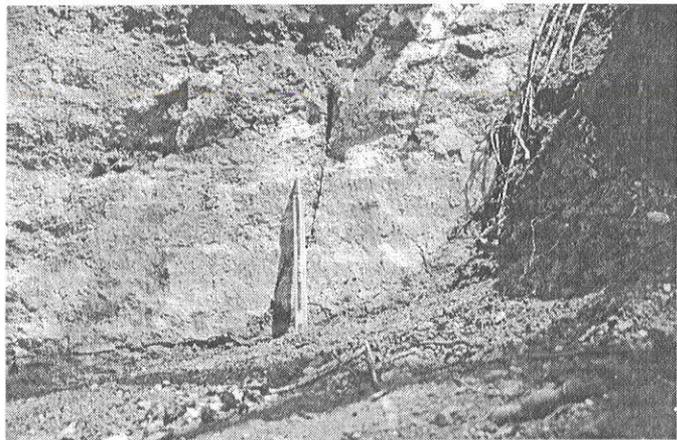


Figura 7 - Fotografia mostrando falha reversa e respectivas estrias na Fm. Serra do Martins. Escarpa sul da cidade de Cuité.

Serra do Martins registram ressaltos e estrias subhorizontais. Tais fraturas apresentam direções variadas e a posição das lineações, embora de ocorrência pouco freqüente, levam a considerá-las como falhas transcorrentes, as quais sofreram movimentação predominantemente dextral. Concentram-se em duas direções principais: NW-SE (Fig. 11d) e NE-SW (Fig. 11e). Estruturas frágeis semelhantes também afe-

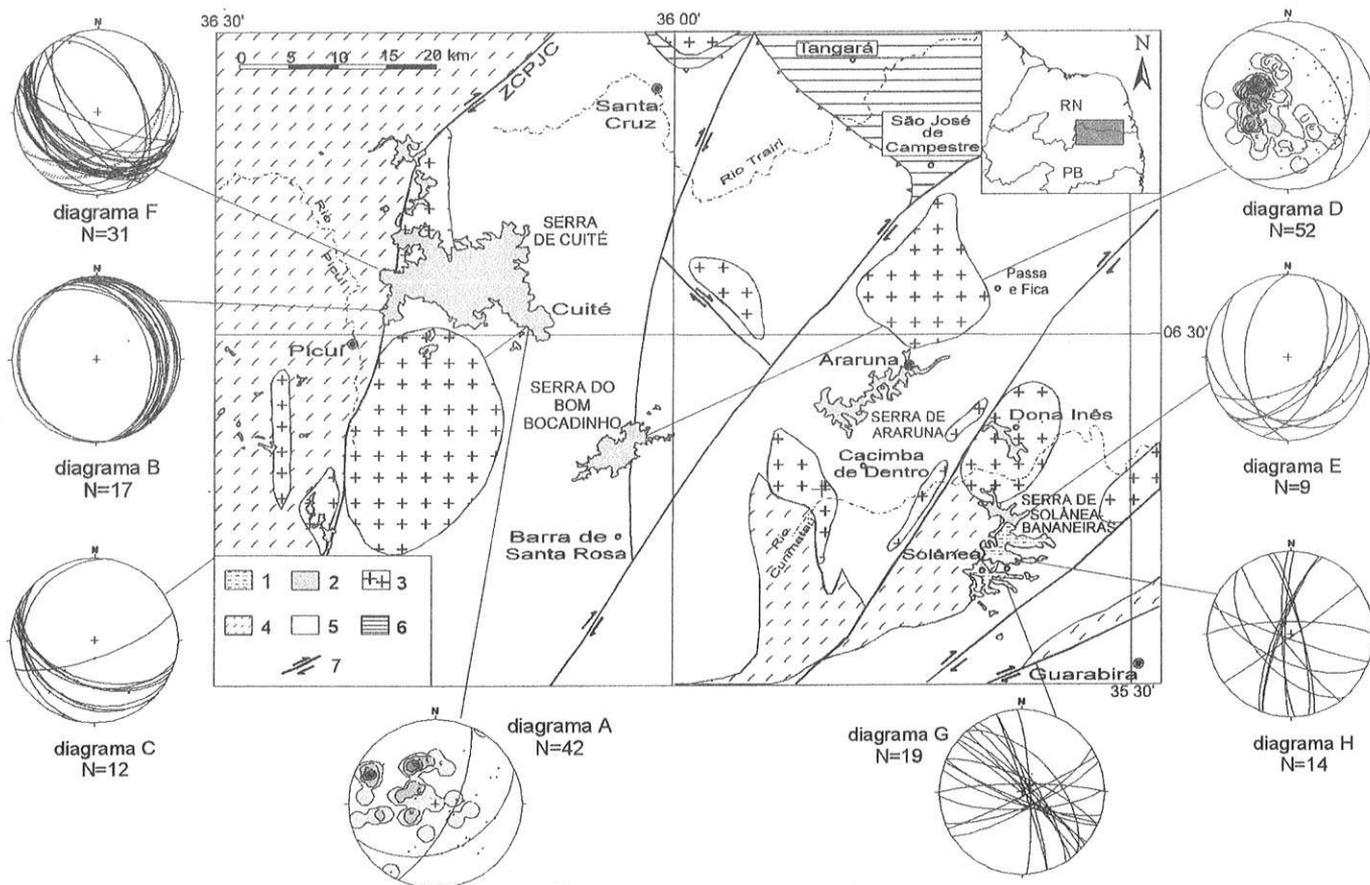


Figura 8 - Geologia simplificada da região estudada, com os principais platôs sedimentares terciários [modificado de Jardim de Sá (1994), Dantas et al. (1997) e Moraes Neto (1999)]. Os estereogramas referem-se a conjuntos de estruturas citados no texto. Legendas: (1) Fm. Barreiras (2) Fm. Serra do Martins (3) Granitóides brasileiros (4) Faixa Dobrada Seridó (5) Gnaisses e migmatitos paleoproterozóicos (6) "Terrenos" e complexos arqueanos (7) Zonas de cisalhamento brasileiras.

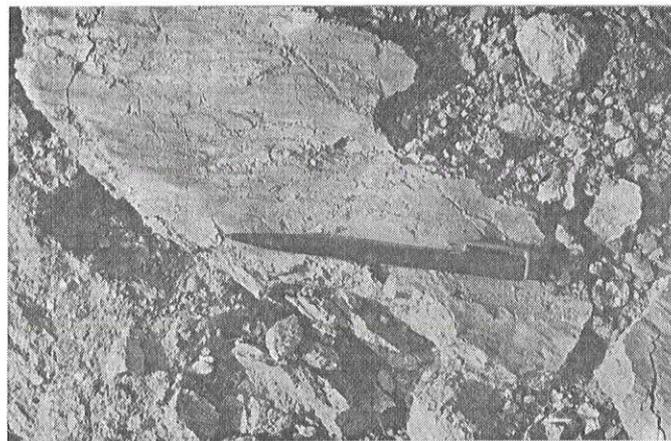


Fig. 10 - Fotografia mostrando estrias reversas em arenito conglomerático silicificado. Fm. Serra do Martins; extremidade NE da serra de Solânea-Bananeiras.

