COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA DA REGIÃO DE JUNDIAÍ (SP)

MIRNA A. NEVES¹, NORBERTO MORALES², MAURÍCIO DA SILVA BORGES³ & HANS DIRK EBERT²

Abstract *MORPHOTECTONIC ARCHITECTURE OF THE JUNDIAÍ REGION, SOUTHEASTERN BRAZIL* This paper shows the morphotectonic analysis of the Jundiaí region, in southeastern Brazil, specifically the northern border of the Japi mountain range and the adjacent area of lower elevation. The employed techniques include digitalization of maps and graphical computing. The use of graphical computing resources has proven to be a powerful tool on representing landscape features by terrain digital modeling, permitting the visualization of 3-D blocks with good definition and facilitating the analysis of morphological patterns and their relationship with the geologic structures. The inferences are substantiated with field data collection and data treatment with the conventional methods of structural analysis. The results show a close relation between the recognized geological structures and the residual fault escarpments that control the morphological blocks. The control is also notable on the formation, deformation and preservation of Paleozoic and Cenozoic sedimentary cover. The hydrographic basin of the Jundiaí River is controlled by this structural arrangement, showing an important influence of neotectonics on the evolution of the Cenozoic landscape.

Keywords: Morphotectonic, Terrain Digital Modeling, Cenozoic Evolution, Structural Analysis, Neotectonics.

Resumo A análise morfotectônica conduzida na região de Jundiaí (SP) é apresentada neste trabalho, envolvendo a borda norte da Serra do Japi e a área rebaixada adjacente. Dentre os métodos empregados estão a digitalização de mapas e o uso de computação gráfica. A utilização de recursos de computação gráfica tem se mostrado como uma poderosa ferramenta na representação de feições do relevo por meio de modelos digitais do terreno, o que permite a identificação de feições morfológicas e sua associação com as estruturas do maciço rochoso. As inferências são testadas com o levantamento de dados em campo e o seu tratamento em escritório. Os resultados mostram uma nítida relação entre as estruturas geológicas reconhecidas e as escarpas de falha residuais que controlam a compartimentação morfoestrutural. Este controle também ocorre sobre a formação, deformação e preservação de coberturas sedimentares paleozóicas e cenozóicas. A bacia do rio Jundiaí está instalada neste contexto estrutural, mostrando um importante papel da neotectônica na evolução da paisagem cenozóica.

Palavras-chaves: morfotectônica, análise estrutural, neotectônica, modelo digital do terreno, evolução cenozóica.

INTRODUÇÃO A região de Jundiaí apresenta características geológicas particulares, como a presença de importantes estruturas pré-cambrianas, fragmentos de superfícies erosivas, contrastes entre feições geomorfológicas, além de restos de depósitos sedimentares paleozóicos e cenozóicos preservados. Situa-se a aproximadamente 60 quilômetros ao norte da capital paulista, envolvendo os arredores da Serra do Japi, a oeste das elevações da Serra da Mantiqueira (Fig. 1).

O uso de modelagem digital do terreno no estudo da morfotectônica é uma técnica bastante recente, mas que já vem sendo bastante utilizada. Quando combinada com outras fontes de informação e embasada por dados de campo, pode facilitar o mapeamento das estruturas tectônicas que controlam o relevo (Mayer 2000). Neste trabalho, o Modelo Digital do Terreno (MDT), aliado a dados de estruturas macroscópicas e mesoscópicas, permitiu a análise morfoestrutural e de suas relações com os movimentos neotectônicos regionais descritos na literatura.

MATERIAIS E MÉTODOS **Construção do Modelo Digital do Terreno (MDT)** Para a digitalização dos dados foram utilizados

Figura 1 - Mapa de localização da área estudada (1: Bacia de São Paulo, 2: Bacia de Taubaté, 3: Bacias costeiras, 4: Bacia do Paraná).

1 - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP - Av. 24-A, 1515, CEP 13506-900, Rio Claro, SP. e-mail: mirnaan@rc.unesp.br

2 - Departamento de Petrologia e Metalogenia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP - Caixa Postal 178, CEP 13506-900, Rio Claro, SP.

3 - Departamento de Geologia, Centro de Geociências, UFPA - Campus Universitário do Guamá, Caixa Postal 1611, Belém, PA.

microcomputadores Pentium com 64 Mb de memória, mesa digitalizadora e os programas AutoCad-R14 (Autodesk), Surfer 6.0 (Golden Software), Geo3View (Lindenbeck & Ulmer 1995), StereoNet (Geological Software) e Corel Draw 6.0.

Para construir o MDT, o mapa topográfico foi digitalizado em arquivo de extensão "dwg" do Autocad, tratado com a rotina em Autolisp "vert14.lsp" e exportado para o programa Surfer. O arquivo de extensão "grd" exportado do Surfer foi importado para o programa Geo3View, onde foi montado o MDT com a sobreposição de informações geológicas e fisiográficas na superfície tridimensional. Instruções mais detalhadas para a montagem do MDT são descritas por Ebert *et al.* (1999).

Obtenção de dados geológicos e estruturais O mapa geológico do embasamento cristalino foi compilado de trabalhos pré-existent e as coberturas sedimentares mapeadas em escala 1:50.000. O mapa resultante foi digitalizado para ser sobreposto ao MDT. As informações geomorfológicas foram compiladas de trabalhos anteriores e posteriormente checadas em campo.

O traçado de lineamentos seguiu a metodologia de Liu (1997), utilizando-se fotografias aéreas em escala 1:60.000. O conceito de lineamento segue aqui os preceitos de O'Leary *et al.* (1976), que define o termo como "uma feição linear simples ou composta, mapeável, cujas partes são alinhadas de forma retilínea ou levemente curvilínea que diferem do padrão de feições adjacentes e que presumivelmente refletem um fenômeno de subsuperfície".

Conjuntos de pequenas feições lineares subparalelas e alinhadas são visíveis na escala da foto aérea, mas na escala de apresentação do trabalho constituem traços contínuos agrupados em conjuntos de diferentes direções. Assim, utiliza-se o termo "feixes de lineamentos" para descrever este agrupamento de feições lineares que refletem zonas de fraqueza do substrato rochoso.

Com base no mapa de feixes de lineamentos, foram separados quatro domínios estruturais. As fraturas e falhas levantadas em campo foram tratadas no programa Stereonet, separadamente, para cada domínio estrutural e para cada grupo litológico.

