

# MORFOTECTÔNICA DA BACIA SEDIMENTAR DE CURITIBA

EDUARDO SALAMUNI<sup>1</sup>, HANS DIRK EBERT<sup>2</sup> & YOCITERU HASUI<sup>2</sup>

**Abstract** *MORPHOTECTONICS OF THE CURITIBA SEDIMENTARY BASIN* The morphostructural framework differentiation in the Precambrian/Eo-Paleozoic basement and Cenozoic sedimentary cover of the Metropolitan Area of Curitiba is due to extensional and transtensional neotectonic movements, with the concurrence of climatic changes. Drainage morphometric analysis indicates tectonic influence in the morphogenetic processes. Structural alignments control the sub-rectangular and sub-parallel patterns of the drainage system, the asymmetry of the second-order drainage sub-basins of the Iguaçú basin river, the main local base level, and the geometry of the Cenozoic sediments, including the alluvial deposits, which present asymmetric spatial distribution and narrowing segments in areas of crossed-alignments. The main second order tributaries of the Iguaçú river, like the Pequeno and Barigüi rivers, present tectonically controlled channels, as indicated by the coincidence of anomalies with older structures reactivated since the Lower Tertiary, as well as scarps that may be clearly observed in digital elevation models, even not so accentuated. The higher north-northwestern margin inclination of the Iguaçú River in relation to its south-southeastern margin is a salient morphostructural characteristic related with the Upper Iguaçú Fault, which deformed the Curitiba sedimentary basin and to which part of the upper Iguaçú valley is adjusted. The fault was active during and after the Pleistocene, reflecting the more recent neotectonic activity, and may be recognized through the faulted colluvial-alluvial deposits and the weak seismic activities in the Serra do Mar.

**Keywords:** Curitiba sedimentary basin, morphotectonics, morphostructures, physiography, drainage system, neotectonics.

**Resumo** Movimentos tectônicos gravitacionais e transtensionais cenozóicos foram responsáveis pela diferenciação do arcabouço morfoestrutural da área do embasamento pré-cambriano/eopaleozóico e dos depósitos sedimentares da Região Metropolitana de Curitiba, com o favor de mudanças climáticas. A análise morfométrica da rede de drenagem indica o controle tectônico nos processos morfogenéticos. Alinhamentos estruturais acham-se refletidos nos padrões sub-retangulares e subparalelos da rede de drenagem, na assimetria das sub-bacias de drenagem de segunda ordem do rio Iguaçú, o principal nível de base local, e na geometria dos depósitos cenozóicos, inclusive os aluvionares, que têm assimetrias na distribuição espacial e estrangulamentos nos cruzamento de alinhamentos. Os principais tributários de segunda ordem do rio Iguaçú, como os rios Pequeno e Barigüi, apresentam canais controlados tectonicamente, como indica a coincidência das anomalias com estruturas antigas reativadas a partir do Terciário Inferior, bem como escarpas que, mesmo pouco elevadas, apresentam-se com boa visualização nos modelos digitais de elevação. Uma característica morfoestrutural saliente é a inclinação mais acentuada da margem norte-noroeste do alto rio Iguaçú em relação à margem sul-sudeste, morfologia relacionada à Falha Alto Iguaçú, responsável pela deformação da bacia sedimentar de Curitiba e pelo encaixe de parte da calha do alto rio Iguaçú. Essa falha esteve ativa durante e após o Pleistoceno, refletindo a atividade neotectônica mais recente, marcada inclusive em depósitos colúvio-aluvionares falhados e por uma SSfracca atividade sísmica na Serra do Mar.

**Palavras-chave:** Bacia de Curitiba, morfotectônica, morfoestruturas, fisiografia, rede de drenagem, neotectônica.

**INTRODUÇÃO** Trabalhos sobre a evolução recente do Sudeste brasileiro, baseados em dados gravimétricos, geológicos e morfotectônicos, apontam semelhanças geomorfológicas entre as bacias do Paraná e do Karoo, na África, inclusive em suas paleodrenagens. As semelhanças seriam reflexo, em superfície, de *hot spot* iniciado no Cretáceo Inferior que ocasionou soerguimento e rifting da crosta, bem como separação continental (ver Haralyi & Davino 1975, Almeida 1976, Siedner & Mitchell 1976, Asmus & Baisch 1983, Cox 1989, White & Mckenzie 1989). Os altos topográficos da Serra do Mar e de Cape-Angola estariam ligados à estrutura dômica original, pré-separação continental.

Weissel (1990) apontou a existência de escarpas erosivas semelhantes à da Serra do Mar em margens passivas de tipo Atlântico originadas durante a ruptura continental. A região de costa brasileira apresenta altitudes superiores a 1.000 m, portanto, em geral mais elevadas que o restante do platô. Segundo Xavier *et al.* (1996), a diferença hipsométrica entre as porções norte e sul da Serra do Mar, principalmente próxima ao paralelo 20°S, seria devido

a diferenças tectônicas herdadas do Pré-Cambriano/Eopaleozóico que condicionaram soerguimentos diferenciais entre Mesozóico e o Cenozóico.

