

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TECTÔNICA CENOZOICA DA REGIÃO DO COTOVELO DE
GUARAREMA, SP

Henrique Rede Barreto Amaral

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini
Co-orientador: Prof. Dr. Carlos Henrique Grohmann de Carvalho

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2011 / 23)

SÃO PAULO
2011

TF
A485
HRB.t

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TECTÔNICA CENOZOICA DA REGIÃO DO COTOVELO DE
GUARAREMA, SP

Henrique Rede Barreto Amaral



Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini
Co-orientador: Prof. Dr. Carlos Henrique Grohmann de Carvalho

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2011 / 23)

DEDALUS - Acervo - IGC



30900030341

SÃO PAULO
2011

TF
A485
HRB. J

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TECÔNICA CROMOGRAFIA DA REGIÃO DO CINTO RIBEIRO
GUARARAPES



Universidade de São Paulo

Coordenador: Prof. Dr. Carlos Henrique de Carvalho
Orientador: Prof. Dr. Carlos Henrique de Carvalho

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FOMATURA
(TP 2011/23)

SÃO PAULO
2011

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, meus pais e minha irmã.

Agradeço aos amigos da geologia que fiz ao longo desses anos e cuja amizade espero que perdure por muitos outros.

Aos professores deste Instituto, em especial aos professores Claudio Riccomini e Carlos Henrique Grohmann de Carvalho, que me apoiaram no decorrer da confecção deste trabalho.

Ao professor Paulo César Bogianni, pelo apoio em meu primeiro ano de curso.

RESUMO	4
ABSTRACT	5
INTRODUÇÃO	6
LOCALIZAÇÃO E ACESSO	7
OBJETIVOS	7
MÉTODOS.....	8
Revisão bibliográfica.....	8
Análise morfotectônica	8
Análise estrutural.....	10
FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA PRELIMINAR.....	12
RESULTADOS OBTIDOS	13
Mapa de isobases	13
Principais estruturas	17
DISCUSSÃO	26
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	30

RESUMO

O Rio Paraíba do Sul, que percorre a porção sudeste do Brasil e cuja extensão total é da ordem de centenas de quilômetros, apresenta, na região de Guararema, SP, uma característica morfológica bastante proeminente e que vem chamando a atenção de pesquisadores há décadas. Trata-se de uma brusca inflexão de seu curso original, para sudoeste, a partir de onde passa a fluir em sentido exatamente oposto, para nordeste,, até desaguar no Oceano Atlântico..

Interpretado como um cotovelo de captação, no qual o rio Paraíba do Sul teria capturado antigas cabeceiras do rio Tietê, a feição foi inicialmente interpretada como resultado da erosão remontante das cabeceiras daquele rio.

Posteriormente fora atribuída maior importância aos aspectos estruturais no controle da captura, chamando atenção para a presença de falhas e juntas na região com orientação NW-SE, mesma da inflexão do rio.

Em 2010 foi elaborado um modelo para a origem da estrutura a partir de dados sobre a evolução tectônica da região.

Este trabalho buscou caracterizar os aspectos estruturais locais da área de captura a partir da confecção e análise de um mapa de isobases, coleta e tratamento de atitudes de juntas, falhas e estrias..

Os resultados obtidos permitiram estabelecer diferentes regimes de esforços atuantes na área ao longo do tempo, sendo o de compressão E-W o mais bem preservado e, possivelmente, mais recente.

As estruturas controladoras da captura, entretanto, registram um arranjo diferente para os campos de esforços atuantes em sua geração, com compressão NE-SW e distensão NW-SE. Segundo o quadro evolutivo hoje estabelecido para a região, um evento de transcorrência sinistral, atuante no Mioceno Inferior, é o mais provável de ter possibilitado essa movimentação.

ABSTRACT

The Paraíba do Sul river, with a length of more than 800 km, flows along the uplifted coastal region of southeastern Brazil. This river presents a sharp inflexion of its original course, flowing to southeast from its headwaters to Guararema, in São Paulo State, and then to northeast downstream until it reaches the Atlantic Ocean.

Many researchers have paid attention to this interesting morphological feature during the last century. Firstly interpreted as a "capture elbow", in which the Paraíba do Sul river would have captured the ancient tributaries of the Tietê river, the feature was initially thought as result of the upstream erosion of the Paraíba's drainage system. Later, a major importance to the structural framework was attributed as the capture control, specially to the NW-SE-oriented faults and fractures nearby the area, which parallels the direction of the capture. In 2010 a model to the origin of the structure based on the tectonic evolution of the region was proposed.

This work intended to characterize the local structural aspects of the capture area supported by the confection and analysis of an isobase map and by gathering and treatment of joints, faults and their respective slickenside lineations, in order to establish the different stress regimes acting upon the study area during the Cenozoic.

Among the identified stress regimes, the E-W-oriented compression is probably the most recent one. The structures responsible for the capture control, however, record a different array for the stress fields distribution by the time of its formation, with a NE-SW-oriented compression and NW-SE-oriented distension.

According to the available tectonic models established for the region, a regional E-W-oriented left-lateral strike-slip transcurrence acting during the Lower Miocene is the most likely to have been responsible for this movement, and consequently for the river piracy.

INTRODUÇÃO

O Rio Paraíba do Sul, cuja extensão total é da ordem de centenas de quilômetros, apresenta uma feição bastante singular em seu trecho médio superior, na região de Guararema, SP.

Nesta porção o curso do rio, que fluía para SW, sofre uma brusca inflexão e passa a fluir no sentido NW por cerca de 10 km, a partir de então passa a percorrer rumo NE por aproximadamente 700 km, até finalmente desaguar no Oceano Atlântico.

Tal fenômeno foi interpretado como um cotovelo de captação (Washburne, 1930) e seu mecanismo gerador estaria relacionado com a atividade tectônica deformadora do Rift Continental do Sudeste do Brasil, onde ele está inserido (figura 1), mais especificamente, com o Alto Estrutural de Arujá, que separa as bacias de São Paulo e Taubaté (Melo *et al.*, 1986; Riccomini, 1989). As falhas que controlam esta estrutura possuem direção NW-SE, encontrando correspondência com o trecho onde se processa a inflexão.

O objetivo deste estudo é tentar encontrar evidências estruturais locais que possibilitem interpretar com maior exatidão qual foi o mecanismo responsável pela captura.

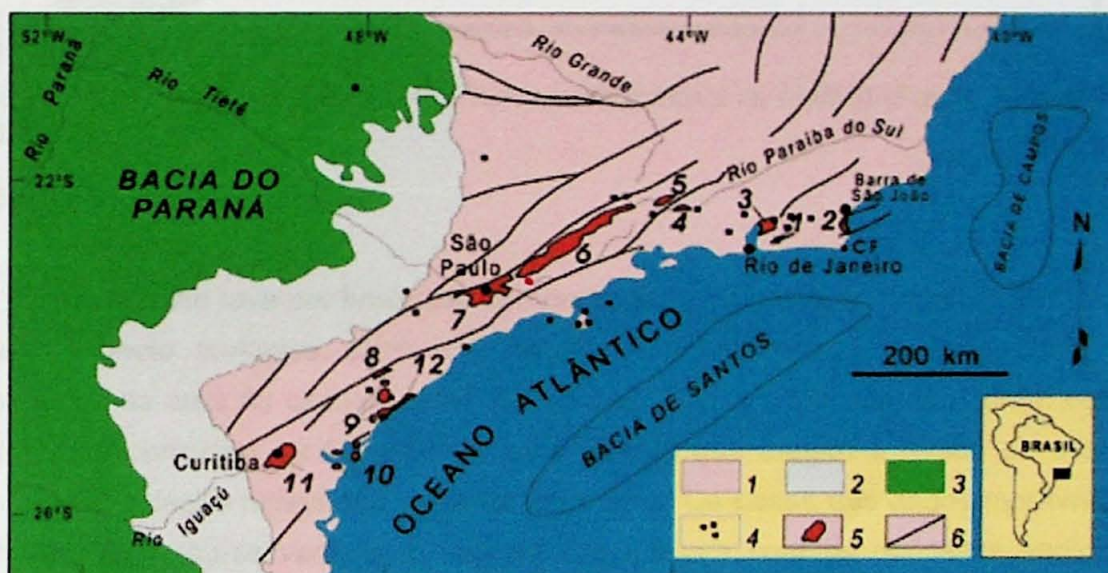


Figura 1. Contexto geológico do Rift Continental do Sudeste do Brasil. 1) embasamento pré-cambriano; 2) rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná; 3) rochas vulcânicas toleíticas eocretáceas da Formação Serra Geral; 4) rochas relacionadas ao magmatismo alcalino mesozoico-cenozoico; 5) bacias cenozoicas do rift (1- Bacia de Itaboraí; 2- Gráben de Barra de São João; 3- Bacia do Macacu; 4- Bacia de Volta Redonda; 5- Bacia de Resende; 6- Bacia de Taubaté; 7- Bacia de São Paulo; 8- Gráben de Sete Barras; 9- Formação Pariquera-Açu; 10- Formação Alexandra e Gráben de Guaraqueçaba; 11- Bacia de Curitiba; 12- Gráben de Cananéia); 6) zonas de cisalhamento pré-cambrianas, em parte reativadas durante o Mesozoico e Cenozoico. A área do cotovelo está destacada em vermelho, entre as bacias de São Paulo e Taubaté. Fonte: Riccomini *et al.* (2004).

LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo dista aproximadamente 80km a nordeste da cidade de São Paulo (figura 2), pouco antes de Jacareí, mais precisamente na porção oriental da folha Santa Isabel (SF-23-Y-D-I-4), escala 1:50.000.

O acesso pode ser realizado pela Rodovia dos Trabalhadores (SP-070).