Compartimentação morfoestrutural Os parâmetros considerados na definição dos compartimentos morfoestruturais foram: o arranjo espacial dos tipos de relevo, o posicionamento dos feixes de lineamentos, os diferentes níveis hipsométricos, a presença de escarpas alinhadas, anomalias de drenagem e alinhamento de confluências. Para tanto, foram utilizados, além do MDT, os mapas geológico, geomorfológico, de lineamentos, de drenagem e topográfico. Os trabalhos de campo, concentrados ao longo dos limites entre os compartimentos, permitiram a identificação de feições geológicas que provavelmente controlam as morfoestruturas.

Análise morfotectônica Para avaliar a influência neotectônica na compartimentação da área, adotou-se as premissas da Geomorfologia Tectônica, que considera a estruturação do relevo como resultado da interação entre os fenômenos neotectônicos e a heterogeneidade geológica (Penk 1953, Kostenko 1975, Summerfield 1991 e 2000).

Uma importante ferramenta é a identificação das "escarpas de falha" (Stewart & Hancock 1990). A atuação dos processos intempéricos origina "escarpas de falha residuais", ou seja, escarpas maduras onde não se pode mais observar os sinais claros da atuação tectônica (Fig. 2A). A identificação de feições associadas às escarpas, como facetas triangulares, também auxilia na identificação de condicionamento tectônico (Burbank &

Anderson 2001) (Fig. 2B).

Outra ferramenta é a investigação dos padrões e das anomalias de drenagem. As anomalias representam perturbações locais da rede de drenagem, como inflexões, cotovelos e capturas, comumente associadas a efeitos neotectônicos (Howard 1967, Ouchi 1985, Leeder & Alexander 1987). A presença de bacias assimétricas se relaciona ao basculamento tectônico (Cox 1994, Keller & Pinter 1996) (Fig. 2C) e o alinhamento de confluências pode indicar falhas e abatimento de blocos (Fig. 2D).

Os estudos também envolvem a caracterização das coberturas sedimentares cenozóicas, a definição de áreas sujeitas a sedimentação e erosão e o levantamento de estruturas geológicas rúpteis.

CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA Contexto geológico Apesar dos inúmeros estudos sobre o Embasamento Pré-cambriano do Sudeste do Brasil, ainda há muitas divergências quanto à evolução geológica regional. Porém, há certa concordância de origem vinculada a colisões e interações entre placas continentais antigas, com a formação de cinturões de faixas móveis ao longo do Arqueano e Proterozóico (Almeida *et al.* 2000, Hasui *et al.* 1989 e 1993).

Dentre as várias subdivisões litoestratigráficas propostas para a região, considera-se aqui o Complexo Amparo (Hasui *et al.* 1981) ou Itapira (Santoro 1985, Batista *et al.* 1986, Hackspacher *et al.* 1989) como sendo composto por gnaisses, migmatizados ou não, com intercalações de quartzitos, xistos, anfibolitos, gonditos e metaultrabasitas (Fig. 3). Filitos com intercalações de xistos e quartzitos pertencentes ao Grupo São Roque ocorrem no sudeste da área. Intrusões de rochas granitóides são bastante comuns, predominando o Complexo Granitóide Itu (Galembeck 1997).

Os depósitos paleozóicos, constituídos por diamictitos, folhelhos, ritmitos, argilitos e siltitos, são correlacionados com o Grupo Itararé (Martin *et al.* 1959). Essas rochas ocorrem sob a forma de corpos isolados, embutidos no embasamento cristalino pela atuação de falhas que promoveram o abatimento de blocos tectônicos, colocando rochas de origem glacial ao lado de rochas pré-cambrianas (Neves 1999). As seqüências do Grupo Itararé que se estendiam para leste, além dos limites atuais da Bacia do Paraná, foram removidas pela erosão, mas os blocos abatidos ficaram preservados.

Figura 2 - Feições utilizadas no estudo da morfotectônica. A = Evolução das escarpas de falha para escarpas de falha residuais (Stewart & Hancock 1990); B = Formação de facetas triangulares e leques aluviais (Burbank & Anderson 2001, modificado); C = Bacia assimétrica indicando basculamento tectônico (Keller & Pinter 1996, modificado) e D = Alinhamento de confluências em zona de falha com abatimento de bloco tectônico.

Figura 3 - Mapa geológico simplificado da região de Jundiá (SP) (Neves 1999, modificado).

Fernandes & Amaral (2002) descrevem falhas e processos correlatos na borda da Bacia do Paraná, região de Campinas, a noroeste de Jundiá. Os autores sugerem que este evento seja contemporâneo à colocação de diques e sills de diabásio no Cretáceo Superior, período marcado por tectônica de caráter extensional (Macedo 1990, Milani *et al.* 1994).

Os depósitos terciários, compostos por diamictitos, conglomerados, arenitos e argilitos, compõem os resquícios de um antigo sistema de leques aluviais com área-fonte na Serra do Japi (Neves 1999, Neves *et al.* 2003). Estes restos ficaram preservados pela presença de níveis conglomeráticos, mais resistentes à erosão, e também por processos de abatimento e basculamento de blocos. Os depósitos são crono-correlatos aos da região de Atibaia, a nordeste de Jundiá. Alguns autores (Hasui *et al.* 1976 e 1978a, Fulfaro *et al.* 1985, Bistrichi 2001) vinculam sua origem aos mesmos processos que criaram as bacias do Rift Continental do Sudeste Brasileiro (Riccomini 1989). O conteúdo fossilífero presente indica que a sequência inferior foi depositada no intervalo Eoceno Superior / Oligoceno Inferior e a segunda no Mioceno Superior (Bistrichi 2001).

Os depósitos coluviais compõem uma cobertura inconsolidada, cujos corpos são delimitados por importantes direções estruturais. São compostos por uma linha de seixos basal recoberta por sedimentos areno-argilosos com grânulos de quartzo milimétricos e angulosos dispersos aleatoriamente. Alguns autores consideram mudanças climáticas como responsáveis por sua formação (Ab'Saber 1962, Bigarella *et al.* 1965), enquanto outros consideram-nas resultantes da alteração do material *in situ*, *creeping* do solo e movimentos de massa nas encostas (Thomas 1994). Estas coberturas podem datar do final do Pleistoceno – início do Holoceno (Ab'Saber 1962, Pentead 1969, Modenesi 1974), mas para Bigarella *et al.* (1994) elas têm idades diferentes, dependendo da área considerada.