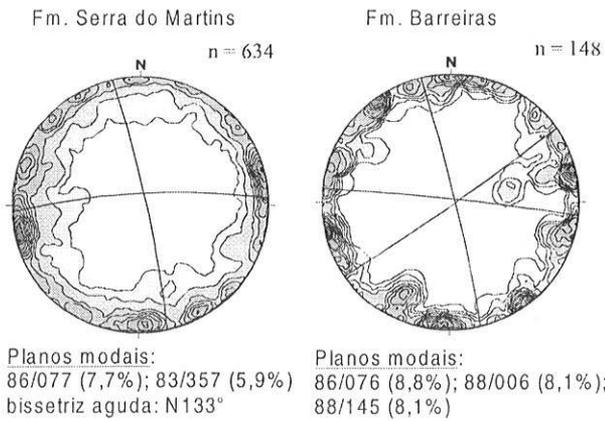
Fig. 9 - Estrias e ressaltos assimétricos em falha dextral de baixo ângulo na zona de contato entre o embasamento silicificado/caulinizado e os sedimentos da Fm. Serra do Martins. Extremidade NW da serra de Cuité.

tam o embasamento silicificado/caulinizado; exibem indicadores cinemáticos dextrais, portanto coerentes com a movimentação encontrada nos sedimentos (Figura 11e).

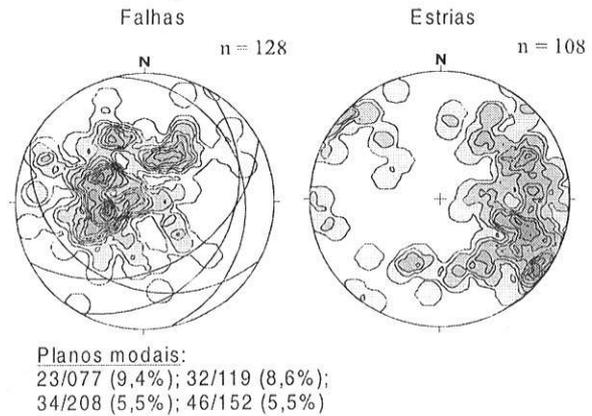
FALHAS NORMAIS Falhas normais ocorrem com frequência apenas na serra de Solânea-Bananeiras, onde são responsáveis por intensa fragmentação e conseqüente alteração daquela unidade. Dispõem-se predominantemente na direção NNE-SSW (diagrama G na Fig. 8) e mostram planos revestidos por películas de *gouge* alterado, de coloração castanha, geralmente ornamentados por estrias de arrasto de alta obliquidade.

Juntas e falhas observadas na Fm. Barreiras **JUNTAS** A Fm. Barreiras é afetada por conjuntos de juntas cujas direções preferenciais assemelham-se às identificadas na Fm. Serra do Martins. Tais juntas apresentam concentrações máximas nas direções NNW-SSE, com concentrações subordinadas nas direções ESE-WNW e NE-SE (Fig. 11a). Exibem mergulhos predominantemente subverticais, embora ocorram raros planos de baixo ângulo (entre 18° e 30°). Em planta, apresentam espaçamento decimétrico. Várias juntas de direção NW-SE mostram continuidade vertical acima das crostas lateríticas que separam as duas unidades, estando parcialmente preenchidas por óxidos de ferro.

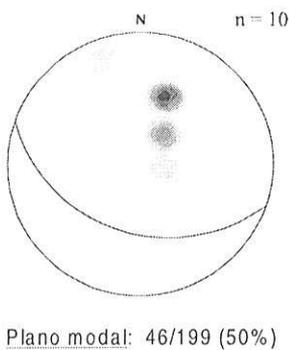
(a) Pólos de juntas subverticais



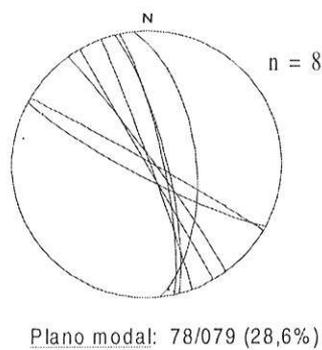
(b) Pólos de falhas reversas, intraestratais e dextrais de baixo ângulo



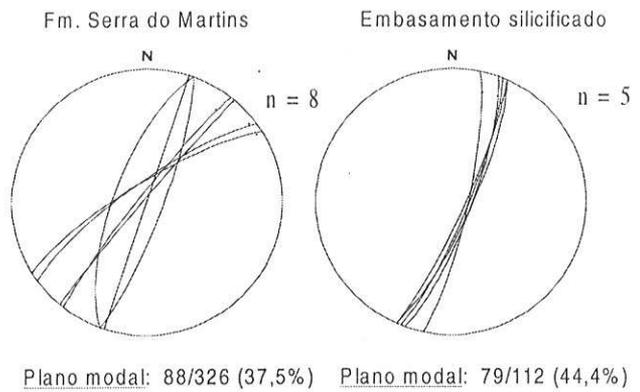
(c) Pólos de falhas reversas na base da escarpa de Cuité



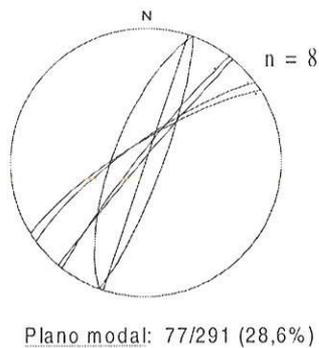
(d) Falhas transcorrentes de direção NW-SE



(e) Falhas transcorrentes de direção NE-SW



(f) Falhas normais na Fm. Serra do Martins



(g) Falhas normais na Fm. Barreiras

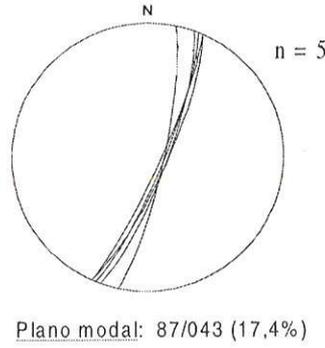


Figura 11 - Sumário dos principais conjuntos de estruturas frágeis caracterizados nas coberturas sedimentares estudadas.

FALHAS Na serra de Solânea-Bananeiras, também foram identificadas diversas falhas normais na Fm. Barreiras, as quais apresentam direção preferencial NW-SE e mergulhos subverticais (diagrama H na Fig. 8), além de lineações de arrasto de alta obliquidade. Ressaltos indicadores de movimentação normal destacam-se sobre uma fina película argilosa de aspecto oxidado que recobre as superfícies ornamentadas por sulcos e estrias.