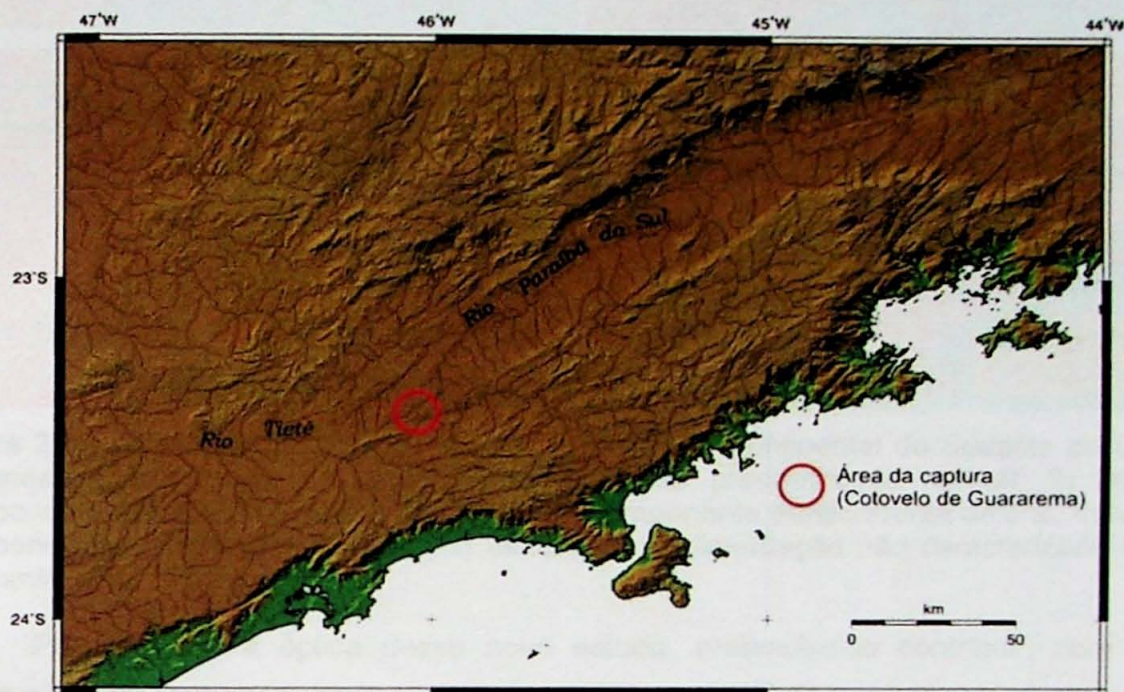


Figura 2. Localização do Cotovelo de Guararema (círculo vermelho) (Fonte: Riccomini et al., 2010).

OBJETIVOS

Este trabalho teve por finalidade compreender a evolução do Cotovelo de Guararema sob seu aspecto tectônico. Com este objetivo, foi inicialmente realizada uma análise morfométrica da área da captura pelo método das isobases. Em seguida, foram estudados os diferentes conjuntos de fraturas (falhas e juntas) que afetam a região de modo a se estabelecer a relação temporal e espacial entre elas. De posse dos dados morfométricos e estruturais, procurou-se verificar a relação das fraturas com os depósitos sedimentares paleógenos e mais jovens e definir, na dependência da qualidade dos dados estruturais levantados, paleocampos de tensões associados a cada um dos episódios de deformação caracterizados em campo.

Buscou-se, a partir da integração destes dados, analisar qual o evento que teria sido responsável pela geração da captura e confrontá-lo com o quadro de evolução do Rift Continental do Sudeste do Brasil (figura 3).

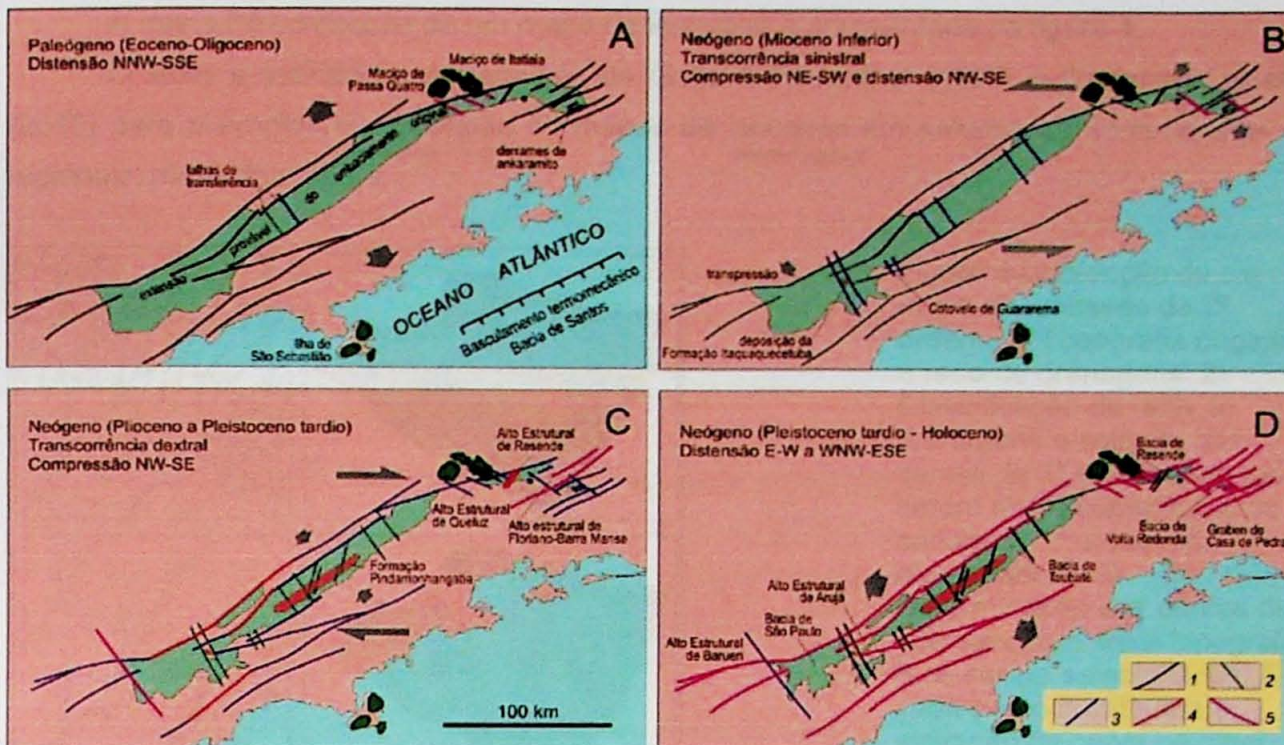


Figura 3. Esboços paleotectônicos da evolução do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil – Legenda no quadro D: 1) falhas de componente predominante normal; 2) falha de componente transcorrente sinistral; 3) falha de componente transcorrente dextral; 4) falha de componente predominante inversa; 5) falha com movimentação não caracterizada (Fonte: Riccomini *et al.*, 2010).

Por fim, sob a óptica desse novo estudo, pretendeu-se contribuir, com dados estruturais, ao melhor conhecimento desta feição geomorfológica, referida como um dos mais notáveis exemplos de captura fluvial do mundo (King, 1956).

MÉTODOS

Revisão bibliográfica

Esta etapa consistiu na compilação e análise de um acervo bibliográfico composto por artigos referentes à área de estudo, a fim de se conhecer o atual nível de conhecimento da região, bem como textos para a fundamentação teórica necessária às atividades executadas.

Análise morfotectônica

Para a análise morfotectônica foi escolhido o método das isobases.

Mapas de isobases ilustram a relação entre topografia e a ordenação de vales, podendo ser vistos como versões “simplificadas” da superfície topográfica original, de onde são removidos os “ruídos” provocados pelas drenagens superficiais (Grohmann *et al.* 2010). Este tipo de mapa favorece o reconhecimento de feições estruturais, como falhas, ou ainda contrastes litológicos demarcando contatos de diferentes unidades.

A rotina de confecção de um mapa de isobases é apresentada na figura 4.

O leitor é indicado aos trabalhos de Golts & Rosenthal (1993) e Grohmann *et al.* (2010) para exemplos da aplicação de mapas de isobases em estudos de semi-detelhe e regionais, respectivamente.

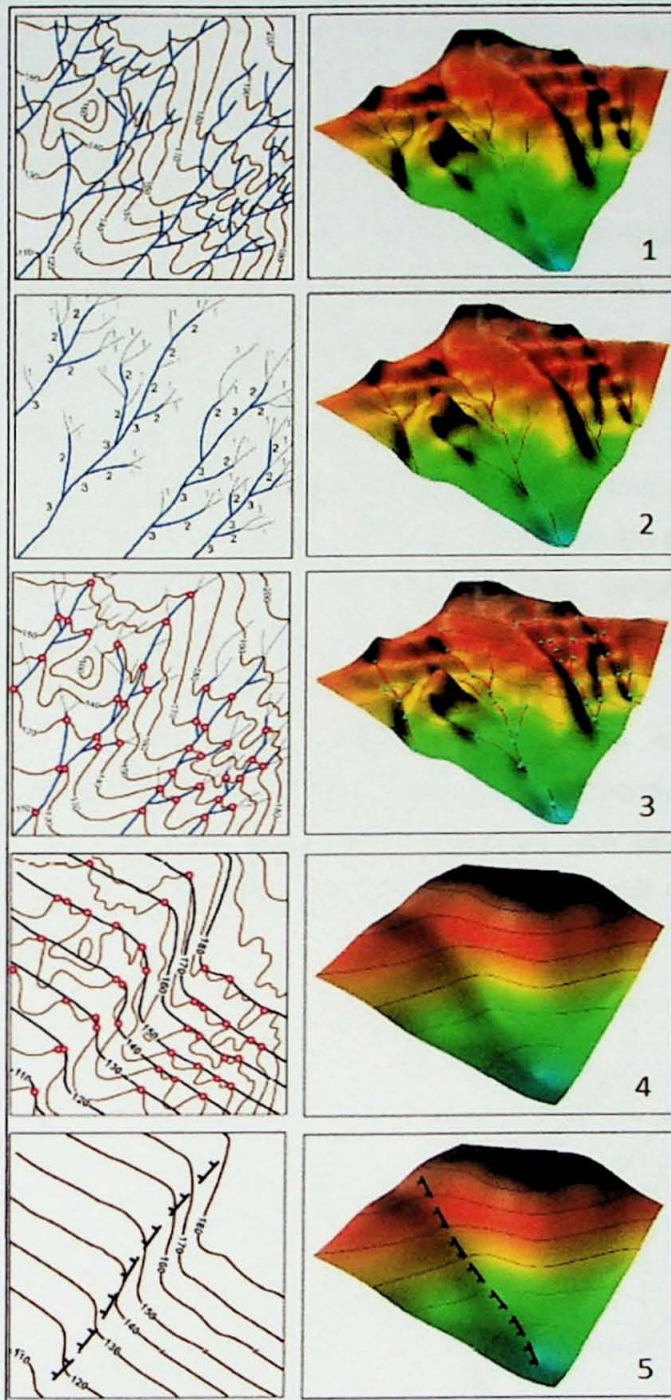


Figura 4. Confecção de um mapa de isobases de 2ª ordem. 1) Topografia original e rede de drenagens. 2) Classificação da rede de drenagens e seleção dos canais de 2ª e 3ª ordens (por serem muito superficiais, os canais de 1ª ordem são descartados). 3) Determinação dos pontos de intersecção entre a topografia e os canais selecionados. A cada ponto é atribuída a elevação da curva de nível correspondente. 4) Interpolação de linhas de isobase a partir da elevação dos pontos de intersecção. 5) Falha interpretada com base nos desvios obtidos com o mapa recém elaborado. (Fonte: Grohmann *et al.*, 2010).