Os depósitos aluviais são compostos por cascalhos, areias e argilas, acumuladas ao longo dos canais principais. Os corpos também acompanham direções estruturais importantes e são barrados quando encontram as escarpas do Maciço Granítico Itu.

As estruturas geológicas pré-cambrianas já descritas na literatura são as falhas do Piraf, do Cururu e de Cachoeira, que cortam o sudoeste da área na direção NW e infletem para E-W (Hasui *et al.* 1978b). As falhas de Itu e Jundiuvira estão incluídas no conjunto de zonas de cisalhamento que controlam a estruturação do embasamento e condicionam a formação das bacias terciárias e os traços gerais do relevo atual (Hasui *et al.* 1977). A zona de cisalhamento Valinhos (Cavalcante *et al.* 1979), de direção NNE, foi mapeada ao norte da área e se estende para sul, chegando às bordas do Granito Itu (Pires Neto 1996).

Contexto geomorfológico A região de Jundiá está situada na província geomorfológica do Planalto Atlântico (Almeida 1964), no limite entre as zonas geomorfológicas Planalto de Jundiá e Serrania de São Roque (Ponçano *et al.* 1981).

O Planalto de Jundiá corresponde a uma extensa área com relevos de morros e morrotes, cujos topos estão nivelados em torno de 820-870m, com alguns espigões a 900-1.000m. O piso geomorfológico corresponde ao rio Jundiá, com altitudes em torno de 600m. A Serrania de São Roque é parte de um sistema montanhoso, onde as maiores altitudes estão na Serra do Japi, com cerca de 1.200-1.250m.

Ross & Moroz (1997) consideram o Planalto de Jundiá como uma unidade mais abrangente, separada apenas pelos níveis altimétricos: alto (acima de 900m), e médio (de 800 a 900m). Predominam formas de relevo denudacionais, constituídas por colinas e morros e parte por morros altos de topos aguçados.

Pires Neto (1996) descreve a geomorfologia do Planalto de Jundiá como uma região rebaixada, com depósitos terciários e quaternários

concentrados ao longo dos rios principais. Propõe uma revisão dos limites da Serrania de São Roque e separa vários blocos delimitados por estruturas geológicas.

O Bloco Jundiá é limitado pela zona de cisalhamento Valinhos, pelo lineamento do interflúvio Jundiá-Atibaia e pelas falhas de Itu e Jundiuvira. Caracteriza-se por relevos de morrotes dissecados, morrotes, morrotes e colinas e colinas médias e por relevos de morrotes de cimeira, escarpas, morros e montanhas da Serra do Japi. O bloco apresenta adornamento recente para noroeste, controlando o escoamento das bacias hidrográficas.

A área envolve também o extremo leste do Bloco Itu, limitado pela zona de cisalhamento Valinhos. Estão presentes morros e morrotes com matações, colinas com matações, colinas médias e amplas, morrotes de cimeira e escarpas, sustentados principalmente pelo granito Itu e por ocorrências locais de gnaisses. Este bloco estaria sujeito a soerguimento e adornamento para noroeste, provocando o barramento dos rios Jundiá e Pirai e expressiva sedimentação fluvial à montante.

As superfícies de aplainamento são importantes feições geomorfológicas da paisagem local.

A superfície mais antiga, que Almeida (1964) denomina "Superfície do Itaguá", ocorre sob a forma de remanescentes fósseis, encontrando-se em exumação em algumas localidades. Na área de estudo, ela aparece abaixo dos sedimentos glaciais, no contato entre estes e os gnaisses do embasamento.

A superfície mais importante, tanto na morfologia da área, como em todo o Planalto Atlântico, é a superfície pós-cretácica situada a 1.100 - 1.300m no Estado de São Paulo. Moraes Rego (1932 in Ab'Saber 1954) denomina-a "Peneplano Eocênico" e Martonne (1943) de "Superfície das Cristas Médias", atribuindo-lhe idade paleogênica. Martonne (1943) caracteriza também uma superfície mais elevada, a "Superfície dos Altos Campos" (1.800-2.000m) e outra mais recente, neogênica, atribuída à mais recente fase de pediplanação interplanáltica por Ab'Saber (1969). A influência de movimentos tectônicos na evolução destes peneplanos é aventada por Freitas (1951).

King (1956) denomina "Superfície Sul-Americana" a uma vasta peneplanação produzida entre o Cretáceo Inferior e o Terciário Médio. Este peneplano teria sido soerguido e, posteriormente, reduzido a um planalto dissecado pela erosão policíclica. Segundo este autor, o ciclo de erosão "Velhas" sucedeu o Sul-Americano e atingiu um nível de base no Terciário Superior.

A vasta superfície de erosão pós-cretácica é denominada "Superfície do Japi" por Almeida (1964), por ser facilmente reconhecível na serra homônima. Para Almeida (1976), a fragmentação desta superfície ocorre no Oligoceno, mas Almeida & Carneiro (1998) colocam sua origem no Cretáceo Superior e sua deformação no Paleoceno. Tais eventos relacionam-se geneticamente à formação de bacias continentais terciárias como a Bacia de São Paulo, de Taubaté e de Resende, bem como à acentuação do relevo das serras marginais.

Na região de Jundiá, Ab'Saber (1992) define, abaixo da Superfície do Japi, uma superfície de aplainamento de caráter intermontano, entre a face norte da Serra do Japi e a face sul da Serra do Jardim. Os restos subniveledados desta superfície, de posição intermediária no relevo regional, têm sido denominados "Superfície de São Roque - Jundiá".

Embora haja certas discordâncias, existe consenso de que o término da sedimentação cretácea na Bacia do Paraná completa a configuração de uma vasta superfície mais ou menos aplainada, que provavelmente se estendeu até o Terciário Inferior. Já para os

planaltos que se dispõem ao longo dos principais cursos d'água, interpretados como pediplanos ou peneplanos dissecados, nada se pode concluir até o momento (Ponçano & Almeida 1993). Dada a situação destes planaltos, entre a superfície mais antiga e os terraços fluviais quaternários, é provável que eles representem eventos erosivos associados às fases de aridez e glaciação que teriam afetado a região no final do Terciário e início do Quaternário.