Dentro deste contexto, a morfogênese regional seria resultante dos processos tectônicos desde a abertura do Atlântico, com envolvimento de soerguimentos, geração de horstes e grâbens, formação do oceano e deriva continental, seguidos de processos neotectônicos (Hasui 1990, Saadi 1993). Um dos produtos destes processos na vertente ocidental da Serra do Mar são as bacias tafrogênicas continentais do Sudeste (p. ex., Hasui *et al.* 1978, Melo *et al.* 1985), tais como as Bacias de Curitiba e São Paulo, pertencentes ao Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (Riccomini *et al.* 1989). No caso da Bacia de Curitiba, a hipótese tectônica, levantada inicialmente por Siemiradzki (1898) e Almeida (1952), havia sido descartada em favor de idéias puramente centradas na atuação climática, porém Salamuni (1998) constatou que a morfogênese inicial da bacia estaria condicionada, em essência, por uma tectônica regional distensiva com eixo de abertura WNW-

1 - Departamento de Geologia, Centro Politécnico, Universidade Federal do Paraná. Caixa Postal 19001. Centro Politécnico, Departamento de Geologia. E-mail: salamuni@ufpr.br CEP 81531-990 Curitiba, PR.

2 - Departamento de Petrologia e Metalogenia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Caixa Postal 178. E-mails: hdebert@rc.unesp.br, hasui@terra.com.br. Avenida 24-A, 1515. CEP 13506-900. Rio Claro, SP.

ESE a E-W.

O Planalto de Curitiba encontra-se em um sítio geológico-geomorfológico peneplanáltico, resultante da erosão pós-triássica das rochas sedimentares da Bacia do Paraná, que cobriam, anteriormente, esta região. Tal erosão deu-se em função de processos de denudação e dissecação locais, gerados tanto em função de movimentos isostáticos quanto de basculamento tectônico de blocos do embasamento.

Em relação à geomorfologia, Ab'Sáber & Bigarella (1961) reconheceram dois compartimentos: (1) a Superfície Alto Iguaçu (Maack 1947, Almeida 1955), correspondente à Superfície Sul-Americana (King 1956), definida como «típica de pediplanação exorrêica», onde a elevação isostática do escudo permitiu a erosão e a abertura de um compartimento intermontano de eversão, com um posterior aplainamento, e (2) a Superfície de Curitiba, gerada por pediplanação predominantemente endorrêica. Bigarella *et al.* (1965) atribuíram as superfícies aplainadas do Primeiro Planalto do Paraná a processos morfoclimáticos, com alternância de climas úmidos e secos.

A Bacia de Curitiba está situada na porção centro-sul do Planalto de Curitiba, abrangendo a quase totalidade do município homônimo e parte dos circunvizinhos, entre as coordenadas 49°00' e 49°35' WGr e 25°20' e 25°46' S (Fig. 1). Está inserida no Primeiro Planalto do Paraná e é limitada a leste pela Serra do Mar e a oeste pela escarpa devoniana (Serra de São Luiz do Purunã), correspondente à Depressão Periférica no Estado de São Paulo. Apresenta altitudes entre 750 e 980 m e um relevo suavemente ondulado de morrotes do embasamento, em parte arrasados pela erosão, e também por sedimentos colúvio-aluvionares recentes.

O presente trabalho apresenta e discute a influência da estruturação tectônica na evolução geomorfológica da área da Bacia de Curitiba, através de sua caracterização morfotectônica, com base na morfologia e na esculturação da paisagem.

**MÉTODOS** Para a caracterização morfotectônica foram utilizados os dados de alinhamentos estruturais, obtidos da interpretação fotogeológica nas escalas 1:70.000 e 1:25.000; bem como os dados, geológicos e geomorfológicos, obtidos nos levantamentos de campo, somados a informações prévias dos trabalhos de Salamuni (1998) e Salamuni *et al.* (1999). Todas as informações foram reunidas em cartas planialtimétricas digitalizadas da COMEC (1976), na escala 1:50.000.

Modelos digitais de elevação (MDEs) sombreados, que representam a morfologia local, foram elaborados com o programa

Geo3View (Lindenbeck & Ulmer 1995), aplicado para construção topológica em estação gráfica RISC-UNIX, utilizando os procedimentos descritos por Ebert *et al.* (1999). Modelos digitais de elevação com a topologia do terreno e principais drenagens sobrepostas foram construídos através do programa Surfer 8.0 (Golden Software 2000).

Os estudos são baseados nos conceitos da Geomorfologia Tectônica (Keller & Pinter 1996, Schumm *et al.* 2000), em que princípios geomórficos são aplicados como ferramenta para avaliar a história, a magnitude e a taxa de processos tectônicos atuais ou pré-atuais.

As análises dos padrões de drenagem foram realizadas de acordo com a conceituação de Strahler (1952), enquanto que para as análises morfológicas das bacias e sub-bacias hidrográficas foram utilizados os métodos da determinação do fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD) de Cox (1994), e do fator de simetria topográfica transversal (FSTT) de Hare & Gardner (1985). As análises estruturais e morfoestruturais foram interpretadas à luz do modelo de Riedel (1929) correntemente aplicado aos regimes transcorrentes rúpteis, como é o caso do processo do que incidiu na área estudada.

## ASPECTOS GEOLÓGICOS E MORFOESTRUTURAIS

**Constituição geral** O planalto de Curitiba consiste de diversas unidades litoestratigráficas do embasamento pré-cambriano/eopaleozóico e da Bacia Sedimentar de Curitiba (Fig. 2). O embasamento Paleoproterozóico, rejuvenescido no Meso/Neoproterozóico e Eopaleozóico, compreende xistos, quartzitos, anfíbolitos e, principalmente, gnaisses e granitóides, em parte migmatizados, agrupados no Complexo Atuba (Siga Jr. *et al.* 1995).