Análise estrutural

A análise estrutural consistiu na obtenção, em levantamentos de campo, de atitudes de fraturas, compreendendo juntas (descontinuidades presentes nas rochas ao longo das quais não houve movimentação relativa perceptível entre os blocos que elas seccionam), falhas (descontinuidades ao longo das quais houve movimentação relativa entre os blocos) e estrias (lineações geradas pelo atrito ou crescimento de minerais durante a movimentação de blocos seccionados por uma falha). Os trabalhos de Dunne & Hancock (1994) e Angelier (1994) em muito subsidiaram com relação às feições estruturais rúpteis indicadoras de movimentação.

Para o posterior tratamento desses dados, as atitudes foram plotadas em diagramas de Schmidt-Lambert (diagrama de igual área, com hemisfério inferior como referência) com auxílio do software Stereo 32 versão 1.0.2, desenvolvido por Klaus Röllner e Claudia A. Trepmann (2003-2010, Ruhr-Universität, Bochum Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik, Alemanha).

Foi ainda realizada a determinação dos paleocampos de tensões com uso do método de Angelier, também conhecido como método dos diedros retos (Angelier & Mechler, 1977). Para tal, foi utilizado o software T-Tecto, versão 3.0, desenvolvido por Jure Žalohar (1999-2010, Faculty of Natural Sciences and Engineering, Department of Geology, Slovenia) (Žalohar & Vrabec, 2007).

A atuação de esforços tectônicos em regime rúptil, ou seja, em condições relativamente superficiais da crosta, é responsável pela geração das estruturas analisadas. Estas guardam relações geométricas com as principais direções de esforços e entre si, permitindo a inferência da disposição espacial dos eixos de tensões que as geraram (figura 5).

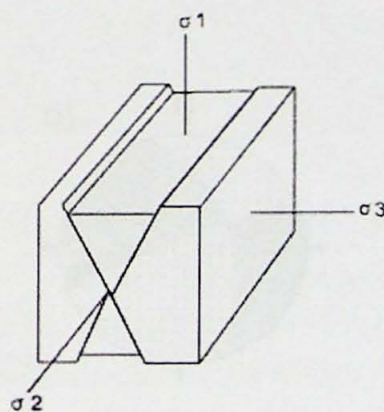
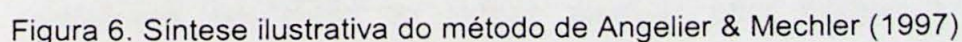


Figura 5. Natureza de falhas conjugadas, incluindo a relação geométrica entre elas e os eixos de tensões principais.

O método dos diedros retos (Angelier & Mechler, 1977) consiste em um método de inversão, ou seja, a partir de um conjunto de falhas e respectivas estrias observadas em campo, pode-se inferir qual foi a configuração dos campos de esforços regionais atuantes

A figura 6 ilustra sucintamente o método de Angelier & Mechler (1977).



FUNDAMENTAÇÃO BIBLIOGRÁFICA PRELIMINAR

Coube a Hermann von Ihering (1894) a primeira referência à ligação pretérita entre as drenagens dos rios Tietê e Paraíba do Sul, em trabalho publicado pelo jornal "O Estado de São Paulo". O autor propusera a conexão entre ambos os rios contemporaneamente à ocupação do vale do Paraíba pelo paleolago Tremembé. Escreveu ainda que "seria, pois, devido a modificações geológicas que mais tarde foi interrompida a antiga conexão entre os dois rios e que o Paraíba, invertido completamente no seu curso original, ganhou a bacia da lagoa de Tremembé e com ele desaguou ao norte."

Quase duas décadas mais tarde, J. B. Woodworth (1912) sugeriu que o rio Paraitinga (nome dado ao rio Paraíba do Sul em seu curso superior, até a região do cotovelo), antes de ter seu curso deslocado para se tornar um tributário do Paraíba do Sul, pertencera ao sistema de drenagens do ramo superior do rio Tietê. Para explicar o processo de perda de suas cabeceiras para o Paraíba do Sul, o autor recorreu aos processos de erosão remontante das nascentes do Paraíba rumo a sudoeste. Ele aponta para o fato desse percurso ter se processado ao longo de camadas terciárias cuja erosão seria relativamente fácil de se processar. O desvio de seu curso, que teria enfim aderido as cabeceiras do Tietê, teria ocorrido entre as bacias de São Paulo e Taubaté.

Quase vinte anos depois, em 1930, Washburne veio a ser o primeiro a caracterizar a feição em questão como um cotovelo de captura típico. A fim de explicar sua origem, o autor chama atenção para o potencial erosivo dos diferentes rios considerados, afirmando que, anteriormente à captura, quando o Paraitinga ainda se ligava ao Tietê, seu percurso se processava por milhares de quilômetros ao longo do continente até então desaguar no Rio de la Plata. Seu potencial erosivo, devido sobretudo à suavidade de suas vertentes, não lhe permitia retrabalhar seu leito com muita eficácia. Por outro lado, o rio Paraíba do Sul percorria um trajeto muito mais limitado (algumas centenas de quilômetros) rumo a nordeste a partir da região do cotovelo até alcançar o mar. Isso lhe conferia um potencial erosivo muitas vezes superior ao do Paraitinga. Não obstante, o rebaixamento do Vale do Ribeira teria colaborado para otimizar esse processo remontante. A exemplo de Woodworth, Washburne chama atenção aos processos erosivos atuantes no controle da captura, considerando, inclusive, a influência da tectônica regional no processo.

Ab'Sáber (1957), por sua vez busca tratar do tema a partir do fim do cretáceo, a fim de descrever a gênese das conexões antigas e da separação posterior, julgando que assim "obteríamos um ponto de partida razoável para explicar a sucessão de eventos paleogeográficos ali desenrolados".

Ele propõe que até o Período citado "todos os rios que nasciam nos maciços antigos, situados a oeste e sudoeste da área Itatiaia – Bocaina demandavam forçosamente o interior da bacia do Paraná", de modo que, quando da criação tectônica do vale do Paraíba, o "primitivo Alto Tietê, que remontava até a Bocaina, continuava a correr para W-SW".

Devido ao aprofundamento constante da bacia de Taubaté, bem como à instalação do paleolago Tremembé, teriam sucedido alterações nos níveis de base relativos locais, possibilitando a ação de “sucessivas pequenas capturas dos altos vales das drenagens antigas contíguas à bacia lacustre”.

Ab'Sáber traça ainda um paralelo entre a captura fluvial e os depósitos sedimentares preservados na região em torno da depressão tectônica. Segundo ele, “a colmatagem do lago principal (bacia de Taubaté-Tremembé) pode ter sido decretada pela própria expansão remontante da sedimentação pelas redes de drenagem tributárias, passando sucessivamente a dominar deposição flúvio-lacustre e, posteriormente, fluvial, ao longo de todo o médio vale superior do Paraíba”.

Anos mais tarde, Frangipani & Pannuti (1965) apontaram para um possível controle exercido por estruturas de direção NW-SE no cotovelo de Guararema. Tais estruturas são responsáveis pelo denominado Alto Estrutural de Arujá, que separa as bacias de São Paulo e Taubaté. Riccomini (1989) postulou que um regime transpressional de direção NE-SW teria sido responsável pelo soerguimento e erosão de sedimentos terciários, vestígios dos quais podem ser observados como ocorrências descontínuas sobre o Alto Estrutural de Arujá. O autor reafirma, assim, a influência das estruturas de direção NW-SE na separação das drenagens dos rios Tietê e Paraíba do Sul.

Onze anos mais tarde esse mesmo autor apresenta um trabalho no qual dedica atenção à captura das drenagens do rio Tietê pelo rio Paraíba do Sul, correlacionando-a com a história tectônica e sedimentar do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini *et al.*, 2010). Ele conclui que os sedimentos hoje correspondentes às rochas sedimentares da Formação Pindamonhangaba tiveram sua deposição favorecida pelo incremento no aporte sedimentar devido ao aumento da bacia de drenagem do rio Paraíba do Sul e à subsidência na porção central da Bacia de Taubaté. Segundo ele, “o fenômeno da captura envolveu causas tectônicas, provavelmente ligadas ao soerguimento de blocos ao longo de falhas de direção NW-SE durante o evento tectônico transcorrente sinistral no Mioceno”.

RESULTADOS OBTIDOS

Mapa de isobases

Para auxiliar na construção do mapa de isobases, foram utilizados os *softwares* Autocad Map 3D 2010 e ArcGIS 9.3. Como mapa topográfico base utilizou-se a Folha Santa Isabel, em escala 1:50.000, disponível no sítio do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE.

O primeiro procedimento adotado após a aquisição do mapa foi realizar a vetorização das curvas de nível do mapa base a fim de torná-las objetos independentes e passíveis de edição. Para tanto, fez-se uso da ferramenta ArcScan do ArcGis 9.3 que permite a

vetorização sistemática de imagens *raster*. A qualidade do produto gerado, no entanto, reside na parametrização adequada das configurações de vetorização disponíveis bem como no pré-processamento da imagem *raster* a ser vetorizada. As etapas do pré-processamento incluem principalmente:

- remoção de “ruidos” oriundos da digitalização da imagem ou de imperfeições existentes no documento original digitalizado; no caso do mapa topográfico foram incluídos nessa categoria, por exemplo, os valores das curvas de nível representados em intervalos de 20m;
- adição de informação em áreas onde, pelos mesmos motivos anteriores, feições tenham ficado incompletas, incluindo, por exemplo, curvas de nível com pequenos cortes que tiveram de ser unidos;

Deste modo foi vetorizada uma área da folha supracitada que incluía o rio Paraíba do Sul e toda a extensão de sua bacia de drenagens na região. Fazendo uso do mesmo procedimento, foi também vetorizada a rede de drenagens dessa mesma área a fim de se refinar o mapa de elevações que foi posteriormente gerado através da interpolação das curvas de nível e é apresentado na figura 7.

Figura 7. Mapa de elevações da área da Caldeira do Queimado e a bacia de drenagens do rio Paraíba do Sul na região (Coordenada UTM, zona 22S).