Contexto neotectônico Os movimentos neotectônicos são os relacionados ao regime tectônico em vigor desde a última reorganização tectônica regional; portanto, a idade de início dos movimentos neotectônicos é diferente de acordo com a área considerada (Pavlidis 1989, Wallace 1986, Stewart & Hancock 1994). No Brasil, as manifestações neotectônicas ocorrem a partir dos meados do Terciário, quando cessa o regime distensivo relacionado à separação continental e se instalam os processos de migração e rotação da Placa Sul-Americana para oeste.

Na região sudeste do Brasil, alguns autores identificam vários eventos neotectônicos ao longo do Terciário, com alternância entre transcorrência dextral e sinistral (Saadi 1993, Riccomini 1995, Fernandes & Amaral 2002). Tal alternância estaria relacionada às taxas de abertura da Cadeia Meso-Atlântica e de subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul-Americana (Riccomini 1989). A deriva desta última para oeste acarretaria transcorrência dextral, quando a taxa de abertura excede a de subducção, e transcorrência sinistral na situação oposta.

Outros autores reconhecem uma evolução progressiva sob um único regime transcorrente dextral a partir do Mioceno Médio (Hasui 1990, Hasui & Costa 1996, Costa *et al.* 1998). Nesta linha, os movimentos neotectônicos, impostos sobre anisotropias preexistentes, gerariam feições transpressivas, transtensivas ou direcionais dependendo da relação angular entre os eixos de tensão e as feições estruturais antigas.

O soerguimento litosférico da margem continental passiva e a subsidência da bacia de Santos têm sido reconhecidos como importantes processos tectônicos do Cenozóico no Sudeste Brasileiro (Macedo 1990, Asmus & Ferrari 1978). A evolução da paisagem regional, o afeiçoamento das serras litorâneas e a deposição de pequenas bacias continentais são conseqüências deste soerguimento na área continental (Riccomini 1989, 1995, Melo *et al.* 1993, Melo 1995, Salvador & Riccomini 1995, dentre outros). A região de Jundiá, inserida no mesmo contexto tectônico, também foi afetada por estes processos.

Para Brown & Reilinger (1986) a dificuldade na definição dos eventos cenozóicos regionais se justifica pela complexidade da tectônica intraplaca. Ela é governada em grande parte por reativações, isto é, os movimentos atuais são guiados por heterogeneidades crustais antigas, geralmente por zonas de cisalhamento pré-cambrianas (Hasui *et al.* 1978a, Riccomini *et al.* 1989, Saadi 1993).

ESTRUTURAS GEOLÓGICAS MACROSCÓPICAS Os principais lineamentos reconhecidos na área estão agrupados em feixes de direção E-W, NW-SE, NE-SW a NNE-SSW e N-S (Fig. 4). Alguns coincidem com estruturas geológicas conhecidas, mas outros não constam nos mapas preexistentes.

Feixes E-W Ocorrem três feixes E-W que, para fins de descrição, serão denominados de feixes 1, 2 e 3. O feixe 1, no sul da área, é balizado por duas zonas E-W marcadas internamente por uma série de *splays* suavemente inclinados. Os ângulos de interseção

Figura 4 - Feixes de lineamentos e distribuição das coberturas sedimentares na área de Jundiá (SP). Notar o alinhamento de contatos seguindo algumas direções estruturais.

agudos voltados para W descrevem estreitos sigmóides semelhantes a duplexes direcionais transcorrentes. O feixe 2 passa pelo centro da área, controlando a direção de escoamento do rio Jundiá-Mirim e de parte do rio Jundiá. É composto por dois segmentos maiores e um subsidiário, configurando uma estrutura em cunha com ângulo agudo voltado para leste. O feixe 3 localiza-se no extremo norte da área. A análise morfoestrutural revela que o segmento retilíneo manifesta-se como relevo fortemente assimétrico, marcado por falhas transcorrentes de alto ângulo, e o segmento arqueado como relevo moderadamente assimétrico com características de movimentação *dip-slip*, talvez relativas a cavalgamentos oblíquos transpressivos que ocorreriam na Serra do Jardim.

Feixes NW-SE Coincidem com falhas normais fortemente oblíquas, transpressivas, ao longo das quais estão confinados depósitos sedimentares terciários e quaternários. Para fins de descrição, serão denominados de feixes 4 e 5. O feixe 4 concentra-se na porção nordeste da área, controlando o relevo da Serra do Jardim. Tem orientação em torno de $N45^{\circ}W$ e mergulho de médio a alto ângulo para sudoeste. O feixe 5 se concentra no quadrante sudoeste da área, ramificando-se a partir do feixe 1 em uma série de *splays* de orientação NW-SE. São feições curvilíneas, contínuas lateralmente e mergulham sistematicamente para nordeste, salvo algumas falhas antitéticas. Os lineamentos que compõem o feixe 5 coincidem com as falhas do Pirai, do Cururu e de Cachoeira e são facilmente individualizados em imagens de sensores remotos. O perfil morfoestrutural (Fig. 3) é marcado por relevo fortemente assimétrico controlado por falhas normais, onde o principal bloco abatido condiciona o curso do rio Jundiá.

Feixes NE-SW Cerca de quatro feixes de falhas NE-SW aparecem regularmente distribuídos ao longo da área; são os feixes 6, 7, 8 e 9. Trata-se de feixes levemente curvilíneos com duplexes

direcionais. O feixe 6 limita a área e ocorrência de depósitos coluviais no extremo sudeste da área. O feixe 9, com componentes NNE-SSW, desempenha o mesmo papel no limite oeste, coincidindo com a presença do Maciço Granítico Itu e com o prolongamento da Zona de Cisalhamento de Valinhos para sul. A relação dos feixes 7 e 8 com a estruturação da área, bem como os seus efeitos, não puderam ser estabelecidos, exceto o controle na delimitação dos alguns corpos sedimentares correlatos ao Grupo Itararé ao longo do feixe 7.

Feixes N-S Ocorrem dois feixes de direção N-S. O feixe 10 é mais espaçado e menos numeroso e se implanta na porção leste da área. O feixe 11 atravessa a área na porção centro-oeste e é marcado por descontinuidades com menor espaçamento e por arranjos sigmóides. A análise dos perfis morfoestruturais revela que as estruturas têm em parte comportamento de falhas normais oblíquas.