Sinopse das estruturas frágeis descritas nas coberturas terciárias Com base na sua expressão, distribuição e compatibilidade cinemática, cinco grupos de estruturas frágeis foram distinguidos nas serras de Cuité, Bom Bocadinho, Araruna, Dona Inês e Solânea-
Revista Brasileira de Geociências, Volume 31, 2001

Bananeiras. Tais grupos estão sumarizados na Fig. 11. São notáveis dois conjuntos de juntas sistemáticas (subverticais e orientadas preferencialmente nas direções NNW-SSE e WNW-ESE) que, pela sua presença constante, espaçamento e penetratividade nos sedimentos da Fm. Serra do Martins, são interpretadas como um par conjugado, cuja bissetriz aguda posiciona-se em N133°E. Uma família subordinada de juntas de direção NE-SW também se destaca, estando mais bem representada nos sedimentos da Fm. Barreiras (Fig. 11 a).

Um grupo de estruturas com grande coerência cinemática e geométrica reúne as falhas reversas, as falhas reversas intraestratais e as falhas dextrais de baixo a médio ângulo, as quais exibem baixo ângulo de mergulho de orientação variável e estrias concentradas no quadrante

SE (Fig. 11b); tais estruturas têm ampla distribuição nas serras de Cuité e Bom Bocadinho. Localmente, na base da escarpa da serra de Cuité, falhas reversas de direção NW-SE afetam a zona silicificada no contato dos sedimentos com o substrato cristalino, sendo cinematicamente incompatíveis com as demais falhas reversas caracterizadas na cobertura sedimentar (Fig. 11c).

Falhas transcorrentes subverticais de direção NW-SE, pouco penetrativas e com movimentação predominantemente dextral, estão presentes nos sedimentos das serras de Cuité e Bom Bocadinho (Fig. 11d). Falhas transcorrentes subverticais de direção NE-SW, também dextrais, são encontradas tanto na cobertura sedimentar quanto no substrato cristalino silicificado e caulinizado (Fig. 11e); são cinematicamente incompatíveis com as falhas transcorrentes de direção NW-SE, sendo por isso consideradas como um conjunto de estruturas distinto, porém de posicionamento temporal indefinido em relação àquelas.

Na serra de Solânea-Bananeiras ocorrem falhas normais de alto ângulo de direção NE-SW e NW-SE, as quais afetam, respectivamente, tanto a Fm. Serra do Martins (Fig. 11f) quanto a Fm. Barreiras sotoposta (Fig. 11g).

CAMPOS DE ESFORÇOS ASSOCIADOS ÀS JUNTAS E FALHAS DAS COBERTURAS TERCIÁRIAS Os dados das falhas e juntas ornamentadas presentes nas formações Serra do Martins e Barreiras, após tratados e agrupadas em conjuntos geneticamente coerentes, foram submetidos a uma análise dinâmica, visando a determinação da orientação das paleotensões associadas à sua nucleação.

De acordo com a clássica teoria de falhamento de Anderson (Anderson 1951), o padrão de deslocamento de um arranjo conjugado de falhas está diretamente relacionado ao estado de tensões atuante à época do falhamento, sendo que a movimentação tectônica ao longo dos falhamentos gera populações de estrias com padrão similar, as quais podem indicar as direções principais de tensão atuantes à época da sua formação. Desse modo, a premissa básica que se assume é que cada deslocamento da falha (indicado pelas estrias) tem a direção e o sentido de cisalhamento que corresponde a um único tensor comum atuante durante a deformação.

Diversos métodos para a determinação das orientações das tensões principais foram desenvolvidos nas últimas décadas. Os métodos ditos inversos consistem na determinação da paleotensão média a partir do conhecimento das orientações e sentido de deslocamento de diversas falhas. Tais métodos baseiam-se na idéia de que os movimentos se dão paralelamente à direção da tensão cisalhante que atua sobre o plano da falha, conforme formulado por Wallace (1951) e Bott (1959, *apud* Angelier 1994). Além disso, assumem que o plano de falha e os blocos envolvidos não sofreram rotação significativa durante e depois do processo.

Para proceder à análise dinâmica, foi aplicado o método dos diedros retos, o qual se fundamenta no princípio desenvolvido e automatizado por Angelier & Mechler (1977). Especificamente, para o cálculo das paleotensões, utilizou-se o programa "ESTRIAS" (versão 4.0) desenvolvido por Françolin (1992) com base nos métodos dos diedros retos elaborados por Angelier & Mechler (*op.cit.*) e Pfliffner & Burkhard (1987). O programa calcula os campos de tensões compressoriais e distensionais para cada falha e estria fornecida e, por meio da computação numérica da sobreposição dos campos, fornece áreas de compressão e distensão comuns ao maior número de falhas que compõe o banco de dados, onde devem estar localizadas as tensões σ_1 e σ_3 , respectivamente.

Os resultados obtidos **FALHAS REVERSAS, FALHAS INTRAESTRATAIS E FALHAS DEXTRAIS DE BAIXO A MÉDIO ÂNGULO** Procedendo-se à determinação conjunta das direções de paleotensões para as falhas reversas e falhas reversas intraestratais (Fig. 12a), o resultado obtido mostra zonas de máxima concentração bem definidas. A tensão principal máxima (σ_1) mostra-se horizontalizada, com direção geral ESE-WNW, enquanto a tensão principal mínima (σ_3) encontra-se verticalizada e orientada na direção NNE-SSW.

Na extremidade SW da serra de Cuité, camadas de arenito brechóide encontram-se separadas por níveis subhorizontais de material silicificado, nos quais degraus assimétricos indicam movimentação reversa frontal a sinistral. Tratando esta população de dados separadamente, determinou-se uma paleotensão principal máxima (σ_1) subhorizontal atuante na direção ENE-WSW e uma paleotensão prin-

cipal mínima (σ_3) subvertical de direção NNW-SSE (Fig. 12b).

Na extremidade oeste da mesma serra, próximo à localidade de Santa Luzia do Picuí, ocorrem numerosas superfícies de falhas direcionais de baixo a médio ângulo (ver diagrama F da Fig. 8), afetando o material silicificado da zona de contato entre o embasamento cristalino e os sedimentos. Apesar dos indicadores cinemáticos presentes indicarem movimentação predominantemente dextral, as *slickenlines* associadas mostram a mesma orientação e sentido de transporte observado nas falhas reversas previamente tratadas. A análise de *paleostress* naquela população de dados indica que as falhas direcionais de baixo ângulo estiveram submetidas a esforços tectônicos com tensão principal máxima (σ_1) na direção NW-SE e tensão principal mínima (σ_3) na direção NE-SW (Fig. 12c).

Considerando-se que as estruturas tratadas neste item guardam boa coerência cinemática, foi efetuado um tratamento conjunto (Fig. 12d). O resultado sugere que os sedimentos da Fm. Serra do Martins, pelo menos na região estudada, estiveram submetidos a um regime tectônico compressional, caracterizado por uma tensão principal máxima (σ_1) subhorizontal, de direção SE-NW e por uma tensão principal mínima (σ_3) subvertical, de direção NE-SW. Deve-se observar que os conjuntos de juntas orientados segundo NNW-SSE e WNW-ESE, os quais são interpretados como um par conjugado, têm a sua bisetriz aguda em N133°, o que é praticamente coincidente com a direção da paleotensão principal máxima associada às estruturas de maior expressão.