A partir do mapa topográfico vetorializado e interpolado foi então, criado o procedimento para geração do mapa de elevações. As etapas incluem: digitalização dos pontos da rede de drenagem segundo a metodologia proposta por Snyder (1982) a partir de um mapa topográfico com as drenagens de ordem 3 e superior, determinação dos pontos de interseção entre cada linha e o que contém as áreas vetorializadas, atribuição, com base nas curvas de nível, a cada ponto a elevação, interpolação por triângulo destas partes. O mapa final criado foi então se comparado com a cartografia de uma parte das cartas do Estado do Rio de Janeiro, levantado no trabalho de Raimundo et al. (2010), como pode ser observado nas figuras 8 e 9.

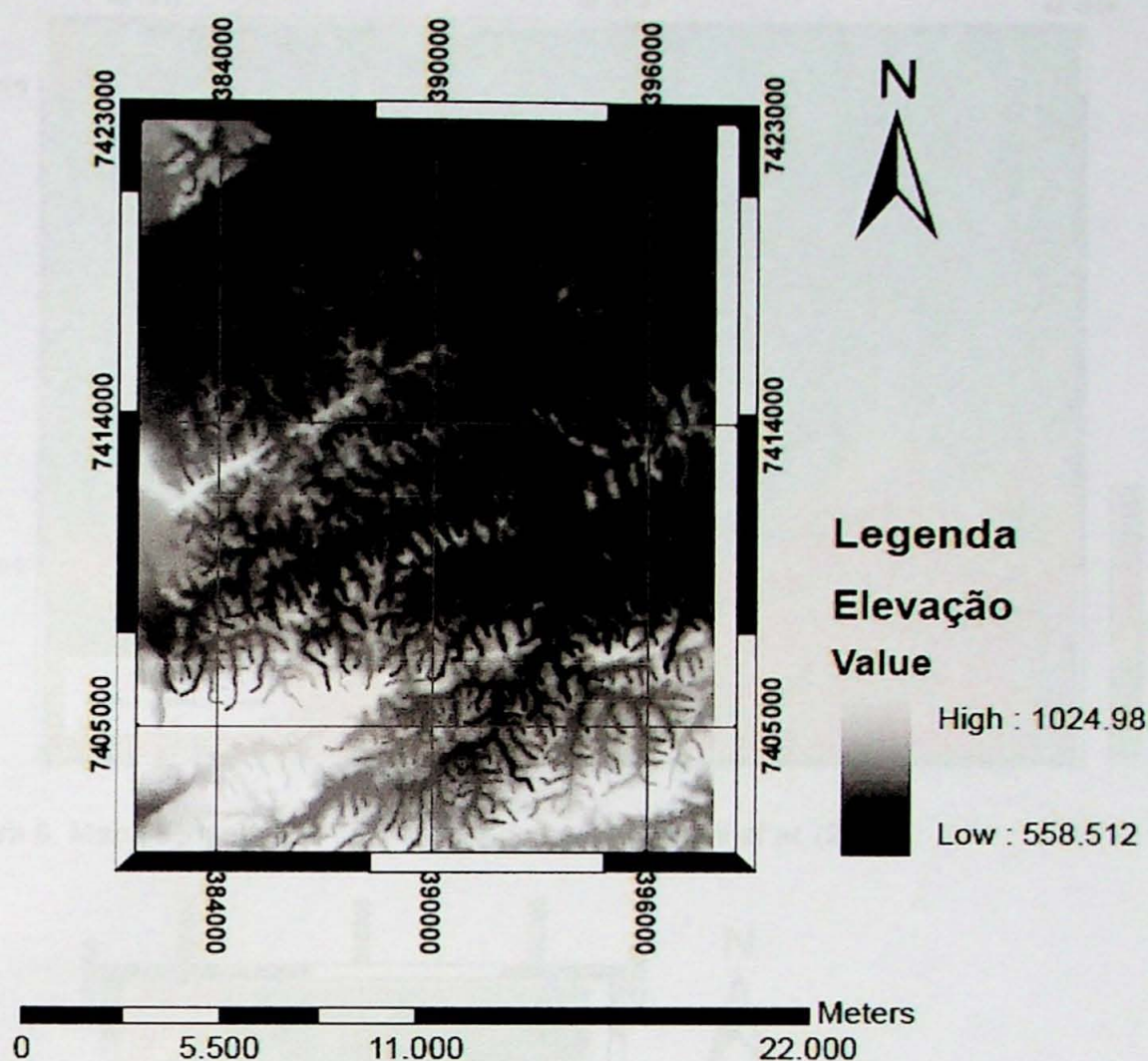


Figura 7. Mapa de elevações da área do Cotovelo de Guararema e a bacia de drenagens do rio Paraíba do Sul na região (Coordenadas UTM, zona 23K).

A partir do mapa topográfico vetorizado e interpolado, foi, então, iniciado o procedimento para confecção do mapa de isobases. As etapas incluíram classificação dos canais da rede de drenagens segundo a metodologia proposta por Strahler (1952), criação de um novo *layer* com as drenagens de ordem 3 a superior, determinação dos pontos de intersecção entre esse *layer* e o das curvas de nível vetorizadas, atribuindo, com isso, elevações a esses pontos e, finalmente, interpolação por krigagem destes pontos. O mapa final obtido em muito se assemelha com o confeccionado a partir dos dados do *Shuttle Radar Topography Mission* no trabalho de Riccomini *et al.* (2010), como pode ser observado nas figuras 8 e 9.

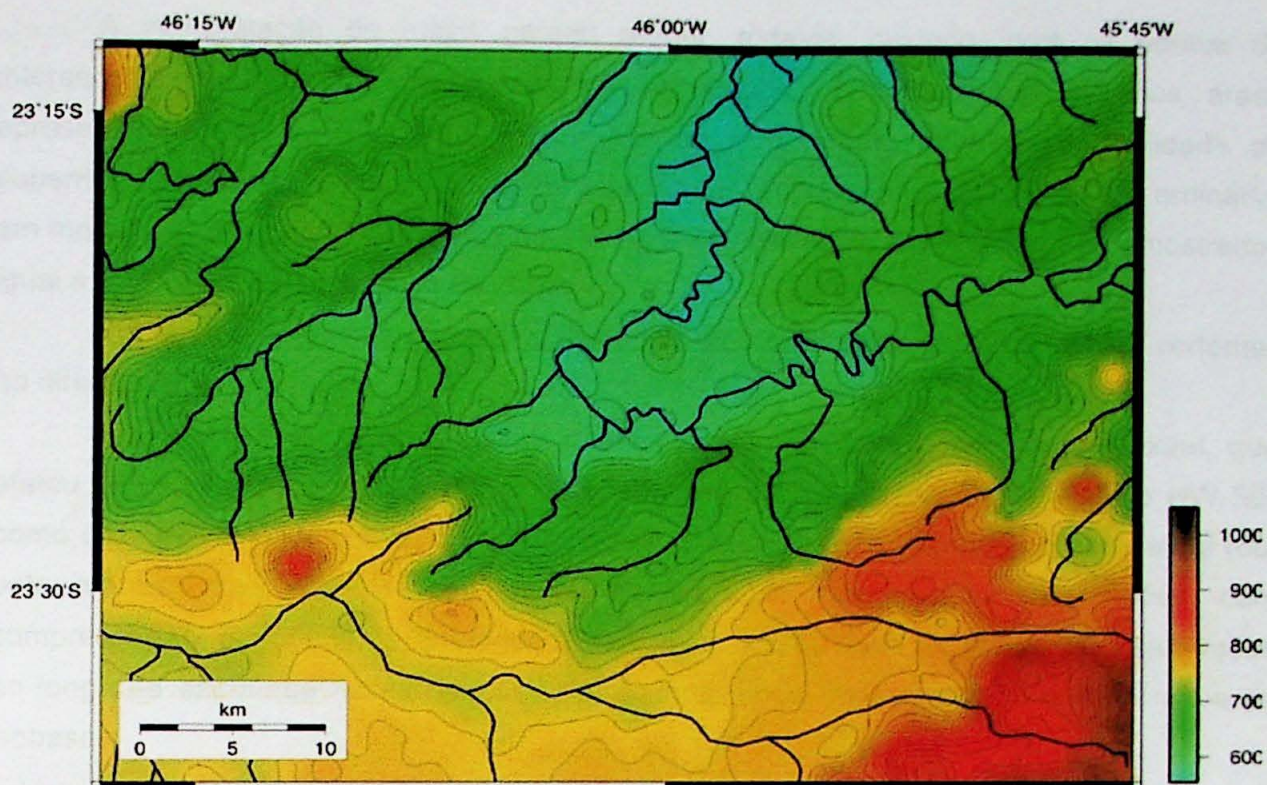


Figura 8. Mapa de isobases confeccionado por Riccomini *et al.* (2010).

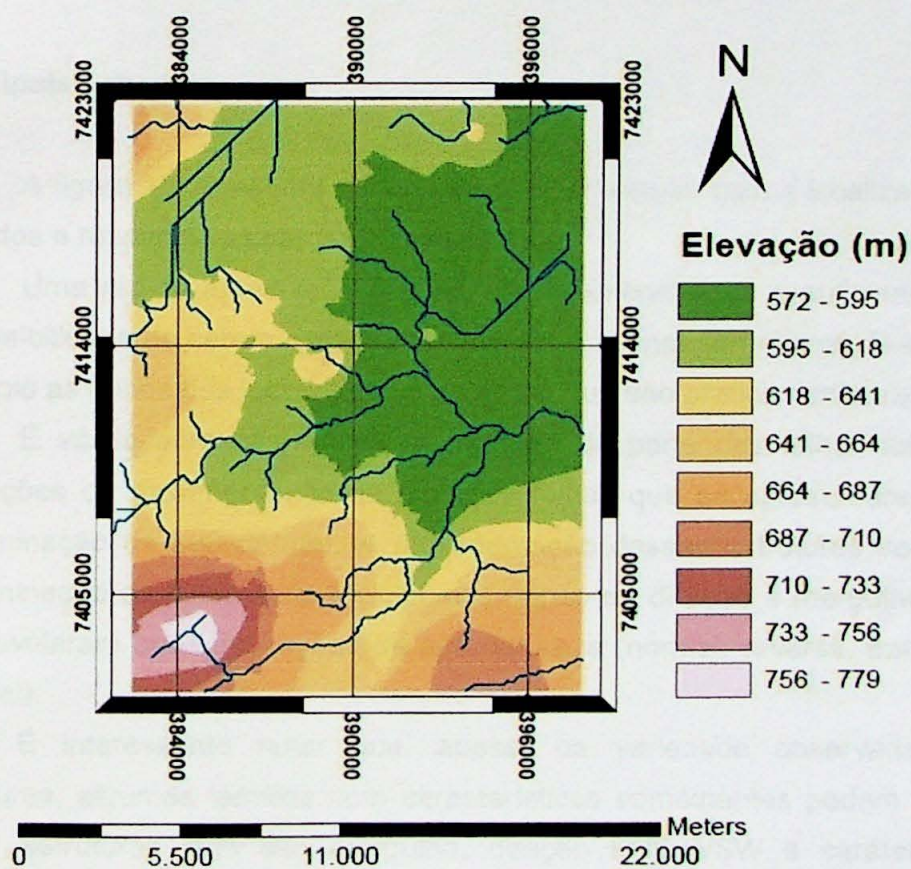


Figura 9. Mapa de isobases confeccionado no presente trabalho.