ESTRUTURAS GEOLÓGICAS MESOSCÓPICAS Os dados de falhas e estrias foram separados em quatro domínios estruturais e as fraturas de acordo com tipos litológicos (Fig. 5).

O domínio 1 é marcado por falhas normais de direções predominantemente NW-SE. No domínio 2 predominam falhas normais de direção ENE-WSW a NE-SW, falhas inversas NE-SW a NNE-SSW e transcorrentes dextrais NW-SE e NNE-SSW. No domínio 3, predominam falhas normais NW-SE, com algumas transcorrentes dextrais também NW-SE. O domínio 4 é caracterizado por falhas transcorrentes dextrais E-W, com algumas transcorrentes sinistrais NNE-SSW.

É comum a presença de componente direcional nas falhas de rejeito de mergulho e de componente de mergulho nas falhas de rejeito direcional, constituindo conjuntos de falhas oblíquas. No seu agrupamento e classificação, foram consideradas as compo-

nentes principais, admitindo-se que a componente secundária tenha menor influência no controle morfoestrutural.

O padrão de fraturas do Embasamento Cristalino e do Grupo Itararé é composto por duas famílias, uma NE-SW e outra NW-SE, subverticais. Nos depósitos cenozóicos, estas direções são secundárias; o fraturamento principal é marcado por famílias subverticais de direção NNE-SSW, NNW-SSE e ENE-WSW.

COMPARTIMENTAÇÃO MORFOESTRUTURAL A área foi dividida em cinco compartimentos morfoestruturais (Fig. 6). O compartimento 1 ocupa a porção sul da área, envolvendo as terras altas da Serra do Japi e a Serra dos Cristais. O compartimento 2 abrange o Maciço Granítico Itu, com posição topográfica intermediária e semelhante ao Compartimento 3, que engloba as suaves elevações da Serra do Jardim. Os compartimentos 4 e 5 constituem terras baixas, facilmente detectáveis nas imagens de sensores remotos. Nas zonas limítrofes, foram detectadas anomalias de drenagem, como inflexões, cotovelos e indícios de capturas, além do alinhamento de confluências (Fig. 7).

Compartimento 1 As serras deste compartimento possuem topos aplainados, correspondentes à Superfície do Japi. Ocorrem também topos angulosos, formando cristas alinhadas que acompanham a zona de cisalhamento Jundiuvira e as falhas associadas. As vertentes são côncavas a retilíneas e as altitudes variam de 900 a 1.200m. As escarpas e as drenagens principais são fortemente orientadas na direção NW-SE, com inflexões para E-W, coincidindo com as falhas antigas. Um forte lineamento de direção NNE-SSW marca o limite oeste da Serra do Japi, coincidindo com a direção da zona de cisalhamento Valinhos e com os limites do compartimento 2, nas bordas do Granito Itu. Na Serra dos Cristais, lineamentos NE-SW e E-W controlam os limites do compartimento. Estes limites são marcados por alinhamento de confluências e anomalias de drenagem do tipo inflexões e cotovelos, indicando

possíveis capturas. Ocorrem facetas triangulares ao longo das escarpas, principalmente de direção E-W.

Compartimento 2 Nesta porção ocorrem morros de topos aplainados com altitudes máximas em torno de 800m. Ao penetrar no maciço, o rio Jundiá forma um pequeno *canyon* de orientação E-W e logo desvia para NW-SE, seguindo o traçado das falhas antigas que afetam o granito. As encostas são retilíneas a convexas e se alinham na direção NNE-SSW, acompanhando a direção da zona de cisalhamento Valinhos. Os canais de drenagem de segunda ordem são fortemente orientados na mesma direção. Anomalias de drenagem do tipo capturas e cotovelos e alinhamentos de confluências ocorrem ao longo do contato entre o granito e os gnaisses do compartimento 4.

Compartimento 3 Este compartimento, com altitude máxima em torno de 900m, coincide com uma feição geomorfológica definida como “formas em ‘meia laranja’” (Ponçano *et al.* 1981). Apresenta topos arredondados, vertentes convexas e escarpas alinhadas segundo a direção NW-SE e, subordinadamente, NE-SW. Os rios Jundiá e Jundiá-Mirim seccionam o compartimento na direção E-W, percorrendo trechos alinhados a NE-SW e NW-SE consecutivamente, formando vários cotovelos. A sub-bacia do rio Jundiá-Mirim é fortemente assimétrica, sugerindo basculamento em direção ao norte.

Compartimento 4 É constituído por morrotes de vertentes convexas e topos arredondados, por vezes aplainados, correspondentes à Superfície de São Roque-Jundiá. As elevações variam de 600 a 800m. Os depósitos terciários e as coberturas coluviais mais espessas se distribuem ao longo deste compartimento, como “manchas” alinhadas segundo importantes direções estruturais. Na porção sudoeste, sub-bacias assimétricas compõem a bacia do ribeirão Piraí, que também apresenta forte assimetria. Esta caracte-

Figura 5 - Domínios estruturais definidos para a região de Jundiá (SP) e estereogramas mostrando as falhas e fraturas medidas em campo (n = número de medidas).

Figura 6 - Compartimentação morfoestrutural da região de Jundiá (SP) com os principais lineamentos associados a estruturas rúpteis.

rística se repete ao longo de todo o compartimento, indicando processos de basculamento de blocos. A tendência mais forte de alinhamento das drenagens é na direção NW-SE, com inflexões para NE-SW, e N-S.

Compartimento 5 Correspondente à planície aluvial da drenagem principal, condicionada pelas mesmas orientações presentes nos demais compartimentos. Porém, a tendência E-W e N-S se tornam mais importantes, marcadas pelos afluentes e por alinhamento de confluências. A unidade é estrangulada quando atinge as elevações do Maciço Granítico de Itu.

DISCUSSÃO Com a compartimentação morfoestrutural e as evidências de campo, pode-se inferir um arranjo geométrico delineado por altos topográficos em torno de uma zona central abatida, configurando uma paisagem controlada pela atuação de falhas normais, inversas e transcorrentes (Fig. 8). Os feixes estruturais compartimentam o terreno por meio de escarpas residuais de falhas antigas, reativadas ou não (Fig. 9). Os depósitos sedimentares se concentram nos blocos abatidos, contornados pelos altos topográficos da Serra do Japi, Serra do Jardim e elevações associadas, Serra dos Cristais e do Maciço Granítico Itu (Fig. 10).