As coberturas sedimentares correspondem às formações Guabirota e Tinguis, em contato discordante erosivo, além de depósitos aluvionares. A Formação Guabirota, com espessura máxima de 80 m e idade admitida oligo-miocênica por Salamuni (1998), é composta por pacotes lamosos e argilosos, camadas essencialmente arcoseanas, areias e depósitos rudáceos basais (Bigarella & Salamuni 1962, Becker 1982, Salamuni *et al.* 1999). A Formação Tinguis, sobreposta à primeira, tem idade pleistocênica-holocênica e representa os sedimentos retrabalhados da Formação Guabirota. A calha da bacia constitui uma depressão rasa e alongada na direção NE-SW (Salamuni *et al.* 1998), cuja origem tem controle estrutural por falhas antigas do embasamento, reativadas no Terciário Inferior.

## Características morfológicos, hipsometria e os domínios geomorfológicos

O Planalto de Curitiba é colinoso, com ondulações suaves com altitudes entre 880 e 980 m, intermeadas por amplas planícies aluvionares de inundação que se estendem por mais de 800 km<sup>2</sup>. Grande parte das colinas são articuladas por talwegues encaixados em fraturas e mostram processo de dissecação por talwegues menores em suas encostas (Canali & Muratori 1981). Os pedimentos resultantes da erosão no interior e nos arredores da bacia sedimentar, além dos traços principais da morfologia, são bem reconhecidos nos modelos digitais de elevação (Fig. 3).

A depressão da bacia é margeada por dois altos topográficos e estruturais. O primeiro é representado pelos contrafortes ocidentais dos granitos que compõem o maciço da Serra do Mar, situado a leste e sudeste, com cristas de direção NNW-SSE e cotas que oscilam entre 1.100 e 1.200 m, podendo alcançar picos de até 1.800 m. As escarpas no lado ocidental da serra são abruptas

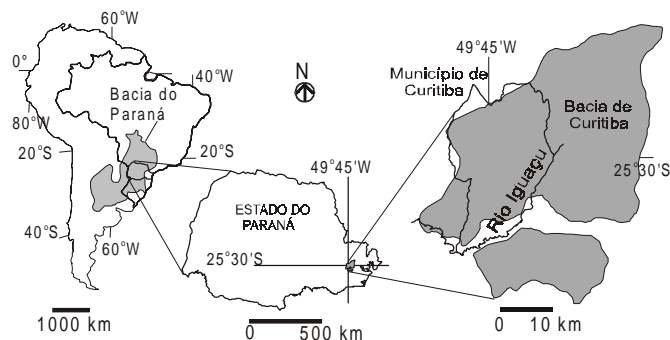


Figura 1 - Mapa de localização da área estudada.

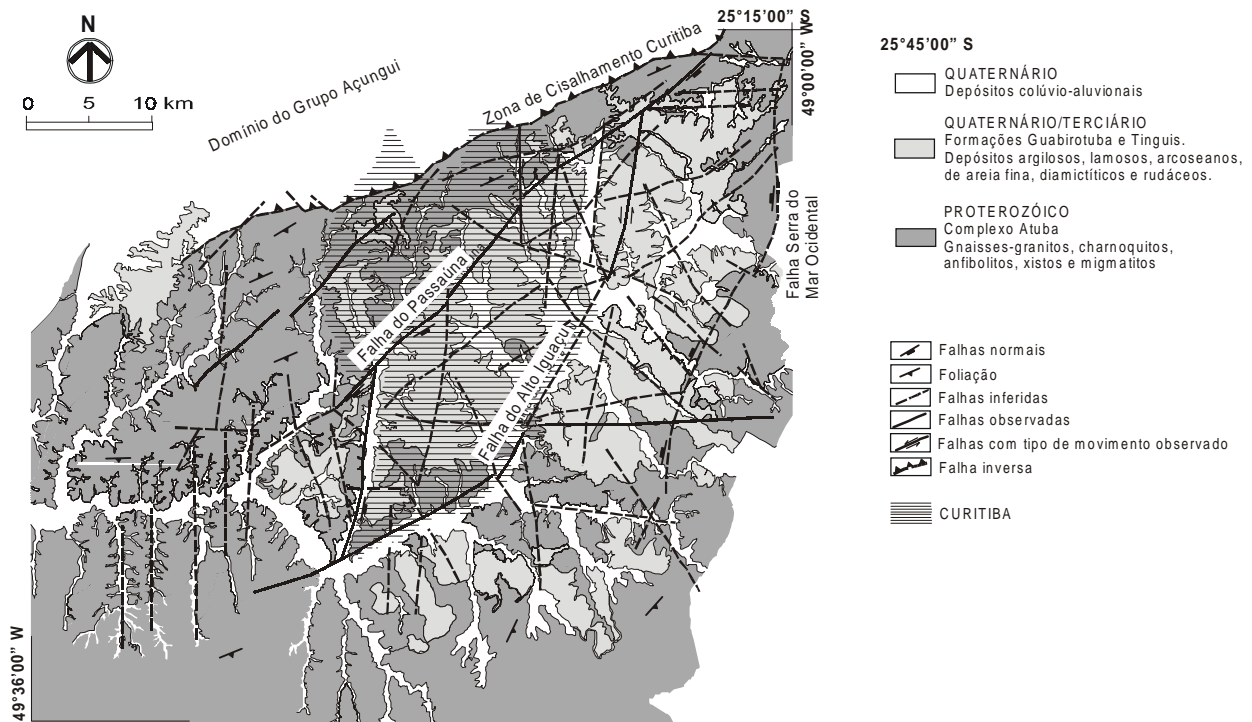
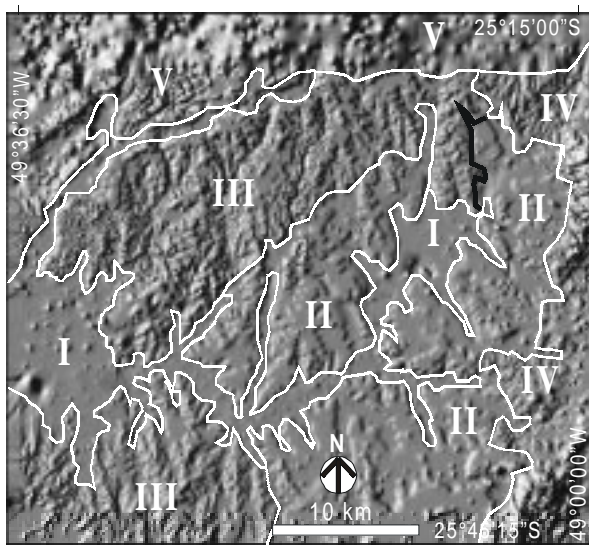