A interpretação do mapa gerado requer, todavia, cuidado, pois os pontos de intersecção obtidos não são igualmente espaçados, de modo que algumas áreas apresentam maior densidade de informação do que outras, afetando a qualidade da superfície interpolada. Este procedimento se fez no próprio Arcgis por krigagem ordinária, em modelo esférico com número de pontos para determinação dos valores não amostrados igual a 12, dentro de um raio de até 5000m.

Em ambos os mapas é possível distinguir uma orientação preferencial das vertentes na direção NE-SW.

Riccomini *et al* (2010) admitem o evento deformacional transcorrente dextral, que afetou o RCSB no intervalo neogênico-quaternário, com compressão de direção NW-SE, como o de maior influência na atual configuração do relevo na região. A própria atual (ou, pelo menos, mais recente identificada) configuração dos campos de tensões, com compressão de direção E-W (Salvador & Riccomini, 1995), deve ter promovido reativações ao longo de estruturas nessa direção, acentuando ainda mais seu destaque no mapa de isobases.

Em função da direção de captura ser quase ortogonal a esta, conclui-se que o evento deformacional responsável pela mesma precedeu a deformação transcorrente dextral supracitada.

Principais estruturas

A figura 10 apresenta o mapa da área de estudo com a localização dos afloramentos visitados e respectivos estereogramas obtidos.

Uma rápida apreciação das estruturas encontradas é suficiente para se concluir a impossibilidade de serem explicadas a partir de apenas um regime de esforços (tome-se por exemplo as falhas dos locais GR-11 e GR-12, que são praticamente excludentes).

É válido acrescentar que a natureza de parte das falhas foi inferida a partir de indicações de movimentação de algumas falhas que se apresentaram mais favoráveis à determinação de seu caráter. A movimentação dessas estruturas serviu de modelo para determinação da cinemática de algumas falhas de direção e mergulho similares, mas que não revelaram boas indicações de sua natureza (normal, reversa, transcorrente dextral ou sinistral).

É interessante notar que, apesar da variedade observada nas atitudes das estruturas, algumas famílias com características semelhantes podem ser discriminadas, a saber: estruturas com alto mergulho, direção ENE-WSW e caráter normal, estruturas igualmente com alto mergulho e direção NW-SE a NNW-SSE, de natureza transcorrente (responsáveis pela captura), estruturas com alto mergulho, de direção NE-SW e natureza

transcorrente dextral e estruturas de direções NNE-SSW a N-S com mergulho intermediário e movimentação inversa.

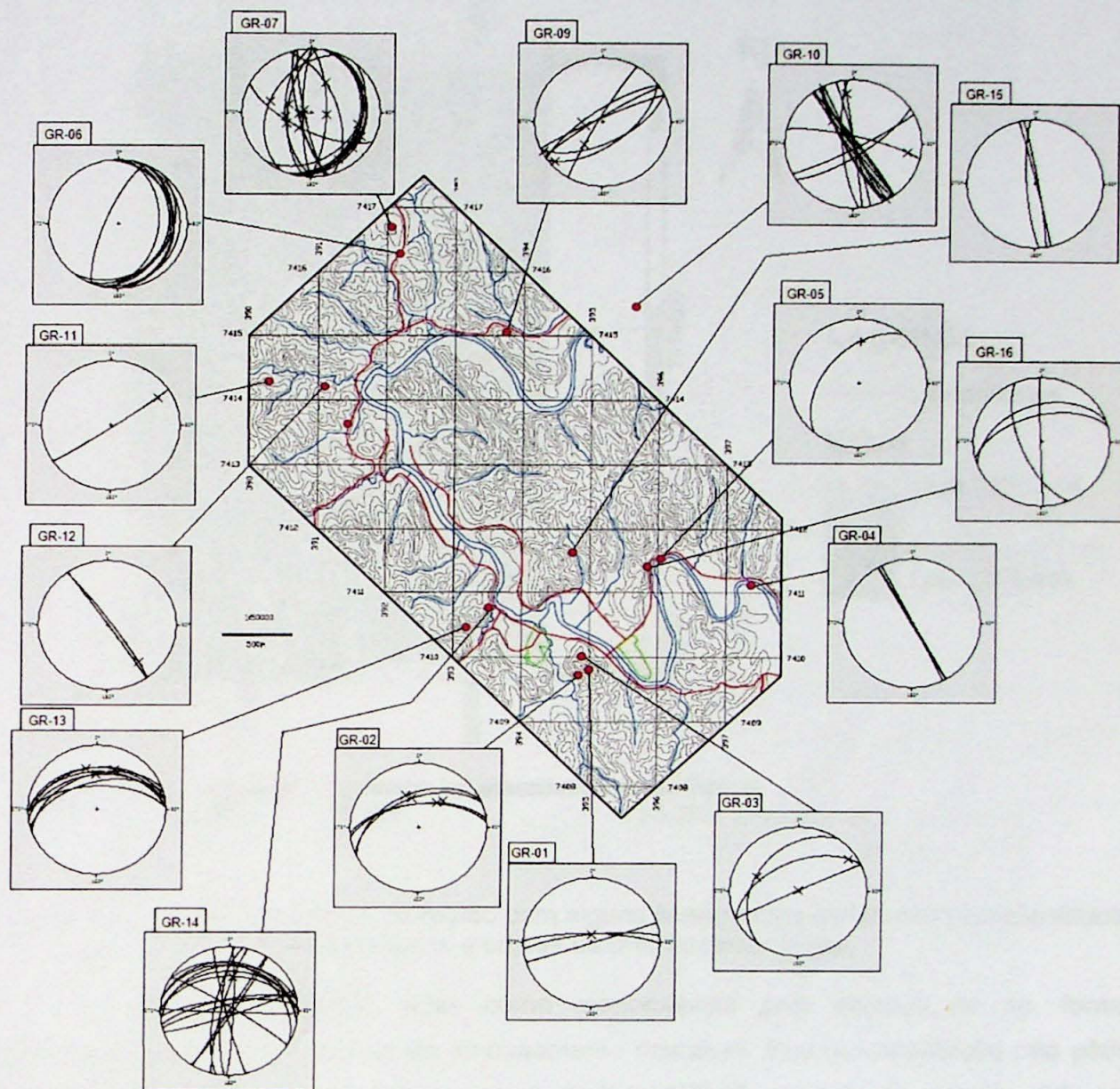


Figura 10. Mapa da área de estudo com a localização dos locais onde foram obtidos dados estruturais e respectivos estereogramas. Os círculos máximos representam estruturas planares e os "X" representam estrias contidas nesses planos.

O mapa da figura 11 permite a distinção de lineamentos estruturais seccionando a área em direções coincidentes com as das estruturas sub-verticais transcorrentes acima consideradas (incluindo as estruturas NE-SW, destacadas no mapa de isobases).

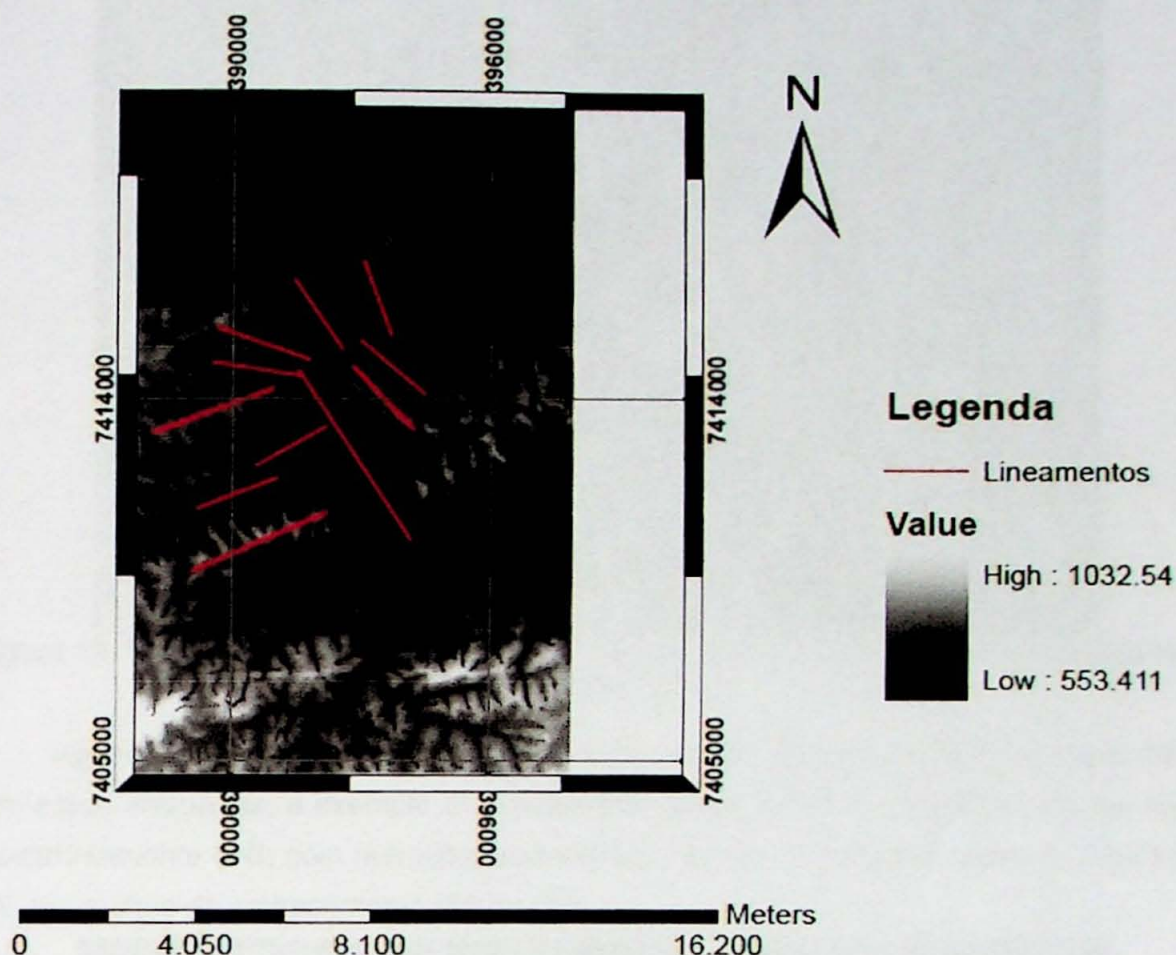


Figura 11. Mapa de elevações da região com alguns lineamentos estruturais representados por drenagens e cristas de morros destacados.