As falhas e zonas de cisalhamento pré-cambrianas se refletem em algumas cristas alinhadas e nas escarpas mais pronunciadas. Elas correspondem às zonas de transcorrência antigas que controlam o relevo do Planalto Atlântico, conforme destacado na literatura. Estas descontinuidades estão sujeitas à tectônica ressurgente e foram reativadas ao longo da evolução geológica regional. Parte desta reativação é reconhecida neste trabalho.

Do Cretáceo Superior ao Terciário Médio, a tectônica distensiva resultante da separação continental atuou na região Sudeste. Nesta etapa evolutiva, falhas normais de direção NE-SW se formaram ao longo da costa, propagando-se para o interior do continente ao longo das descontinuidades preexistentes. Na área de Jundiá, a formação de pequenos grábens delimitados por falhas normais de mesma direção promoveu o abatimento de blocos do Grupo Itararé. Estas estruturas também controlam o relevo na Serra dos Cristais

Figura 7 - Mapa de drenagem com pontos de anomalias e confluências alinhadas.

e podem ter causado movimentações normais nas bordas do Maciço Granítico Itu, já nesta fase, reativando os traços da zona de cisalhamento Valinhos.

O processo de soerguimento iniciado no Terciário Inferior, responsável pela escultura da paisagem regional e pela formação do *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro (Riccomini 1989), teve importante papel na região de Jundiá, situada imediatamente ao oeste das elevações da Serra da Mantiqueira. A fragmentação da "Superfície do Japi" por meio de abatimento de blocos a partir do Paleoceno, iniciou o desnivelamento entre os compartimentos 1 e 4, desencadeando a implantação de um sistema de leques aluviais com área-fonte na Serra do Japi (Neves 1999, Neves et al. 2003). Este sistema se desenvolveu pelo menos até o Mioceno Superior, de acordo com as datações de seqüências correlatas da região de Atibaia (Bistrichi 2001).

A reativação das estruturas antigas também é evidenciada pelo controle que exercem na assimetria de bacias de drenagem e na distribuição dos depósitos coluviais e aluviais. Um exemplo deste controle pode ser observado na porção sudoeste do domínio 1 (Fig. 11). As falhas normais NW-SE promovem basculamento de blocos, assimetria no relevo e nas bacias de drenagem. Há uma seqüência de encostas íngremes, onde aflora o embasamento, alternadas com encostas mais suaves recobertas por colúvio. De acordo com as interpretações da origem destas coberturas, os corpos originalmente não teriam formas assimétricas e limites alinhados como se constata hoje. A geometria atual dos corpos, em desacordo com o afeiçoamento das vertentes, denota a atuação tectônica após sua formação. Tais movimentos seriam de pequena amplitude, mas suficientes para transformar áreas de sedimentação em áreas sujeitas à erosão, que removeu parte das coberturas.

Os traços principais nas bordas do Maciço Granítico Itu se alinham nas direções NNE-SSW e NE-SW, coincidindo com as falhas normais e inversas. A ocorrência de movimentos opostos ao longo de planos de atitude semelhante é interpretada como o registro das movimentações normais do evento distensivo e sua posterior reativação durante o evento neotectônico, porém de forma inversa. Esta reativação ocorre ao longo da zona de cisalhamento Valinhos, controlando a delimitação entre os compartimentos 2, 4 e 5 e a sedimentação fluvial à montante. Na região de Campinas, Fernandes & Amaral (2002) também afirmam que esta estrutura deve ter sido extensivamente reativada nos even-

Figura 8 - Arranjo geométrico de blocos tectônicos na região de Jundiá (SP).

Figura 9 - Modelo digital do terreno mostrando o controle estrutural das falhas sobre o relevo na área de Jundiá (SP).

tos cenozóicos.

Na zona de cisalhamento Jundiuvira e, de forma menos marcante, em outros pontos da área, os lineamentos E-W coincidem com falhas transcorrentes dextrais que reativam descontinuidades preexistentes e, possivelmente, originam outras. Nos domínios 2 e 3, as falhas transcorrentes dextrais seguem a direção NW-SE, acompanhando a orientação de falhas do Piraf, Cururu e Cachoeira e de escarpas residuais na Serra do Jardim.

Os compartimentos morfoestruturais também são condicionados pelo tipo litológico. Os quartzitos da Serra do Japi oferecem maior resistência à erosão e, portanto, constituem os topos mais elevados. Porém, a Serra dos Cristais, situada no mesmo compartimento, é sustentada por xistos e filitos que não são mais resistentes do que os gnaisses e granitos dos compartimentos 2, 3 e 4. Da mesma forma, o Maciço Granítico Itu, importante elevação topográfica da paisagem local, tampouco oferece resistência maior ao intemperismo do que as rochas do compartimento 4. As suaves elevações da Serra do Jardim, no compartimento 3, não possuem substrato rochoso distinto do compartimento 4, abatido.

Figura 10 - Modelo digital do terreno da região de Jundiá (SP) mostrando as coberturas sedimentares distribuídas ao longo de terreno abatido pela atuação de falhas.

Figura 11 - (a) Detalhe do modelo digital do terreno na porção sudoeste do domínio 1 (base da Serra do Japi). (b) Perfil NE-SW esquematizando o processo de basculamento de blocos pela atuação de falhas normais NW-SE - área de Jundiá, próximo a Cabreúva (SP).

Com isto, considera-se que a morfologia da área seja controlada pela ação dos processos intempéricos sobre os elementos passivos do substrato rochoso, bem como pelas movimentações neotectônicas, que exercem importante papel na reativação de estruturas antigas e na acentuação do relevo.

CONCLUSÕES Os produtos obtidos por meio de computação gráfica 3D facilitaram o reconhecimento da influência estrutural sobre o relevo. O MDT, aliado a mapas digitais e dados de campo, é uma importante ferramenta para o estudo da morfotectônica, permitindo a constatação de feições não observadas em mapas

bidimensionais. O realce das feições estruturais é obtido por rotação, iluminação e sombreamento do MDT, o que ajuda na definição dos compartimentos e na escolha de alvos para investigações de campo.