Figura 2 - Mapa litoestrutural simplificado da Bacia de Curitiba e arredores.



**DOMÍNIOS GEOMORFOLÓGICOS**

- I Domínio de planícies aluvionais ou terrenos aluvionares (fundos de vale)
- II Domínio de colinas (unidades de topo alongado - Formação Guabirota e embasamento)
- III Domínio de colinas (unidades de topo plano - embasamento e Formação Guabirota)
- IV Domínio de montanhas marginais (Serra do Mar)
- V Domínio de morros de topografia mais ou menos íngreme (Grupo Açungui)

Figura 3 - Domínios geomorfológicos interpretados a partir de modelo digital gerado através dos dados planialtimétricos das cartas 1:50000 da região de Curitiba.

e constituem feições de falha, inclusive com facetas triangulares, em grande parte dissecadas. O segundo alto estrutural, situado a oeste-noroeste, é formado pelos metassedimentos do Grupo Açungui, com altitudes médias de 950 m e picos de até 1.100 m, apresentando-se como cristas alongadas na direção NE-SW e NW-SE. Normalmente os vales de direção NE-SW, intermeados entre essas cristas, representam os sistemas de falhas transcorrentes, enquanto que aqueles de direção NW-SE relacionam-se com diques de rochas básicas do Arco de Ponta Grossa.

A morfologia é caracterizada por colinas alongadas, paralelas aos grandes vales de rios localizados no domínio da Formação Guabirota e por colinas arredondadas onde o embasamento é aflorante. O alto rio Iguazu e seus formadores dissecam a bacia, formando depósitos fluviais recentes com planícies de larguras variadas, constituindo o domínio geomorfológico das planícies de inundação, atualmente sujeitas a todo tipo de ação antrópica.

Os modelos digitais de elevação da Bacia Sedimentar de Curitiba e as observações de campo revelam que as formas aplainadas da depressão, suavemente inclinadas para sul-sudoeste, estão sulcadas pelos talwegues formadores da drenagem principal. Também se observa uma depressão topográfica no centro da Bacia de Curitiba, característica de um baixo estrutural local.

A partir da interpretação de imagens digitais de elevação (Fig. 3), bem como de fotografias aéreas, foram identificados cinco domínios morfoestruturais principais, representados por diferentes sistemas de relevo. Esta compartimentação corresponde a unidades homogêneas com as seguintes características morfológicas:

I - Sistema de planície ou terrenos aluvionais: planície de várzea ou de inundação, com depósitos sedimentares pouco entalhados e freqüentes terrenos alagadiços.

II - Sistema de colinas de topo alongado: relevo de colinas alongadas nas direções N-S e NE-SW, com escarpas mais baixas,

entanhamento relativo e dissecação lenta, ainda em desenvolvimento e com presença de rede de drenagem de densidade média.

III - Sistema de colinas de topo plano: relevo de colinas com formas arredondadas, tipo meia-laranja, de vertentes suaves, em geral côncavas, com entalhamento e dissecação pouco profunda, mas com densa rede fluvial.

IV - Sistema de montanha: relevo montanhoso, com escarpas altas e vertentes côncavo-convexas, entalhamento profundo, pouca dissecação, preenchimento de canais e pequenos topos tabulares, mas com grande quantidade de picos. A drenagem é densa, pouco orientada, com exceção dos segmentos principais.

V - Sistema de morros: relevo de morros com cristas estreitas e alongadas geralmente orientadas segundo NE-SW e, em menor escala, para NW-SE, intermeados por regiões de topografia arrasada, do tipo colinosa alongada. Também é comum a ocorrência de relevo cárstico, que possui feições de dissolução, sumidouros, depressões e dolinas e entalhamento profundo formando rede de drenagem orientada e menos densa em relação ao embasamento migmatítico.

**Sub-bacias de drenagem** Cada um dos tributários maiores constitui a drenagem principal de 23 sub-bacias, que formam parte da bacia hidrográfica do alto rio Iguaçu na região de Curitiba (Tabela 1). Para a determinação de possíveis anomalias espaciais de cada uma delas, resultantes de processos tectônicos do basculamento, aplicaram-se dois métodos de quantificação, detalhados a seguir.

O fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD) (Cox 1994), é utilizado onde há falhas recentes mascaradas ou pobremente expostas, como na Bacia de Curitiba. A assimetria de uma bacia reflete o componente de deslocamento lateral do seu rio principal, perpendicularmente à direção de seu eixo. Esta migração é causada por processos fluviais internos e/ou forças tectônicas. A figura 4a exemplifica como se obtém os valores utilizados na relação  $F_A = 100 \cdot (A_r/A_t)$ , onde  $A_r$  é a área da bacia à direita do rio (olhando para jusante) e  $A_t$  é a área total da bacia de drenagem. Valores de FABD iguais ou próximos a 50 revelam pouca ou nenhuma atividade tectônica, os maiores que 50 indicam um provável

basculamento da margem direita do rio e os menores, um provável basculamento da margem esquerda.

O fator de simetria topográfica transversal (FSTT) (Hare & Gardner 1985) é baseado no fato de que a migração preferencial do canal caracteriza uma assimetria do perfil topográfico transversal ao canal. A Figura 4b mostra como são obtidos os valores utilizados na relação  $T = D_a/D_d$ , onde  $D_a$  é a distância da linha média do eixo da bacia de drenagem até a linha média do cinturão do meandro ativo e  $D_d$  é a distância da linha média da bacia ao divisor da bacia. Quando não há alteração do perfil topográfico,  $T$  é próximo a zero, enquanto a assimetria cresce à medida em que os valores de  $T$  se aproximam de 1.

A Tabela 1 fornece os valores de FABD e FSTT de cada uma das sub-bacias de drenagem tributárias do alto rio Iguaçu, na região que abrange a Bacia de Curitiba, mostrando, através de uma classificação relativa, quais as sub-bacias que foram provavelmente submetidas a uma maior movimentação do substrato.

A figura 5 mostra um mapa com as sub-bacias de drenagem onde os tons de cinza mais escuro representam as maiores assimetrias da bacia e topográficas. As bacias dos rios Faxinal, Maurício, Miringuava, Atuba e Moinho, por exemplo, são as de assimetrias mais acentuadas e possivelmente as que mais sofreram processos tectônicos. Como estas ocorrem posteriormente à implantação da rede de drenagem, durante o Holoceno, tomando-se por base a assimetria dos canais em relação a seus próprios corpos aluvionares, pode-se considerar a atuação da neotectônica.

Os domínios morfológicos, individualizados anteriormente com base nas feições de relevo e paisagem, formam o arcabouço geral dos domínios morfotectônicos. Estes, no entanto, só puderam ser individualizados graças às anomalias de algumas das sub-bacias de drenagem. A reunião de bacias hidrográficas com o mesmo grau de movimentação de seu substrato (desde pouco até bastante tectonizadas – Tabela 1), permite supor que os limites dos blocos movimentados entre si delimitam os domínios morfotectônicos, tanto no âmbito da Formação Guabirotuba quanto no âmbito do embasamento aflorante, e são coincidentes com os alinhamentos estruturais que cortam, inclusive, os sedimentos aluvionares. Tais

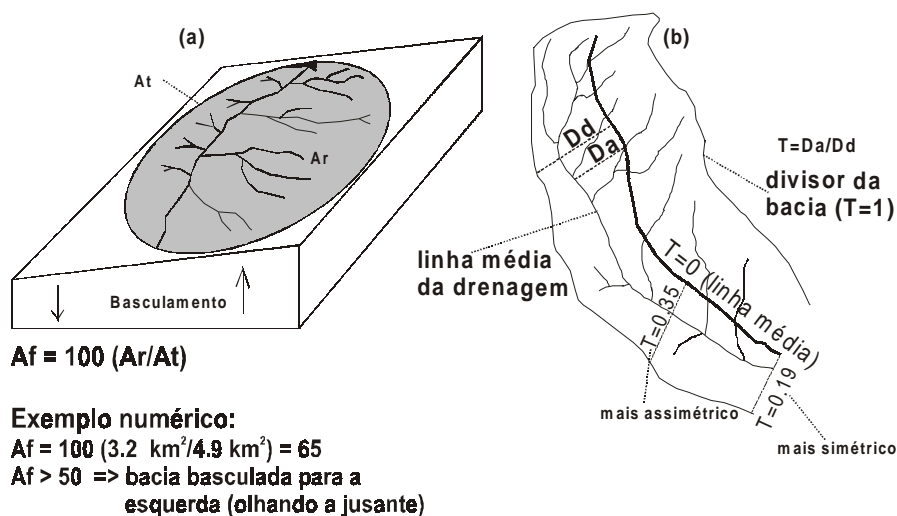


Figura 4 - (a) Fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD), que quantifica o deslocamento de um rio em função de causas tectônicas (modificado de Hare & Gardner 1985); (b) Fator de simetria topográfica transversal (FSTT), que quantifica o deslocamento de um rio considerando a topografia gerada por causas tectônicas (modificado de Cox 1994).

Tabela 1 - Fatores de Assimetria de bacia de drenagem (FABD) e de simetria topográfica transversal (FSTT) das sub-bacias do alto rio Iguaçu.