FALHAS REVERSAS DA BASE DA ESCARPA DE CUITÉ Na base da escarpa sul da serra de Cuité falhas reversas afetam a zona de contato entre o embasamento cristalino e os sedimentos da Fm. Serra do Martins. Em virtude da intensa silicificação, o material deformado não preserva características texturais e/ou estruturais inequívocas, em amostra de mão. A análise microscópica realizada no referido silexito mostrou as mesmas características dos arenitos brechóides e mal selecionados da Fm. Serra do Martins, embora não se possa descartar a possibilidade de tratar-se de material cataclásico e posteriormente silicificado. Os indicadores cinemáticos registrados no silexito daquele local apresentam orientação distinta das demais falhas reversas e por isso foram tratadas separadamente. Os resultados obtidos mostram uma tensão principal máxima (σ_1) subhorizontal, atuante segundo NNE-SSW, e uma tensão principal mínima (σ_3) subvertical na direção NW-SE (Fig. 12e); ambos mostram-se incoerentes com as direções de compressão e distensão determinadas para os casos anteriores.

FALHAS TRANSCORRENTES Algumas fraturas subverticais na Fm. Serra do Martins exibem ressaltos e estrias subhorizontais indicativos de deslocamento direcional. Em virtude de mostrarem incompatibilidades cinemáticas entre si e com os demais indicadores dos outros conjuntos de estruturas, os dois conjuntos distinguidos foram tratados separadamente pelo método dos diedros retos.

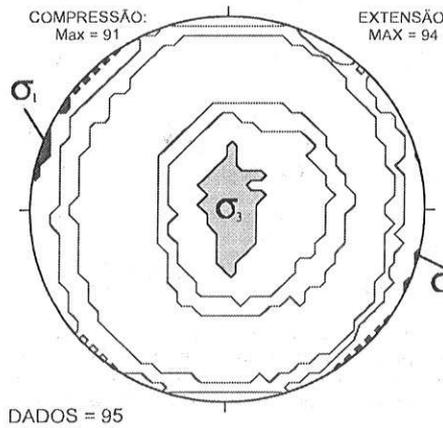
Para o conjunto de falhas transcorrentes dextrais de direção NW-SE, a análise dinâmica indica um eixo de tensão principal máxima (σ_1) subhorizontal na direção N-S, enquanto o eixo de tensão principal mínima (σ_3) apresenta-se horizontalizado na direção E-W (Fig. 12f).

Para o conjunto de falhas transcorrentes dextrais de direção NE-SW, a análise pelo método dos diedros retos mostra zonas de compressão e distensão bem definidas, caracterizando um regime direcional. O eixo de tensão principal máxima (σ_1) apresenta direção aproximada ENE-WSW e o eixo de tensão principal mínima (σ_3) apresenta direção NNW-SSE. Fraturas de mesma direção também estão presentes no embasamento silicificado e caulinizado sotoposto à cobertura sedimentar. Exibem indicadores cinemáticos dextrais, portanto coerentes com a movimentação encontrada nos sedimentos. Acrescentando-se as falhas direcionais do embasamento silicificado/caulinizado, observa-se que as direções das tensões principais determinadas não mostram modificações significativas (Fig. 12h).

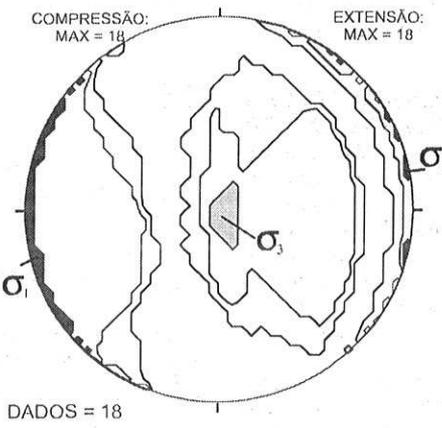
FALHAS NORMAIS Na serra de Solânea-Bananeiras, a cobertura sedimentar é afetada por falhas normais subverticais (diagramas G e H da Fig. 8). Na Fm. Serra do Martins, a análise de *paleostress* realizada indica a atuação de uma deformação rúptil distensional, caracterizada por uma paleotensão principal máxima (σ_1) subvertical e por uma paleotensão principal mínima (σ_3) subhorizontal, determinando uma direção de distensão ESE-WNW (Fig. 13a).

Na Fm. Barreiras, a determinação de paleotensões forneceu resul-

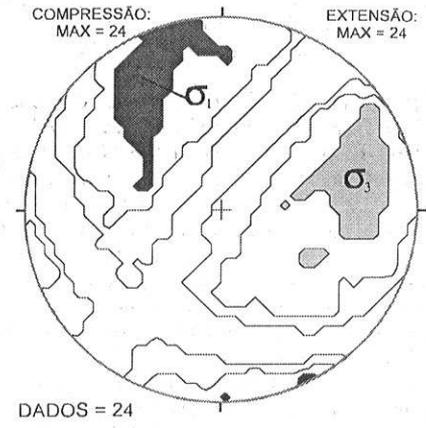
(a) Falhas reversas + falhas reversas intraestratais (Serras de Cuité e Bom Bocadinho)



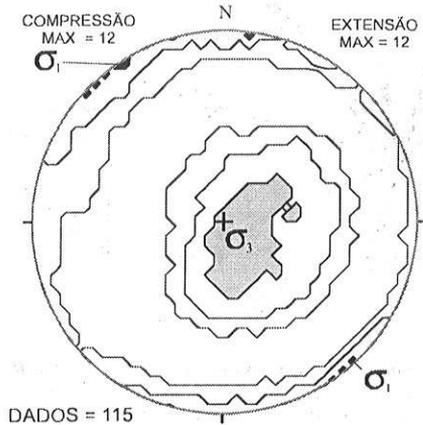
(b) Falhas reversas intraestratais (Serra de Cuité)



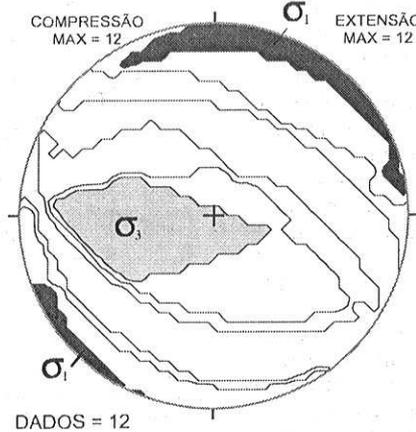
(c) Falhas dextrais de baixo ângulo (embasamento + sedimentos silicificados)



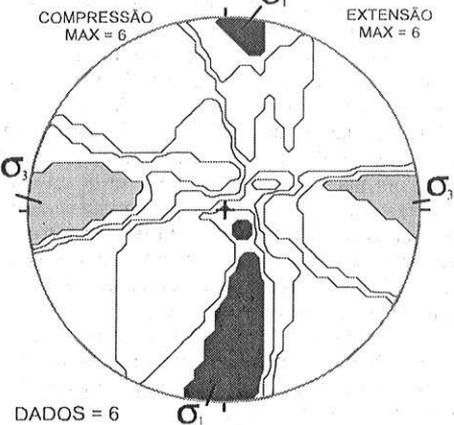
(d) Falhas reversas + falhas dextrais de baixo ângulo + falhas reversas intraestratais