A compartimentação morfoestrutural, fortemente controlada por descontinuidades do maciço rochoso, vinculada à distribuição das coberturas sedimentares, mostra a importância da neotectônica na configuração da paisagem local. A atuação neotectônica é reconhecida no conjunto de falhas que condiciona o relevo, promove basculamento de blocos, formação de escarpas e controla a distribuição das coberturas sedimentares. Em escala maior, desencadeia o abatimento ao longo do qual se instala a bacia do rio Jundiá. Parte destas falhas reativam as linhas de fraqueza antigas do Pré-Cambriano.

O quadro neotectônico pode ser interpretado com falhas nor-

mais NW-SE, falhas inversas NE-SW e falhas transcorrentes dextrais E-W e NW-SE impondo a conformação de vale do rio Jundiá e de seu entorno. Este arranjo se ajusta a um regime neotectônico transtensivo, balizado por zonas de transcorrência dextral E-W, que concorda com a atuação de um binário transcorrente dextral E-W decorrente da migração da placa Sul-Americana para oeste.

Agradecimentos À FAPESP, pelo financiamento do projeto "Neotectônica, Morfogênese e Sedimentação Moderna no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes" (processo nº 95/4417-3) e ao CNPQ, pela bolsa de mestrado concedida ao Curso de Pós-Graduação em Geociências do IGCE/UNESP. Agradecimentos também são dirigidos aos relatores da RBG, que colaboraram para o enriquecimento do trabalho.

Referências

- Ab'Saber A.N. 1954. As altas superfícies de aplainamento do Brasil Sudeste. *Rev. Fac. Campineiras*, **1**:60-67.
- Ab'Saber A.N. 1962. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. *Bol. da Univ. Fed. do Paraná*, **2**:2-32.
- Ab'Saber A.N. 1969. Posição das superfícies aplainadas no Planalto Brasileiro. *Not. Geomorf.*, **5** (9/10):52-54.
- Ab'Saber A.N. 1992. A Serra do Japi, sua origem geomorfológica e a teoria dos refúgios. In: L.P.C. Morellato (org.), *História Natural da Serra do Japi*. Editora Unicamp, pp.:12-23.
- Almeida F.F.M. de. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Bol. Inst. de Geol. e Geogr.*, **41**:167-263.
- Almeida F.F.M. de. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Acad. Bras. de Ciências*, **48**:15 - 26.
- Almeida F.F.M. de & Carneiro, C.D.R. 1998. Origem e Evolução da Serra do Mar. *Rev. Bras. Geoc.*, **28**(2):135-150.
- Almeida F.F.M. de., Brito Neves B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Rev.*, **50**(1-2):77-111.
- Asmus H.E. & Ferrari A.L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil. In: Petrobrás, *Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil* (Projeto REMAC) **4**:75-88.
- Batista J.J. (coord.), Simões L.S.A., Oliveira M.A.F. de, Souza Filho E.E. de. 1986. *Carta Geológica do Estado de São Paulo (1:50.000): Folha Jundiá*. UNESP/PRÓ-MINÉRIO, Relatório Final, Rio Claro, v.1 (texto), 115p.
- Bigarella J.J., Mousinho M.R., Silva J.X. da. 1965. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Bol. Paran. de Geogr.*, **16/17**:117-151.
- Bistrichi C.A. 2001. *Análise Estratigráfica e Geomorfológica do Cenozóico da Região de Atibaia-Bragança Paulista, Estado de São Paulo*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 160p.
- Brown L.D. & Reilinger R.E. 1986. Epeirogenic and intraplate movements. In: R.E. Wallace (ed.), *Active Tectonics* (Studies in Geophysics). National Academy Press, pp.:30-44.
- Burbank D.W. & Anderson R.S. 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, USA, 274p.
- Cavalcante J.C., Cunha H.C.S., Chieregati L.A. et al. 1979. *Projeto Sapucaí*. MME/DNPM, Relatório Final, (Série Geologia 4), 299p.
- Costa J.B.S., Borges M.S., Hasui Y. et al. 1998. Bacias quaternárias do litoral norte do Estado de São Paulo. In: SBG, Congr. Bras. Geol., **40**, *Anais*, p.73.
- Cox R.T. 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **106**:571-581.
- Ebert H.D., Borges M.S., Lindenbeck C. et al. 1999. Sobreposição de dados fisiográficos e geológicos em modelos digitais de Terreno (MDT) utilizando Geo3view: procedimentos e aplicações morfoestruturais. *Geociências*, **18**(2):215-234.
- Fernandes A.J. & Amaral G. 2002. Cenozoic tectonic events at the border of the Paraná Basin, São Paulo, Brazil. *Journ. South Am. Earth Science*, **14**:911-931.
- Freitas R.O. 1951. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. *Bol. FFCL, USP*, **120** (Geologia 6).
- Fulfaro V.J., Oliveira M.A.F. de, Morales N., Souza Filho E.E. de. 1985. Evolução cenozóica da região de Atibaia, SP. In: SBG, Simp. Reg. Geol., **5**, *Atas*, **1**:315-321.
- Galembeck T.M.B. 1997. *O Complexo Múltiplo, Centrado e Plurisserial Itu (SP)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 374p.
- Hackspacher P.C., Wernick E., Oliveira M.A.F. et al. 1989. *Geologia das folhas Cabreúva e Moreiras, 1:25.000*. UNESP/PRÓ-MINÉRIO, Rio Claro, Relatório Final, v.2 (mapa).
- Hasui Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: SBG, Workshop Neotectônica e Sedimentação Continental Cenozóica no Sudeste Brasileiro, *Anais*, 1-31.
- Hasui Y. & Costa J.B. 1996. Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: SBG, Simp. Geol. da Amazônia, **5**, *Notas de Curso*, 20p.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Giancursi F.D., Gusso L.G.N. 1976. Condicionamento Tectônico da Bacia Sedimentar de São Paulo. In: SBG, Congr. Bras. Geol., **29**, *Anais*, 257-268.
- Hasui Y., Ponçano W.L., Bistrichi C. A. et al. 1977. As grandes falhas do Leste Paulista. In: SBG, Simp. Geol. Reg., **1**, *Atas*, 369-380.
- Hasui Y., Gimenez A.F., Melo M.S. 1978a. Sobre as bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: Congr. Bras. Geol., **30**, *Anais*, **1**:382-391.