As estruturas NW-SE, tidas como responsáveis pela captura do rio, foram observadas seccionando rochas do embasamento cristalino. Sua movimentação não pôde ser apreciada com muita segurança, porém, no local GR-12, um veio de quartzo pôde ser utilizado como marcador e seu deslocamento possui caráter dextral, com rejeito de aproximadamente 10cm (figura 12). No local GR-09 estão registradas estrias indicadoras de movimentação transcorrente sinistral em falhas dessa direção. Elas foram interpretadas como sendo resultado da atual configuração dos esforços, com compressão E-W que poderiam ter obliterado o registro da movimentação dextral, mais antiga.

Como será discutido mais adiante, a própria qualidade da preservação do registro cinemático das falhas dessa família NW-SE (onde não foram observadas estrias evidentes), inferior em comparação com planos de falhas de outras direções, lhes confere certa

antiguidade com relação às outras estruturas observadas, com registro de movimentação muito bem definidos.



Figura 12. Veio de quartzo seccionado por falha transcorrente dextral, de orientação NW-SE, no local GR-12.

Apenas alguns poucos afloramentos permitiram determinar a cronologia relativa entre essas estruturas, a exemplo do afloramento do local GR-14, onde fraturas de direção aproximadamente N-S, com mergulho subvertical, não são propagadas além de uma fratura E-W, em rochas do embasamento (figura 13).

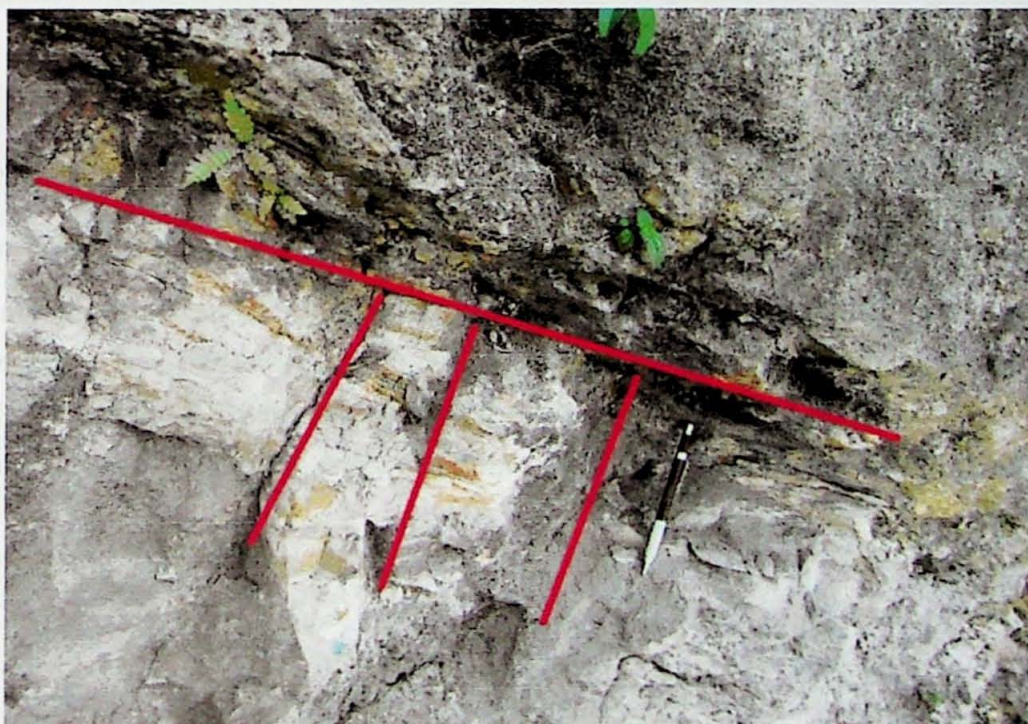


Figura 13. Fraturas subverticais truncadas por fratura de direção E-W em gnaisses do local GR-14.

Esse controle da estrutura E-W sobre a continuidade das fraturas N-S pode indicar que os esforços atuantes no fraturamento foram dissipados quando alcançaram aquela descontinuidade, sugerindo idade mais recente para as estruturas subverticais. Essa hipótese encontra correspondência com o modelo proposto por Riccomini (1989), no qual estruturas de direção aproximadamente E-W teriam sido geradas por ocasião do evento distensional de direção NNW-SSE e idade Paleógena, gerador do *Rift*. Essas estruturas refletem a direção preferencial de antigas zonas de cisalhamento que afetaram o embasamento pré-cambriano.

Outro afloramento onde foi possível estabelecer a cronologia relativa entre as estruturas presentes foi o do local GR-07. Aqui há ocorrência de falha de baixo ângulo cortando rochas sedimentares da Formação Resende (figura 14).

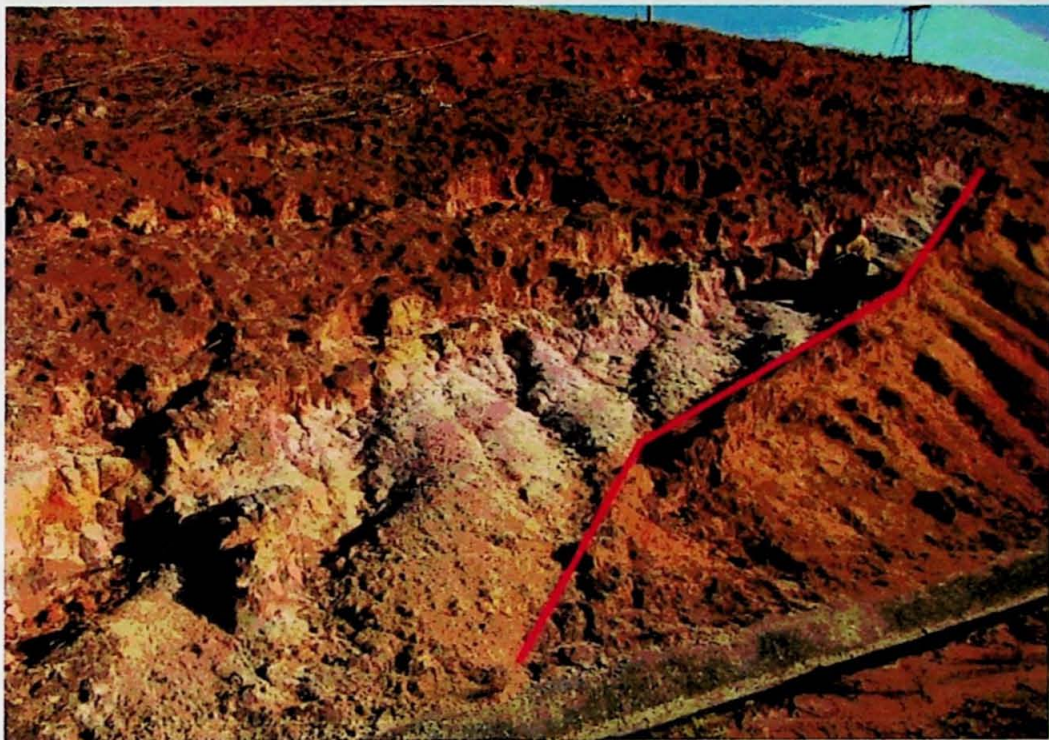


Figura 14. Falha de baixo ângulo em lamito da Formação Resende (Local GR-07).

Esta falha foi considerada como inversa, tanto devido ao ângulo de mergulho como por colocar rochas menos alteradas sobre rochas mais alteradas. Nos blocos acima e abaixo desta estrutura foram identificadas famílias de falhas conjugadas provavelmente engendradas em um mesmo evento. Um desses pares é apresentado na figura 15.



Figura 15. Fraturas conjugadas com bissetriz aguda inclinada em relação à normal (Local GR-07).

A falha principal deste local foi interpretada como inversa e relacionada à compressão E-W. Falhas inversas haviam sido anteriormente reconhecidas na região por Melo *et al.* (1986) e Riccomini (1989).

No mesmo local, o arranjo geométrico (relação angular) dos pares de falhas conjugadas do local GR-07 é típico de falhas geradas em regime normal (em vista do ângulo entre ambos). Nesse caso, seria de se esperar que a bissetriz aguda do ângulo formado pelas falhas conjugadas estivesse na posição vertical, correspondente ao eixo de esforço principal máximo, σ_1 . Entretanto, a quase totalidade dos pares conjugados de falhas apresentou bissetrizes inclinadas com relação à normal. Uma possível interpretação para a situação apresentada é a de que, num primeiro momento, tenham sido geradas as falhas conjugadas normais e, posteriormente, uma falha inversa teria afetado o maciço, promovendo a rotação dessas falhas previamente desenvolvidas. Essa hipótese é ilustrada na figura 17. Devido à orientação aproximadamente N-S dessas estruturas, admite-se que tenham sido geradas no evento de distensão E-W a WNW-ESE que afetou o *rift* no Pleistoceno tardio a Holoceno.