ID	Nome da bacia de drenagem	Fator de assimetria da bacia (FABD)	Fator de simetria da topografia transversal (FSTT)	Efeito da tectônica	Posição do Rio Iguaçu
1	Rio Izabel Alves	48,4	0	Pouco	Norte
2	Rio Piranduva	59,7	0	Pouco	Norte
3	Rio Guajuvira	62,2	0,23	Mediano	Norte
4	Ribeirão Campo Redondo	51,4	0	Pouco	Norte
5	Rio Faxinal	31,1	0,32	Muito	Norte
6	Rio Maurício	32,2	0,23	Muito	Norte
7	Arroio Mascate	41,6	0	Pouco	Norte
8	Ribeirão Ana Luiza	35,7	0,29	Mediano	Norte
9	Rio Tatu	45,9	0	Pouco	Norte
10	Ribeirão Cotia	64,9	0,33	Mediano	Noroeste
11	Rio Miringuava	30,5	0,34	Bastante	Oeste
12	Rio Pequeno	36,0	0,26	Mediano	Oeste
13	Rio Itaqui	43,5	0,26	Mediano	Oeste
14	Rio Piraquara	53,2	0,10	Mediano	Oeste
15	Rio Iraí	?	?	?	Sudoeste
16	Ribeirão Arroio do Meio	46,5	0	Pouco	Sul
17	Rio Palmital	44,1	0,20	Mediano	Sul
18	Rio Atuba	70,5	0,47	Bastante	Sul
19	Rio Belém	62,7	0,28	Mediano	Sul
20	Rio do Moinho	70,1	0,34	Bastante	Sul
21	Rio Barigüi	55,9	0,28	Bastante	Sul
22	Rio Passaúna	65,5	0,23	Mediano	Sul
23	Rio Verde	52,1	0	Pouco	Sul

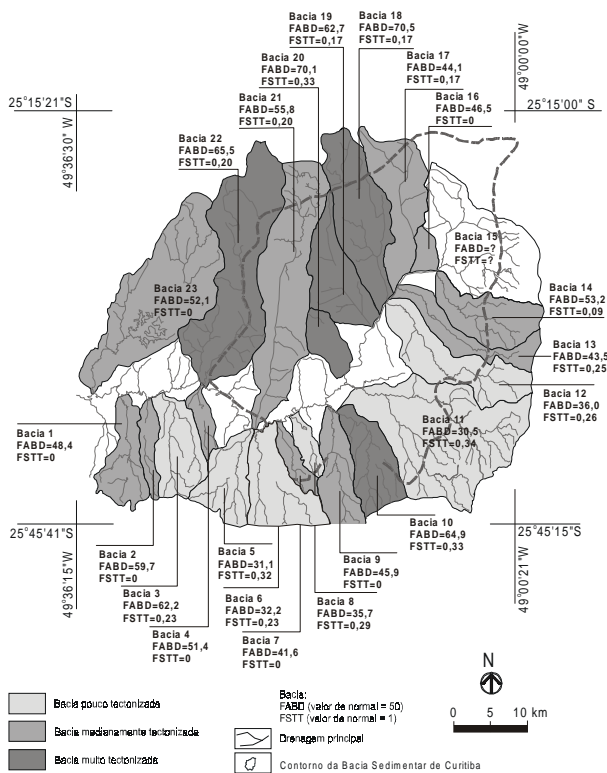


Figura 5 - Sub-bacias das drenagens formadoras do rio Iguaçu, caracterizadas por maior ou menor efeito tectônico de acordo com anomalias de drenagem.

alinhamentos são conseqüências da reativação de estruturas antigas do embasamento, bem como daquelas geradas no Terciário.

A individualização dos domínios morfotectônicos locais tem como resultado não só a definição das unidades geomórficas homogêneas, mas também a tectônica que afetou a região. Tal delimitação mostra padrões de drenagem diferenciados e anomalias de drenagens importantes, tais como capturas, interrupções bruscas e formação de meandros.

**FEIÇÕES MORFOTECTÔNICAS LOCAIS Escarpas de falhas**

A Bacia de Curitiba, sob o ponto de vista morfotectônico, mostra-se menos tectonizada e, portanto, mais plana do que as entidades geológicas circunvizinhas, tais como o maciço da Serra do Mar, os metassedimentos do Grupo Açungui e os metamorfitos do embasamento (Complexo Atuba). A análise hipsométrica revelou, entretanto, blocos altos e baixos em função de alinhamentos estruturais relativamente extensos, onde estão encaixados os segmentos maiores da drenagem. O relevo é marcado, na maioria das vezes, por escarpas, porém com diferenças de altitudes não maiores do que 30 m entre suas quebras negativa e positiva. Por serem baixas em função da erosão e da dissecação, nem sempre são facilmente individualizadas nas vertentes suaves de vales simétricos. Escarpas são mais comumente associadas a falhas normais ou reversas e a falhas transcorrentes com componentes verticais e, segundo Keller & Pinter (1996), relevos topográficos preexistentes podem ser suficientes para a geração de escarpas. Não obstante, os alinhamentos estruturais na base da bacia devem ter sido responsáveis pelas escarpas existentes, já que a reativação de falhas é comprovada pelas evidências de deslocamento rúptil em estruturas presentes no embasamento, as quais afetam porções significativas dos depósitos sedimentares tanto da Formação Guabirota quanto dos próprios pacotes aluvionares. Como exemplo deste fato destaca-se o vale do rio Barigüi, o qual delimita

a porção leste da Bacia de Curitiba, ainda preservada dos efeitos da erosão, e a porção oeste, que encontra-se em franca dissecação, só havendo manchas esparsas de sedimentos da bacia.

A figura 6 destaca as escarpas em trechos dos rios Barigüi, Belém, Pequeno, Miringuava e Palmital, que, mesmo em condições avançadas de dissecação, podem ser identificadas pela assimetria das vertentes, depósitos aluvionares na base da escarpa, terraços aluvionares esparsos e também pela presença de horizontes lateríticos em diferentes cotas do terreno. A ocorrência de depósitos e terraços aluvionares, disseminados e não contínuos, quebra dos horizontes lateríticos e posicionamento de camadas em cotas diferentes são feições comuns nas bacias de drenagem na região analisada.