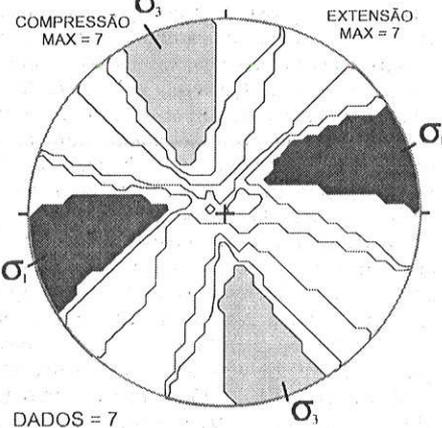
(e) Falhas reversas (base da escarpa sul de Cuité)



(f) Falhas transcorrentes NW-SE (Fm Serra do Martins)



(g) Falhas transcorrentes NE-SW (Fm Serra do Martins)



(h) Falhas transcorrentes NE-SW (Fm Serra do Martins + embasamento silicificado)

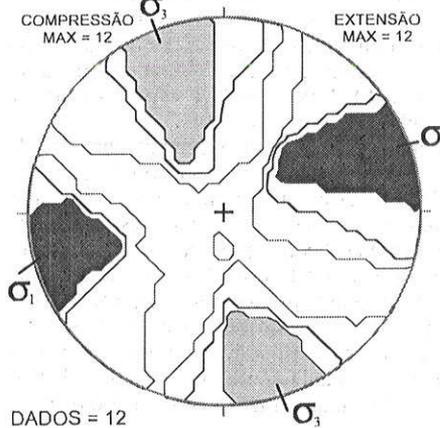


Figura 12 - Resultados da determinação de paleotensões nas estruturas da Fm. Serra do Martins, utilizando-se o método dos diedros retos/programa ESTRIAS (Frañolin 1992): (a) falhas reversas e feições reversas intraestratais; (b) falhas reversas intraestratais de pequeno rejeito; (c) falhas dextrais de baixo ângulo no contato do embasamento silicificado/caulinizado com a Fm. Serra do Martins; (d) diagrama sinóptico para as estruturas de (a), (b) e (c), as quais são cinematicamente coerentes; (e) falhas reversas no silexito basal da escarpa de Cuité; (f) falhas transcorrentes dextrais de direção NW-SE; (g) falhas transcorrentes dextrais de direção NE-SW; (h) idem (g), incluindo-se as falhas transcorrentes do embasamento silicificado/caulinizado. Diagrama de Schmidt, hemisfério inferior. σ_1 Tensão principal máxima σ_3 Tensão principal mínima.

tados próximos dos resultados obtidos para a unidade sedimentar sotoposta. A tensão principal máxima (σ_1) também mostra-se verticalizada, enquanto a tensão principal mínima (σ_3) apresenta-se horizontalizada (Fig. 13b). Essa configuração indica direção de distensão aproximadamente ENE-WSW.

O SIGNIFICADO TECTÔNICO DA DEFORMAÇÃO DAS COBERTURAS TERCIÁRIAS DO PLANALTO DA BORBOREMA: UMA DISCUSSÃO

Apesar do caráter localizado das populações de dados consideradas neste estudo, os resultados da análise de *paleostress* apontam concordância com alguns eventos e direções de paleotensões já reportadas na literatura. Mesmo considerando a falta de bons marcadores temporais e a escassez de boas exposições de campo – dada a natureza residual das coberturas sedimentares – é possível estabelecer correlações entre os diferentes conjuntos de estruturas descritas, assim como tecer comentários sobre a idade relativa das mesmas.

Nas serras estudadas, as estruturas frágeis mais conspícuas são juntas, falhas reversas e falhas dextrais de baixo a médio ângulo, além dos deslocamentos intraestratais na Fm. Serra do Martins. Para esse grupo de estruturas, a análise de paleotensões indicou um regime andersoniano compressivo, com σ_1 subhorizontal, disposto segundo a direção SE-NW. Esse resultado parece refletir a atuação de um evento de deformação anterior à deposição da Fm. Barreiras (pré-Mesomioceno ?), uma vez que não se encontra registrado (ou pelo menos ainda não foi reconhecido) nos sedimentos dessa unidade. A atuação desse pulso compressivo é reforçada pela existência de um provável eixo estrutural de direção NE-SW afetando a cobertura sedimentar das serras de Araruna e Solânea-Bananeiras (Morais Neto & Alkmim 1998; vide Fig. 4 e 5). O eixo desse arqueamento é exatamente normal à direção do esforço principal máximo (σ_1) determinado pela análise de *paleostress*. Além disso, o fato do acamamento sedimentar da Fm. Serra do Martins na serra de Solânea-Bananeiras encontrar-se suavemente arqueado em torno de um eixo estrutural de mesma direção reforça a coincidência com os eixos de abaulamento regionais já determinados por Czajka (1956).

Um campo de tensões com uma componente compressiva orientada segundo NNE-SSW, totalmente anômalo em relação ao campo de esforços associado às estruturas mais penetrativas, foi reconhecido nas falhas reversas dos silexitos da base da escarpa de Cuité. Devido a ambiguidades petrográficas e à falta de marcadores temporais, torna-se difícil desvendar o significado daquelas estruturas, as quais poderiam representar uma resposta localizada ou o registro de um evento mais antigo, de posicionamento temporal incerto.

As falhas transcorrentes dextrais de alto ângulo, orientadas na direção NE-SW e presentes tanto na Fm. Serra do Martins como no embasamento silicificado sotoposto, são coerentes com a atuação do campo de tensões atualmente vigente na região, o qual mostra variações em torno das direções SE-NW e E-W e está associado à sismicidade moderna da região (Ferreira *et al.* 1998).

Uma tentativa de correlação entre a principal direção de paleotensão determinada e os principais elementos estruturais presentes está representada na Fig. 14. Além das orientações preferenciais dos conjuntos de estruturas cinematicamente coerentes, esse exercício contempla as falhas transcorrentes dextrais presentes nos sedimentos da Fm. Serra do Martins e no substrato cristalino. A única fratura plumosa reconhecida no campo também pode ser interpretada como uma estrutura de tração paralela à direção do máximo esforço compressivo, uma vez que se orienta paralelamente à direção da paleotensão σ_1 . Os eixos de abaulamento de direção NE-SW, visualizados na cobertura sedimentar, também estão incluídos nesta representação.