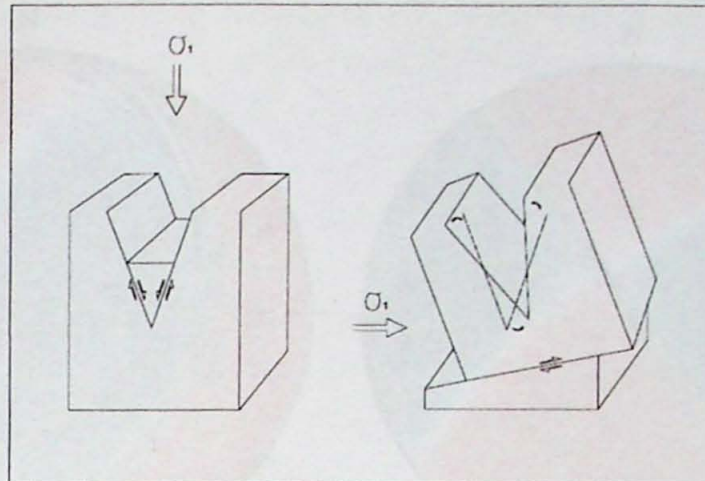
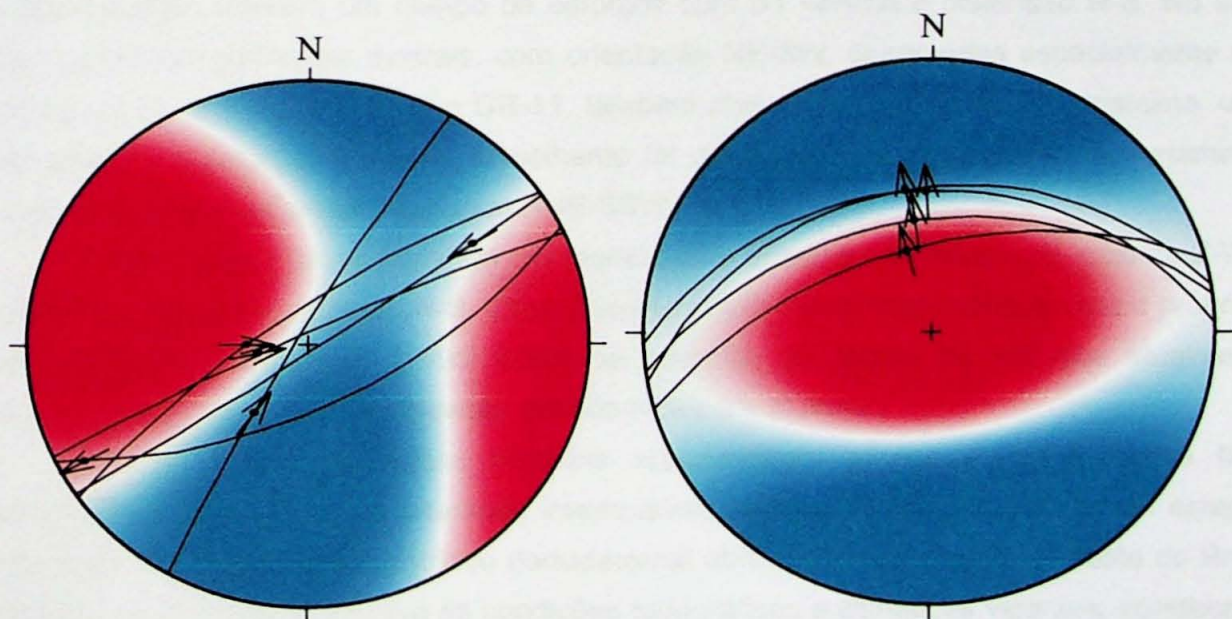


Figura 17. Modelo hipotético de evolução das falhas provavelmente normais do afloramento do local GR-07.

Foi então aplicado o método de Angelier para estruturas consideradas como tendo sido geradas no mesmo evento deformacional, ou cujas movimentações estejam associadas ao mesmo campo de esforços, a fim de se caracterizar as diferentes configurações dos esforços principais que atuaram na região. Os resultados obtidos são apresentados na figura 18.



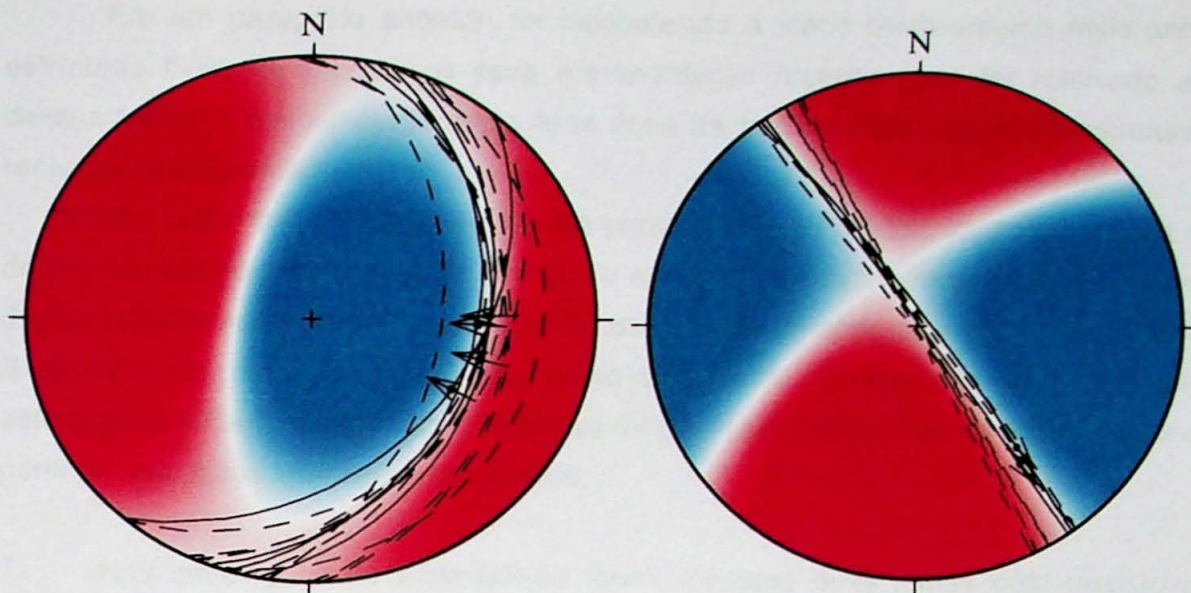


Figura 18. Resultados obtidos pela aplicação do método de Angelier. Os círculos máximos representam os planos de juntas (tracejados) e falhas (contínuos), em diagramas de igual área com o hemisfério inferior de referência. As setas indicam a movimentação relativa dos blocos. Os campos em vermelho indicam a direção de maior compressão (σ_1) e os azuis a de menor compressão (σ_3).

As falhas de direção aproximadamente NNE-SSW a N-S, conspícuas no local GR-07, apresentam direção de encurtamento aproximadamente E-W e seccionam depósitos sedimentares da Fm. Resende. Enquanto isso, falhas de direção E-W com componente normal e mergulho intermediário a relativamente alto do local GR-13, observadas afetando o embasamento, indicam um campo de esforços com σ_1 vertical e distensão N-S. No caso das falhas transcorrentes dextrais, com orientação NE-SW, observadas especialmente nos afloramentos dos locais GR-09 e GR-11, também afetando o embasamento cristalino, uma orientação de esforços bastante semelhante foi obtida, com eixo de menor encurtamento orientado aproximadamente segundo NNE-SSW.

Todos esses casos admitem um modelo com compressão horizontal máxima E-W e distensão horizontal segundo N-S. Essa hipótese encontra correspondência com o proposto por Salvador & Riccomini (1995) como se tratando do campo de esforços atualmente vigente, afetando depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais.

Nestes locais, as falhas medidas apresentaram planos e estrias muito bem preservados, sem sinais de alteração intempérica, embora as rochas que afetem estejam alteradas. Isto, somado ao histórico denudacional atribuído a toda região sudeste do Brasil (Hiruma *et al*, 2010) e inclusive às condições topográficas e climáticas vigentes, corrobora a idade relativamente recente para a movimentação dessas falhas, em função da qualidade de preservação, mesmo que submetidas a condições intempéricas e erosivas potenciais.

Em um parágrafo anterior, foi estabelecida a idade relativamente mais antiga das estruturas E-W, de modo que essa movimentação recente pode ter reativado algumas dessas falhas e até ter aproveitado essa zona de fraqueza para gerar as estruturas mais recentes consideradas.

Por outro lado, o diagrama obtido para as falhas NW-SE, controladoras da captura do rio, não condiz com o mesmo arranjo de esforços. A movimentação transcorrente dextral dessas estruturas pode ser explicada pela atuação de tensões com orientação NE-SW a N-S do vetor de maior encurtamento, como observado no diagrama. Essa disposição de esforços coincide com algumas inferências da orientação do campo de tensões realizadas a partir de estruturas verificadas em campo.

Nas imediações do local GR-03 foram medidas duas juntas com relação angular típica de fraturas conjugadas. A bissetriz aguda entre elas, que supostamente indicaria a direção de tensão principal máxima, σ_1 , sugerindo que houve uma direção de SHmáx com compressão NE-SW. Não obstante, o ângulo 2θ , medido entre os planos, apresenta valor de 59° , cuja metade, $29,5^\circ$, muito se aproxima do valor de 30° , admitido empiricamente como ângulo de atrito interno típico das rochas, tornando razoável a interpretação de que se trata de um par conjugado gerado a partir do mesmo evento deformacional rúptil.

O afloramento do local GR-14 apresenta inúmeras estruturas, certamente de diferentes gerações. A exemplo do procedimento realizado no local GR-03, também foram consideradas fraturas com relações angulares condizentes que pudessem fornecer informações sobre o paleocampo de tensões. Obteve-se para o ângulo 2θ de um provável par conjugado o valor de 58° , com compressão NE-SW e distensão NW-SE. Admite-se que muitas das estruturas de elevado mergulho e direções N-S/E-W neste local sejam resultado dessa configuração de esforços.

Todas essas observações apontam para a atuação de um regime com direção de SHmáx disposta segundo NE-SW em algum período da história evolutiva da região. De acordo com o quadro de evolução do RCSB o evento de transcorrência sinistral, atuante no Mioceno Inferior, comporta essa configuração adequadamente.

DISCUSSÃO

A partir dos dados apresentados foi possível verificar que a região estudada possui uma história evolutiva complexa, com a atuação de diferentes regimes de esforços ao longo do tempo, promovendo geração de novas estruturas e reativação das antigas. O mais recente deles está bem caracterizado, com compressão E-W e distensão N-S. Essa disposição de esforços está registrada em grande parte das estruturas observadas em campo.

Em alguns pontos, como nos afloramentos dos locais GR-07 e GR-16, também é possível distinguir a possível atuação de um evento distensivo de direção aproximadamente E-W, com fraturas conjugadas de mergulho elevado. As relações angulares do afloramento do local GR-07 sugerem que este evento precedeu a compressão E-W que gerou as falhas inversas ali expostas.

As estruturas de direção NW-SE, responsáveis pelo controle tectônico da inflexão do rio Paraíba do Sul, são tidas como feições relativamente antigas. Riccomini (1989) assumiu que se tratam de falhas de transferência, ortogonais ao eixo do RCSB e geradas durante sua instalação. Tais estruturas estariam diretamente relacionadas com os altos estruturais que compartimentam a Bacia de Taubaté, evidenciados pela variação da posição dos depocentros da bacia ao longo de seu eixo.