As falhas principais da Bacia de Curitiba, visualizadas no modelo digital de elevação (MDE) (Fig. 7), as quais desenham as escarpas em superfície, apresentam direções NW-SE, E-W e aproximadamente N-S. Há indícios de que tais falhas estiveram ativas nos períodos tardi e pós-sedimentação, controlando os processos deposicionais entre o Oligoceno-Mioceno e o Pleistoceno Médio a Superior, bem como gerando deformação rúptil nos sedimentos, inclusive com geração de cataclastos e, em pelo menos um afloramento, sismitos.

Uma detalhada análise estrutural desta região pode ser encontrada em Salamuni *et al.* (2003). Naquele trabalho há reunião de informações a respeito do regime distensional aproximadamente WNW-ESSE a E-W da bacia durante sua formação (tensor  $\sigma_1$  vertical), e sob regime compressional / transpressional durante sua deformação (tensor  $\sigma_1$  horizontal na direção E-W, havendo indícios de variação da direção da tensão até o sentido NNE-SSW) ainda verificada atualmente, como atestam a sistematização de dados geotécnicos locais (Hach-Hach 1998, Kormann 2002). As direções de tensões principais foram obtidas a partir de dados cinemáticos das falhas (normais, inversas e transcorrentes) que

seccionam a Formação Guabirotuba e seu embasamento. Os dados mais significativos são representados na figura 7 em diagramas estruturais, posicionados nos locais de onde foram obtidos, permitindo a representação das falhas com indicativos do sentido

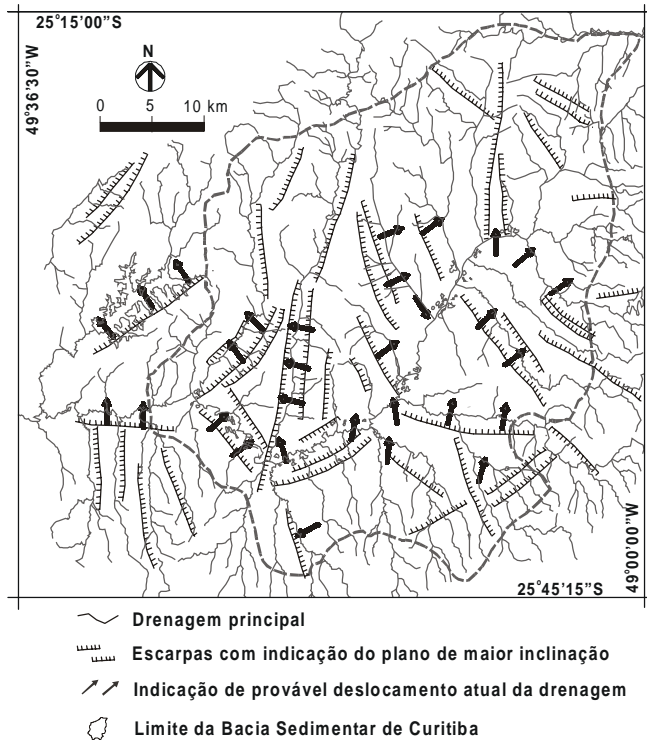


Figura 6 - Mapa de escarpas de falhas na Bacia de Curitiba.

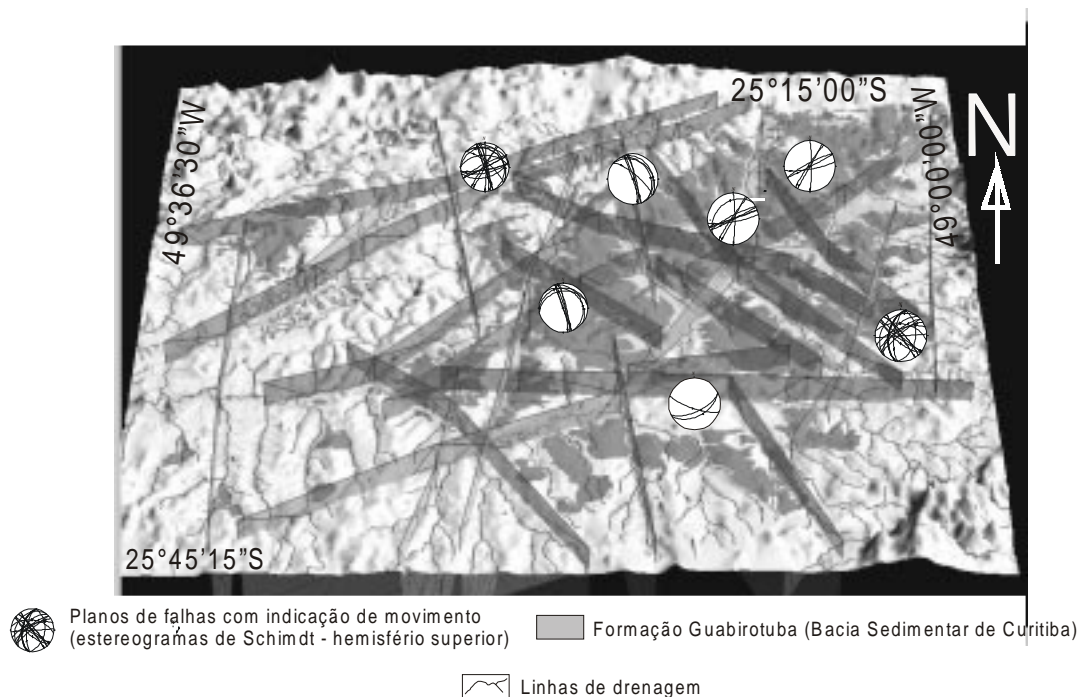


Figura 7 - Modelo digital de elevação da região de Curitiba que mostra a localização da bacia sedimentar e as falhas que a segmentam

de movimentação das mesmas.