Deve-se notar que os grupos de estruturas acima referidos restringem-se à Fm. Serra dos Martins e ao contato silicificado/caulinizado com o embasamento cristalino, devendo representar as mais antigas dentre todas as estruturas descritas. Considerando-se a idade mesomiocênica/pliocênica da Formação Barreiras (Shimabukuro & Arai 1999), os fatos anteriormente mencionados podem indicar a atuação de pulsos de soergimento sob campo de tensões com forte componente compressiva, em tempos pré- a sin-deposição da Fm. Barreiras. A constatação de sedimentos correlatos à Fm. Barreiras no topo das serras da região de Solânea e Bananeiras (Fig. 3), em cotas acima de 600 metros, atesta o contínuo alçamento daqueles sedimentos após o Mioceno-Plioceno (Morais Neto & Alkmim 1998).

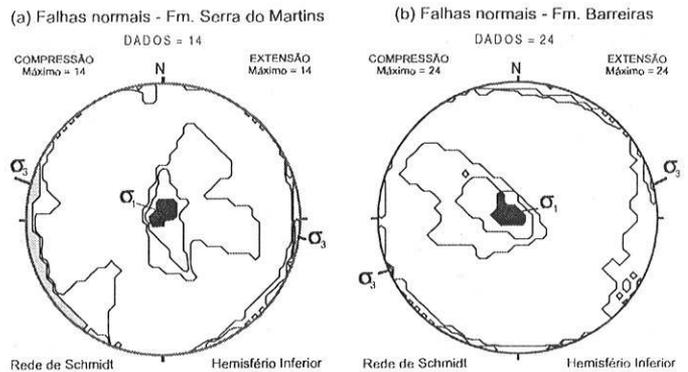


Figura 13 - Resultados da determinação de paleotensões pelo método dos diedros retos, utilizando-se o programa ESTRAS (Françolin 1992) para as falhas normais da serra de Solânea-Bananeiras. (a) falhas normais na Fm. Serra do Martins; (b) falhas normais na Fm. Barreiras. Diagrama de Schmidt, hemisfério inferior.

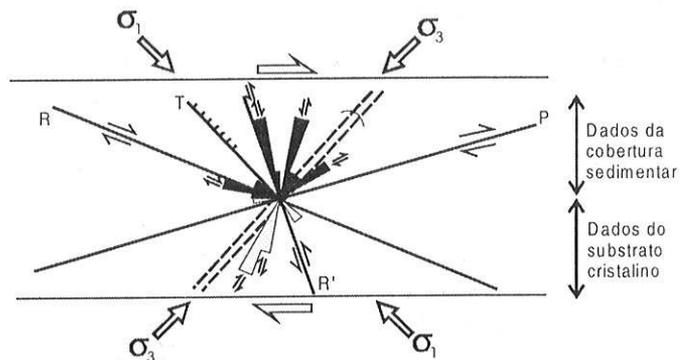


Figura 14 - Esquema tentativo de correlação das estruturas frágeis presentes nas coberturas sedimentares (em preto) e no substrato cristalino silicificado/caulinizado (em cinza) com a principal direção de paleotensão determinada pela análise dinâmica.

Embora existam pequenas diferenças entre as direções de distensão determinadas nas falhas normais que afetam as Fm. Serra do Martins e Barreiras, é possível inferir que as mesmas formaram-se durante a vigência de um mesmo campo de tensões, podendo refletir condições distensionais superficiais, em resposta a um campo de tensões posterior (Neoterciário ? Quaternário ?). Tais falhas podem ser posicionadas como as mais jovens dentre todas as estruturas descritas e suas direções podem ser correlacionadas com as direções das estruturas neotectônicas que afetam os sedimentos Barreiras na costa (Bezerra *et al.* 1993), embora os indicadores cinemáticos sejam normais, não tendo sido encontradas feições transcorrentes.

Nos últimos anos, diversos trabalhos em áreas isoladas na Província Borborema vêm apontando a atuação de pulsos tectônicos mesozóicos, relacionados tanto ao soergimento das coberturas terciárias como a eventos erosivos e reativações tectônicas na Bacia Potiguar. Feições estruturais de regime transcorrente e até mesmo feições compressivas vêm sendo sistematicamente descritas (Lima *et al.* 1990, Cremonini 1993, Oliveira *et al.* 1996, Lima Neto 1998, Menezes 1999, Dantas *et al.* 1999, entre outros) e apontam para recorrentes reativações de estruturas pretéritas do embasamento (notadamente ao longo do *trend* estrutural dominante, de direção NE). Os resultados coligidos por esses e outros autores parecem indicar que diferentes sistemas de tensões se alternaram a partir do Neoterciário (Jardim de Sá *et al.* 1999), período no qual se deu o principal pulso ascensional da região (Morais Neto 1999).

Além das dificuldades causadas pela ausência de indicadores temporais inequívocos, diversos autores têm reconhecido relações cinemáticas incompatíveis entre grupos de estruturas aparentemente coetâneos, ou com o suposto estado de tensões vigente durante o longo período da atividade magmática terciária. Esse fato tem levado à sugestão de que um modelo de tensões andersoniano não é satisfatório para

explicar o grande leque de estruturas frágeis reportadas, cujas incompatibilidades cinemáticas são atribuídas à interferência de diferentes agentes e forças deformadoras (Lima Neto 1998, Jardim de Sá *et al.* 1999).

Entre os mecanismos postulados para explicar a epirogenese e a estrutura cenozóica da região, destacam-se: (i) o domeamento térmico relacionado ao vulcanismo terciário; (ii) o estado de tensões intraplaca devido à expansão da dorsal meso-atlântica e à compressão na cadeia andina; e (iii) a flexura isostática regional (Moraes Neto 1999, Jardim de Sá *et al.* 1999). Uma importante componente epirogenética termicamente induzida é compatível com uma anomalia do geóide recentemente determinada para a região da Borborema; tal anomalia é associada aos processos magmáticos terciários, cujo efeito térmico ainda não teria sido totalmente dissipado (Ussami *et al.* 1999).

Todavia, tendo em vista a variada gama de estruturas frágeis presentes nos remanescentes sedimentares preservados sobre o Planalto da Borborema (Barros 1998, Menezes 1999, Moraes Neto 1999), é mais provável que o mecanismo motriz do soerguimento daquela porção do escudo brasileiro tenha sofrido contribuições diversas e simultâneas, como ajustes e reativações intraplaca devido ao *in-plane stress*. Os resultados da análise estrutural descritos neste trabalho apontam para um regime tectônico com forte componente compressional, cuja atuação deve ter contribuído para o processo de soerguimento.

Considerando-se a possibilidade da nucleação das falhas reversas e estruturas correlatas, descritas neste trabalho, ter se dado sob um regime compressivo anterior ao campo de tensões atualmente vigente na região, uma hipótese que se coloca é se, ao final da atuação do pulso compressivo cuja tensão principal máxima (σ_1) orientava-se segundo NW-SE, houve uma troca nas posições das tensões principais mínima (σ_3) e intermediária (σ_2). Nesse caso, seria mantida aproximadamente à mesma direção da tensão principal máxima (σ_1), passando-se, portanto, de um regime compressional para um regime dominadamente transcorrente, como o que vigora atualmente no nordeste oriental do Brasil (Assumpção 1989).