As relações de campo de tais falhas indicaram movimentação transcorrente dextral, imposta pela atuação de um regime de esforços com direção de maior encurtamento segundo NE-SW e menor encurtamento segundo NW-SE, regime este compatível com a transcorrência sinistral que afetou o *rift* no Mioceno Inferior.

As movimentações ao longo dessas falhas teriam sido responsáveis pela captura das antigas cabeceiras do rio Tietê (rios Paraibuna e Paraitinga) pelo rio Paraíba do Sul devido ao desnível provocado por abatimento do bloco a nordeste e soerguimento do bloco a sudoeste, função de componentes verticais associadas à movimentação dextral ao longo dessas falhas (figura 19).

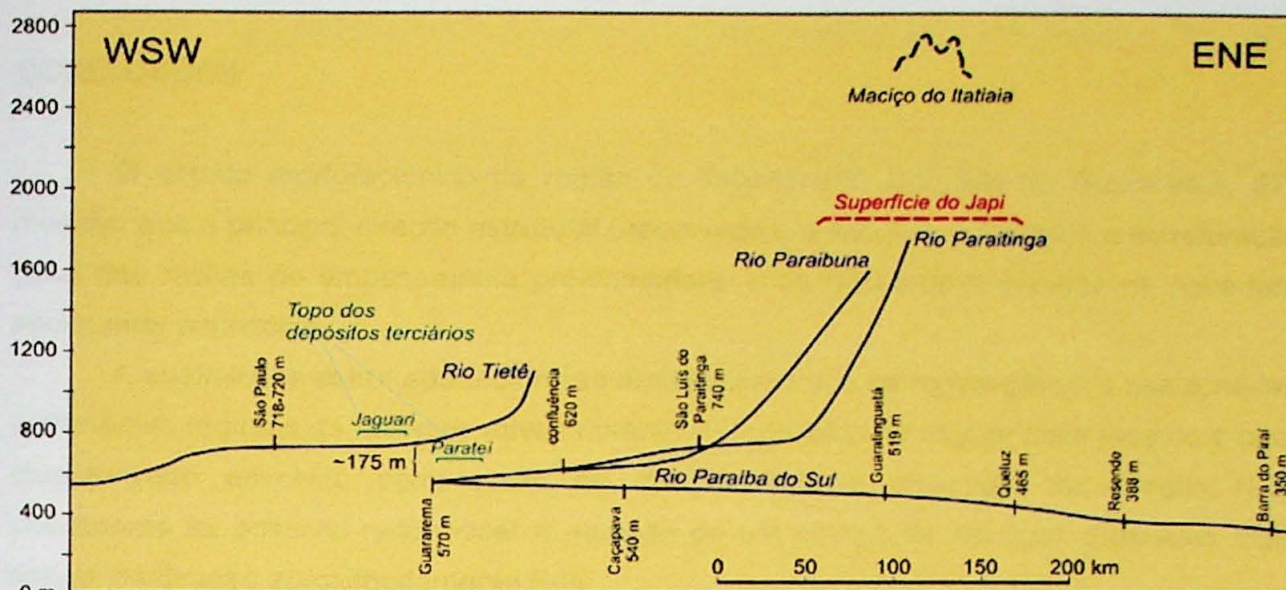


Figura 19. Perfis longitudinais ao longo dos rios Tietê e Paraíba do Sul, mostrando os desníveis entre os planos altimétricos dos rios e dos testemunhos de sedimentos paleógenos nas bacias de São Paulo e Taubaté (Fonte: Riccomini *et al.*, 2010).

A idade atribuída à captura do rio pela estrutura NW-SE também ganha suporte quando analisada em relação aos depósitos sedimentares adjacentes, especialmente no caso da Formação Pindamonhangaba (Riccomini *et al.*, 1991; Mancini, 1995), conforme proposto por Riccomini *et al.* (2004).

Estes depósitos, gerados em sistema fluvial meandrante e instalado nas porções central e sudoeste da Bacia de Taubaté, apresentam dados de paleocorrentes indicando sentido de transporte para NE. Estão assentados, em discordância angular, sobre a Formação São Paulo, unidade esta também fluvial meandrante, cuja deposição parece ter se processado ao longo do eixo principal da bacia, adentrando esta pela sua extremidade sudoeste provavelmente advinda da Bacia de São Paulo, onde há ocorrências de seus depósitos preservados. Tal discordância pode sugerir a remoção do registro desta unidade em função de soerguimento transpressivo causado pela transcorrência sinistral que afetou a bacia no Mioceno.

A preservação dos depósitos da Formação Pindamonhangaba se deu apenas à jusante do rio Paraíba do Sul, no ponto em que este adentra a bacia. Sua idade neógena, provavelmente miocena superior a pliocena (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004), foi estabelecida a partir de correlações estratigráficas. Esta preservação apenas foi possível devido à nova fase de subsidência (decorrente, talvez de evento deformacional subsequente do *rift*).

Este modelo, proposto por Riccomini *et al.* (2010), encontra suporte com os dados obtidos neste trabalho, que evidenciaram as estruturas presentes na região do Cotovelo de Guararema.

CONCLUSÕES

O estudo morfotectônico da região do denominado Cotovelo de Guararema, SP, mostrou que a principal direção estrutural preservada é a NE-SW, que segue a estruturação geral das rochas do embasamento pré-cambriano e de falhas de reativação na cobertura sedimentar cenozóica.

A análise das estruturas tectônicas rúpteis presentes na região permitiu relacioná-las a diferentes regimes de esforços ativos durante o Cenozóico. O regime mais recente e bem caracterizado envolveu compressão de direção E-W e distensão de direção N-S. Localmente foi possível reconhecer a atuação de um campo de esforços distensivo mais antigo, de direção aproximadamente E-W.

As estruturas de direção NW-SE, responsáveis pela captura das antigas cabeceiras do rio Tietê pelo rio Paraíba do Sul, apresentam movimentação transcorrente dextral, resultante da atuação de um regime de esforços com compressão de direção NE-SW e direção de distensão NW-SE, compatível com a transcorrência sinistral que afetou o *rift* no Mioceno Inferior. A captura em tela teria resultado do desnível provocado por abatimento do bloco a nordeste e soerguimento do bloco a sudoeste, em função de componentes verticais de mergulho associadas à movimentação dextral ao longo dessas falhas.

Os resultados deste trabalho dão sustentação, do ponto de vista estrutural, às hipóteses de Riccomini *et al.* (2010), tanto no que diz respeito ao regime tectônico, quanto à idade da captura.

Estão de acordo com as informações contidas neste relatório.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, A.M., 1977. O problema das relações geológicas e da estrutura da Bacia do Paraná e do Tietê. *Boletim Paulista de Geologia*, 28:35-47.
- BRADLEY, J., 1967. Fault slip analysis and paleogeographic reconstruction. In: *Handbook of Geology*, Geological Engineering, Pergamon, Oxford, pp. 55-100.
- BRADLEY, J. & MCKINLEY, P., 1974. Slip line methods: partitioning the movement along conjugate shear zones. *Journal of Structural Geology*, 1:125-132.
- BRADLEY, J.M. & MCKINLEY, P., 1974. Theoretical analysis of conjugate slip line fields. In: *Handbook of Geology*, Geological Engineering, Pergamon, Oxford, pp. 101-120.
- FRANCO, A. & PEREIRA, E.L., 1995. Estrutura tectônica da Bacia do Tietê. *Revista Brasileira de Geologia*, 18:125-132.



Henrique Rede Barreto Amaral

Claudio Riccomini

São Paulo, 8 de novembro de 2011.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'Sáber, A.N., 1957. O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tietê. *Boletim Paulista de Geografia*, 26:38-49.
- Angelier, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock, P. L., Editor, *Continental Deformation*, Pergamon, Oxford, pp. 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 Société Géologique de France*, 19:1309-1318.
- Dunne, W. M. & Hancock, P. L., 1994. Paleostress analysis of small-scale brittle structures. In: Hancock, P. L., Editor, *Continental Deformation*, Pergamon, Oxford, pp. 101-120.
- Frangipani, A. & Pannuti, E.L., 1965. *Estudos hidrogeológicos na Bacia de Taubaté, entre Jacareí e Quiririm*. *Boletim Instituto Geográfico e Geológico*, 42:126p.
- Grohmann, C.H., Riccomini, C., Chamani, M.A.C., 2010. Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15:1493-1504.
- Golts, S., Rosenthal, S. A, 1993. A morphotectonic map of the Northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology*, 7, pp. 305-315.
- Hiruma, S. T., Riccomini, C., Modenesi-Gauttieri, M. C., Hackspacher, P. C., Neto, J. C. H., Franco-Magalhães, A. O. B., 2010. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research*, 18, pp 674-687.
- Ihering, H., 1894. Observações sobre os peixes fósseis de Taubaté. Transcrição na *Revista do Museu Paulista*, 2:145-148, 1998, de artigo publicado no *Jornal o Estado de São Paulo*, em 12 de junho de 1894.
- King, L.C., 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, ano XVIII, no. 2, p.147-265.
- Mancini, F. 1995. Estratigrafia e aspectos da tectônica deformadora da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, SP. São Paulo, 107 p, (Tese de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).
- Melo, M.S., Caetano, S.L.V., Coimbra, A.M., 1986. Tectônica e sedimentação na área das bacias de São Paulo e Taubaté. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 34,

Goiânia, 1986. *Anais*, Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Centro-Oeste, v.1, p.321-336.

Riccomini, C., 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. São Paulo, 256 p. (Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).

Riccomini, C., Sant'Anna, L. G., Ferrari, A. L., 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B., eds., *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p.383-405.

Riccomini, C., Grohmann, C. H., Sant'Anna, L. G., Hiruma, S. T., 2010 A captura das cabeceiras do rio Tietê pelo rio Paraíba do Sul. In: Modenesi-Gauttieri, M. C.; Bartorelli, A.; Mantesso-Nato, V.; Carneiro, C. D. R.; Lisboa, M. B. A. L., org. *A Obra de Aziz Nacib Ab'Sáber*. São Paulo: Beca, p.157-169.

Salvador, E. D., Riccomini, C. 1995. *Neotectônica* do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 25(3), pp 151-164.

Strahler, A. N. 1952: Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography *Bull. Geol. Soc. Am.*, 63, 1117–1142.

Washburne, C.W., 1930. Petroleum geology of the State of São Paulo – Brazil. *Boletim Comissão Geographica e Geologica do Estado de São Paulo*, 22:282p.

Woodworth, J.B., 1912. Geological expedition to Brazil and Chile. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology at Harvard College*, 56:137p.

Žalohar & Vrabec, M., 2007. Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: the Gauss method. *Journal of Structural Geology*, 29:1798-1810.