- Hasui Y, Tognon A.A., Soares L., Csordas S.M. 1978b. Geologia e tectônica da Serra do Japi. *Bol. do Inst. de Geoc.*, **9**:17-24.
- Hasui Y., Dantas A.S.L., Carneiro C.D.R., Bistrichi C.A. 1981. O embasamento pré-cambriano e o eopaleozóico em São Paulo. In: Almeida et al., *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*. IPT n.1184 (Monografias 6), São Paulo, v.1 (nota explicativa), pp.:12-45.
- Hasui Y., Mito J.A., Haralyi N.L.E. et al. 1989. *Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo*. IPT/Pró-Minério, Relatório IPT n. 27394.
- Hasui Y., Haralyi N.L.E., Costa J.B.S. 1993. A megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro com base em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, **12**(1):7-31.
- Howard A.D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *Bull. Of Amer. Assoc. of Petr. Geol.*, **51**:2246-2259.
- King L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. de Geogr.*, **2**:147-263.
- Keller E.A. & Pinter N. 1996. *Active Tectonics: earthquakes, uplift and landscape*. Prentice Hall, New Jersey, 338p.
- Kostenko N.P. 1975. *Geomorfología Estructural*. Instituto de Geografía de La Unam, México, 115p.
- Leeder M.R. & Alexander J. 1987. The origin and tectonic significance of asymmetrical meander-belts. *Sedimentology*, **34**:217-226.
- Lindenbeck C. & Ulmer H. 1995. *Desenvolvimento e Aplicação de Programas de Computador para a Visualização de Processos e Estruturas Geológicas*. Freiburg im Breisgau, Inst. Geol. Univ. Albert-Ludwig, 271p.
- Liu C.C. 1987. A Geologia Estrutural do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do Landsat. In: SBG, Simp. Geol. Reg, *Anais*, 164-188.
- Macedo J.M. 1990. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. In: G.P.R. Gabaglia & E.J. Milani (eds), *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. PETROBRÁS.
- Martin H., Mau H., Björnberg A.J.S. 1959. Vale Pré-Glacial a Nordeste de Jundiá, SP. *Bol. da Soc. Bras. Geol.*, **8**(2):35-40.
- Martonne E. de. 1943. Os problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. *Rev. Bras. Geogr.*, **5**(4):523-550.
- Mayer L. 2000. Application of digital elevation models to macroscale tectonic geomorphology. In: M.A. Summerfield (ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley & Sons, pp.:15-27.
- Melo M.S. 1995. *A formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neocenoica na Depressão Periférica Paulista*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 144p.
- Melo M.S., Stein D.P., Ponçano W.L., Bistrichi C.A. 1993. Neotectônica da área do Alto Rio Pardo (SP e MG). *Rev. do Inst. de Geoc.*, **14**(1):27-38.
- Milani E.J., França A.B., Schneider R.L. 1994. Bacia do Paraná. *Bol. de Geoc. da PETROBRÁS*, **8**(1):69-82.
- Modenesi M.C. 1974. Níveis de erosão e formações superficiais na região de Itu-Salto. *Rev. Bras. Geoc.*, **4**:228-246.
- Neves M.A. 1999. *Evolução Cenozóica da Região de Jundiá (SP)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 135p.
- Neves M.A., Morales N., Saad A.R. 2003. Facies Analysis of tertiary alluvial fan deposits in the Jundiá region, southeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* (submetido).
- O'Leary D.W., Friedman J.D., Pohn H.A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geol. Soc. of Amer. Bul.*, **87**:1463-1469.
- Ouchi S. 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, **96**:504-515.
- Pavlidis S.B. 1989. Looking for a definition of neotectonics. *Terra Nova*, **1**(3):233-235.
- Penk W. 1953. *Morphological Analysis of Land Forms: a contribution to physical geology*. MacMillan, London, 429p.
- Penteado M.M. 1969. Novas informações a respeito dos pavimentos detríticos ('stone lines'). *Not. Geomorf.*, **9**(17):15-41.
- Pires Neto A.G. 1996. *Estudo Morfotectônico das Bacias Hidrográficas dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiá e Áreas Adjacentes no Planalto Atlântico e Depressão Periférica*. Relatório de Pós-Doutoramento, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 70p.
- Ponçano W.L., Carneiro C.D.R., Bistrichi C.A. et al. 1981. *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, escala 1:1.000.000*. IPT n. 1.183 (Monografias 5), v. 1 (nota explicativa), 94p.
- Ponçano W.L. & Almeida F.F.M. de. 1993. Superfícies erosivas nos planaltos cristalinos do leste paulista e adjacências: uma revisão. *CADERNOS IG/UNICAMP*, **3**(1):55-90.
- Riccomini C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 256p.
- Riccomini C. 1995. *Tectonismo Gerador e Deformador dos Depósitos Sedimentares Pós-gondwânicos da Porção Centro-oriental do Estado de São Paulo e Áreas Vizinhas*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 100p.
- Riccomini C., Pellogia A.U.G., Saloni C.J.L. et al. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (Southeastern Brazil). *Jour. of South Am. Earth Science*, **2**(2):191-197.
- Ross J.L.S. & Moroz I.C. 1997. *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo*. FFLCH-USP / IPT / FAPESP, São Paulo, v. 1 (relatório), 64p.
- Saadi A. 1993. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminar. *Geonomos*, **1**(1): 1-15.
- Salvador E.D. & Riccomini C. 1995. Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz. *Rev. Bras. Geoc.*, **25**:151-164.
- Santoro E. 1985. *Geologia da Folha Cabreúva (SP)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 114p.
- Stewart I.S. & Hancock P.L. 1990. What is a fault scarp? *Episodes*, 256-263.
- Stewart I.S. & Hancock P.L. 1994. Neotectonics. In: P.L. Hancock (ed.), *Continental Deformation*. Pergamon Press, New York, 370-409.
- Summerfield M.A. 1991. *Global Geomorphology*. Longman Scientific & Technical, New York, 537p.
- Summerfield M.A. (ed.). 2000. *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley & Sons Ltd, England, 361p.
- Thomas M.F. 1994. *Geomorphology in the Tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes*. John Wiley & Sons Ltd, England, 460p.
- Wallace R.E. (ed.). 1986. *Active Tectonics*. National Academy Press, (Studies in Geophysics), USA, 266 p.

Manuscrito A-1340

Recebido em 26 de março de 2002

Revisão dos autores em 05 de abril de 2003

Revisão aceita em 15 de abril de 2003