Alternativamente, a tensão principal máxima (σ_1) associada aos conjuntos de estruturas mais penetrativas pode representar tanto uma variação na direção do campo de tensões neotectônicas como apenas uma componente compressiva relacionada aos movimentos transcorrentes dextrais ao longo dos lineamentos/zonas de fraturas E-W, conforme já sugerido por Buerlen (1967), Saadi (1993), Mattos (2000) e outros autores.

CONCLUSÕES

O estudo estrutural dos remanescentes sedimentares terciários que ocorrem sobre o Planalto da Borborema, no centro-leste da Paraíba, permitiu concluir que:

1. Diversas evidências de deformação frágil são encontradas no capeamento sedimentar das serras, destacando-se juntas, falhas reversas e falhas direcionais, além de falhas normais. As estruturas deformacionais mais conspícuas são juntas subverticais, preferencialmente orientadas nas direções NNW e ESE, as quais controlam a topografia local. Pela sua constante associação e larga distribuição por toda a área estudada, tais estruturas são interpretadas como um par conjugado, cuja bissetriz aguda orienta-se segundo a direção N133°.
2. A análise dinâmica efetuada nos principais conjuntos de estruturas frágeis descritas, com base no método dos diedros retos, permitiu caracterizar um regime compressional para a nucleação da família de estruturas mais frequentes e evidentes nas serras estudadas, dentre as quais estão: i) um par conjugado de juntas verticais orientado segundo NNW-SSE e E-W; ii) falhas reversas de direção NE; iii) falhas dextrais de baixo a médio ângulo; iv) zonas de falha intraestratais na Fm. Serra do Martins. Além disso, os resultados indicaram a atuação de uma tensão principal máxima (σ_1) orientada

na direção NW-SE. Tal direção coincide com a bissetriz aguda do ângulo formado pelas principais direções de juntas subverticais da cobertura sedimentar.

3. Localmente, na serra de Cuité, falhas direcionais de baixo a médio ângulo afetam o material silicificado e caulinizado da zona de contato entre o embasamento cristalino e o pacote sedimentar. Possuem direção geral NW-SE, com estrias de baixa obliquidade e feições cinemáticas indicando movimentação dextral. É possível que aquelas estruturas frágeis representem evidência de reativação cenozóica da Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara, importante feição regional brasileira cartografada nas proximidades.
4. Fraturas de cisalhamento direcionais, com ressaltos e estrias subhorizontais, orientam-se segundo duas direções principais: NE-SW e NW-SE. São pouco penetrativas e experimentaram movimentação predominantemente dextral. Para o conjunto de falhas direcionais com direção NW-SE, obteve-se uma paleotensão principal máxima subhorizontal com direção N-S, distinta da direção do esforço compressivo anteriormente citado. Para o conjunto de falhas direcionais com direção NE-SW, foi obtida uma paleotensão principal máxima na direção ENE-WSW.
5. Uma componente compressiva aproximadamente N-S também aparece associada a falhas reversas de pequeno rejeito, restritas ao silexito basal da escarpa sul da serra de Cuité. Esse resultado pode representar o registro da atuação de um campo de tensões distinto do campo associado às estruturas mais penetrativas, porém de posicionamento cronológico incerto.
6. Na serra de Solânea-Bananeiras, dois conjuntos de falhas normais também afetam as duas unidades sedimentares presentes. São falhas normais verticais, na maioria dispostas nas direções NNE-SSW (para a Fm. Serra do Martins) e NW-SE (para a Fm. Barreiras). Tais falhas são as mais jovens dentre todas as estruturas frágeis descritas, podendo refletir condições distensionais superficiais, cujo relacionamento com o soerguimento das coberturas, com a deformação "neoterciária" postulada por Dantas *et al.* (1999) ou com o campo de tensões atuais ainda não está bem equacionado, demandando investigações adicionais.
7. A atuação dos esforços compressivos caracterizados para as estruturas frágeis das coberturas sedimentares contribuiu, pelo menos de forma combinada com os processos magmáticos terciários, para o soerguimento daquela porção do Planalto da Borborema.
8. O suave arqueamento que afeta a cobertura sedimentar das serras de Araruna e Solânea-Bananeiras também sugere que tal abaulamento pode estar relacionado com a atuação de pulsos tectônicos com componente compressiva durante o Cenozóico. O empilhamento estratigráfico constatado nas serras daquela região indica que um importante pulso de soerguimento se deu após a deposição dos sedimentos Barreiras. Esse fato corrobora a tendência epirogenética da chamada "antéclise da Borborema" ao longo do Fanerozóico, cuja evolução morfológica vem sofrendo a influência de recorrentes episódios de soerguimento e erosão, pelo menos do Cretáceo até os dias atuais.

Agradecimentos

Este trabalho resume parte da dissertação de mestrado do primeiro autor, realizada através do Convênio PETROBRAS/UFOP, instituições a quem creditamos o apoio dispensado em todas as etapas do trabalho. Agradecimentos também são estendidos ao geólogo João Batista L. Françolin (PETROBRAS/CENPES), pela cessão do programa utilizado para o tratamento dinâmico dos dados estruturais, assim como ao geólogo Pedro V. Zalán (PETROBRAS/E&P) e outros dois revisores anônimos, pelas sugestões e revisão crítica do texto.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER A.N. 1958. Significado geomorfológico da rede hidrográfica do Nordeste Oriental brasileiro. *Notícias Geomorfológicas*, 2:35-40.
ALMEIROS M.M. & LIMA FILHO M.F. 1991. A Formação Barreiras. *Revisão Geológica da Faixa Sedimentar Costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte*. Recife, UFPE/CT/DG, p. 77-88. (Estudos Geológicos - Série B, Estudos e Pesquisas n° 10).

ALMEIDA F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(4): 325-349.
ALMEIDA F.F.M.; HASUI Y.; BRITO NEVES B.B. & FUCK R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG/Núcleo Nordeste. VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, *Boletim n° 6*, 363-391.

- ANDERSON E.M. 1951. *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain*. Edinburgh, Oliver & Boyd, 191 p.
- ANDRADE G.O. & LINS R.C. 1965. Introdução à morfoclimatologia do Nordeste do Brasil (2ª ed., revisada). Inst. de Ciências da Terra, Universidade do Recife, 3/4:17-28.
- ANGELIER J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: P.L. Hancock (ed.) *Continental Deformation*. Oxford, Pergamon Press, 53-100.
- ANGELIER J. & MECHLER P. 1977. 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 Française*, 7:1309-1318.
- ASSIS A.D. 1967. Solânea, nova formação sedimentar do brejo paraibano. In: SBG/Núcleo Nordeste, III Simpósio de Geologia do Nordeste, João Pessoa, *Resumos Comunicações* (mimeografado).
- ASSIS A.D. 1985. Contribuição ao Estudo da Evolução Geomorfológica da Paraíba. *Boletim de Geociências da UFPB*, 6:13-27.
- ASSUMPCÃO M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, 97(8):11.889-11.903.
- BARBOSA A.L.M. 1966. *Síntese da evolução geotectônica da América do Sul*. Ouro Preto, Boletim do Instituto de Geologia/Escola de Minas, I(2):91-111.
- BARROS S.D. 1998. *Aspectos morfo-tectônicos nos platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Dissertação de Mestrado nº 05/PPGG, 133p.
- 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 Jr D. 1993. Estruturação neotectônica do litoral de Natal-RN, com base na correlação entre dados geológicos, geomorfológicos e gravimétricos. In: SBG-MG, IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Belo Horizonte, *Anais*, Boletim 12, 31-321.
- BIGARELLA J.J. 1975. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 47(supl.):365-393.
- CASTRO C. de & MABESSONE J.M. 1980. *Relevo do Nordeste: Feições principais*. Recife, Universidade Católica de Pernambuco/Centro Ciências Sociais, p. 61-84 (Série Geomorfológica, Caderno 2).
- CREMONINI O.A. 1993. *Caracterização estrutural e evolução tectônica da área de Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar, Brasil*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 143 p.
- CREMONINI O. A. 1996. Evolução tectônica da área de Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 9(1/4): 81-98.
- CZAJKA W. 1958. Estudos geomorfológicos no Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geografia*, 20(2):135-180.
- DANTAS E.L., HACKSPACHER P.C., VAN SCHMUS W.R. & BRITO NEVES B.B. 1998. Archean accretion in the São José do Campestre Massif, Borborema province, northeast Brazil. *Rev. Brás. Geoc.*, 28(2): 221-229.
- DANTAS E.P., JARDIM DE SÁ E.F. & CASTRO D.L. 1999. Análise de lineamentos na porção central da Bacia Potiguar, e sua reativação neotectônica. In: SBG-BA/ABGP, VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis, *Anais*, S4:86-89.
- FERREIRA J.M., OLIVEIRA R.T., TAKEYA M. & ASSUMPCÃO M. 1998. Superposition of local and regional stresses in NE Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophysical Journal International*, 134:341-355.
- FRANÇOLIN J.B.L. 1992. *Analyse Structurale du Bassin du Rio do Peixe (Brasil)*. L'Université de Rennes I, These de Doctorat, N° d'ordre 806, 240 p.
- JARDIM DE SÁ E.F. 1994. *A Faixa Seridó (Província Borborema, Nordeste do Brasil) e seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. UnB, Tese de Doutorado, nº 3/IGC, 803 p.
- JARDIM DE SÁ E.F., SOUZA, Z.S., AMARO V.E. & HOLANDA M.H.B.M. 1993. Estruturas tangenciais relacionadas à deformação transcorrente: exemplos na porção oriental da Faixa Seridó. In: SBG/Núcleo Nordeste, XV Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, *Boletim nº 13*, 268-271.
- JARDIM DE SÁ E.F., MATOS R.M.D., MORAIS NETO J.M., PESSOA NETO O.C. & SAADI A. 1999. Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. In: SBG-BA/ABGP, VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis, *Anais*, S4:58-61.
- LIMA A.G.M. & MELO A.M.B.L. 1985. Relevô. In: *Atlas Geográfico do Estado da Paraíba*. João Pessoa, Secretaria de Educação/Governo do Estado/UFPB, p. 26.
- LIMA C.C., VIVIERIS M.C., MOURA J.R.S., SANTOS A.A.M. & CARMO J.O. 1990. O Grupo Barreiras na Bacia Potiguar: relações entre o padrão de afloramentos, estruturas pré-Barreiras e neotectonismo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, 2:607-620.
- LIMA NETO F.F. 1998. *O exemplo da interferência mecânica de uma interface fraca: o campo atual de tensões na Bacia Potiguar*. UFOP, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 320p.
- MABESSONE J.M., CAMPOS E SILVA A. & BEURLEN K. 1972. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Rev. Bras. Geoc.*, 2:173-188.
- MABESSONE J. M. et al. 1991. *Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte*. Recife, UFPE/CT/DG, 252 p. (Estudos Geológicos - Série B, Estudos e Pesquisas, nº 10).
- MATOS R.M.D. 2000. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In: W. MOHRIAK & M.TALWANI (eds.) *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Geophysical Monograph 115, 331-354.
- MENEZES M.R.F. 1999. *Estudos sedimentológicos e caracterização estrutural da Formação Serra do Martins nos Platôs de Portalegre, Martins e Santana, RN*. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Dissertação de Mestrado nº 07/PPGG, 165 p.
- MORAES L.J. 1924. *Serras e Montanhas do Nordeste*. Volumes I e II. Rio de Janeiro, Ministério da Viação e Obras Públicas, Inspectoria Federal de Obras contra as Seccas. (2ª Edição, ESAM/Fundação Guimarães Duque, Coleção Mossoroense, vol. XXXV, 1977).
- MORAIS NETO J.M. & ALKIMIM F.F. 1998. As Formações Serra do Martins e Barreiras no centro-leste da Paraíba: implicações na idade de soerguimento do Planalto da Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 72.
- MORAIS NETO J.M. 1999. *As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da Anticlise da Borborema*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 170 p.
- OLIVEIRA D.C., CRUZ Jr F.W. & MENEZES M.R.F. 1996. Significado geodinâmico da estruturação rasa no extremo sudoeste da Bacia Potiguar (Nordeste do Brasil). In: UNESP, 4º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Rio Claro, *Boletim*, 95-106.
- PRATES M., GATTO L.C.S. & COSTA M.I.P. 1981. Geomorfologia. In: *Projeto Radambrasil, Folhas SB.24/25 Jaguaribe/Natal*. Rio de Janeiro, DNPM/MME, v.23, 301-348.
- PESSOA NETO O.C. 1999. *Análise estratigráfica integrada da plataforma mista (siliciclástica-carbonática) do Neogeno da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil*. UFRGS, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 220p.
- PIFFNER O.A. & BURKHARD M. 1987. Determination of paleo-stress orientation from fault, twin and earthquake data. *Annales Tectonicae*, I(1):48-57.
- SHIMABUKURO S. & ARAI M. 1999. A transgressão marinho miocênica no Brasil: considerações baseadas no estudo do Grupo Barreiras e da Fm. Pirabas. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 71(1): 144.
- SIAL A.N. 1976. The post-paleozoic volcanism of northeast Brazil and its tectonic significance. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 48(Supl.):299-311.
- SOARES U.M., GOULART J.P.M., BRITO A.F., CREMONINI O.A., & RAMOS M.A. 1999. *Projeto de Integração Geológico-Geofísica da Porção Submersa da Bacia Potiguar*. Natal, PETROBRAS/E&P-RNCE/GEXP, relatório interno (em preparação).
- USSAMI N., MOLINA E.C. & MEDEIROS W.E. 1999. Novos vínculos sobre a evolução térmica da margem continental leste do Brasil. In: SBG-BA/ABGP, VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis, *Anais*, S3:20-23.

Manuscrito A-1178

Recebido em 31 de julho de 2000

Revisão dos autores em 30 de janeiro de 2001

Revisão aceita em 05 de fevereiro de 2001