Por intermédio de tais representações foi possível observar que as falhas normais são aquelas que permitem o encaixe da drenagem, enquanto que as inversas intensificam os processos em curso da dissecação dos sedimentos da Formação Guabirotuba.

**Análise dos padrões e anomalias de drenagem** A Bacia Sedimentar de Curitiba é drenada pelo alto rio Iguaçu e seus tributários de primeira, segunda e terceira ordens na conceituação de Strahler (1952), havendo ainda a influência, na sua porção norte, de algumas drenagens pertencentes à bacia hidrográfica do rio Ribeira de Iguape.

Os padrões de drenagem são diferenciados entre o interior da bacia sedimentar e seu entorno (Fig. 8). Em geral, o padrão dendrítico de uma área plana caracteriza a ocorrência de sedimentos horizontalizados com um suave mergulho regional (Howard 1967), porém no interior da bacia sedimentar, coberta pelos sedimentos da Formação Guabirotuba, os padrões subdendrítico e sub-retangular refletem o controle estrutural da drenagem. Já o padrão subparalelo, principalmente na porção oeste, reflete os mergulhos maiores das vertentes associadas a cristas alinhadas, ou seja, a presença de morfoestruturas que subparalelizam formas superficiais.

A densidade de drenagem é mais alta em áreas dominadas pelas associações faciológicas argilosas da Formação Guabirotuba, ocorrendo o inverso nas áreas dominadas por aluviões, em função do caráter mais psamítico destas últimas.

As drenagens primárias e secundárias do alto rio Iguaçu que

correm no interior da bacia sedimentar apresentam padrões diferenciados entre suas vertentes norte (direita) e sul (esquerda), adotando-se como ponto de referência um ponto a jusante do rio. Estes padrões de drenagem, medianamente assimétricos, são melhor observados nas sub-bacias dos rios Pequeno, Itaiqui e Miringuava, cujos vales principais têm direção WNW-ESSE e são controlados por alinhamentos estruturais, tal como a sub-bacia do rio Barigüi, cujo alinhamento, aproximadamente N-S, é controlado tectonicamente por uma falha normal, denominada de Falha do Barigüi.

Os segmentos de drenagem de primeira ordem, verificados sobre rochas do embasamento, preferencialmente orientados na direção NE-SW, apresentam padrões, além de texturas em fotografia aérea, diferentes daquelas do interior da bacia. As drenagens de segunda e/ou terceira ordens possuem um padrão sub-paralelo, a sul da bacia, e sub-dendrítico a dendrítico a oeste e a leste. As drenagens de primeira ordem possuem padrão dendrítico a sul e a leste da bacia e misto (dendrítico e em treliça) a oeste. Sobre o embasamento o padrão é controlado por alinhamentos estruturais antigos, possivelmente reativados no Neógeno. A direção preferencial das lineações de drenagem coincide com o *trend* da foliação, responsável por parte da arquitetura da rede de drenagem, já que evidenciam sítios de menor resistência. As áreas do embasamento a sul e a oeste da bacia apresentam maior densidade de drenagem, devido a sua maior impermeabilidade em relação aos sedimentos da bacia (Fig. 8).

A análise morfométrica possibilitou caracterizar as anomalias de drenagem e reconhecer assimetrias importantes, tanto nas calhas dos rios maiores quanto na distribuição de aluviões. Estas assimetrias são melhor observadas nas sub-bacias tributárias do rio Iguaçu, nos locais onde são observadas escarpas. A morfologia deste rio e o comportamento de seu canal refletem o ajuste tectônico a falhas quaternárias. Segmentos do rio com diferentes gradientes hidráulicos, cuja troca vem se processando ao longo do tempo, registram mudanças no regime de sedimentação, com locais anteriormente favoráveis à deposição, que agora sofrem dissecação do próprio canal do rio em função do aumento de seu gradiente.

Dois fatores locais são dominantes na definição da arquitetura e das anomalias de drenagem: os tipos litológicos e sua estruturação. As anomalias mais características nas drenagens de primeira e segunda ordem, tanto na bacia sedimentar quanto no embasamento, são as formas em candelabro e em V, que definem importantes quebras de relevo. A evolução das vertentes definidas por este padrão da drenagem está ligada inicialmente a movimentações do substrato após a implantação da rede principal de drenagem na bacia, fato que segundo Schumm *et al.* (2000) caracterizaria a existência de movimentos recentes ao longo de alinhamentos e escarpas mais antigas.

Um outro tipo de anomalia importante refere-se à forma do canal e suas mudanças quanto à posição da calha do rio e seus depósitos aluvionares, como é observado na bacia do alto rio Iguaçu. O mesmo apresenta diferenças na forma de seu canal ao longo de seu perfil longitudinal (Fig. 9), ocorrendo no seu primeiro segmento (I), superior de montante, cuja direção é NE-SW, canal com geometria retilínea e praticamente sem meandros. Já no segundo segmento (II) do perfil longitudinal do canal há um desnível topográfico e intensa formação de meandros devido à redução na energia hidráulica. Estes segmentos também são controlados por alinhamentos estruturais NW-SE ou NNW-SSE, nos quais estão encaixadas várias drenagens tributárias do rio Iguaçu e que marcam zonas de pequenos barramentos, porém com

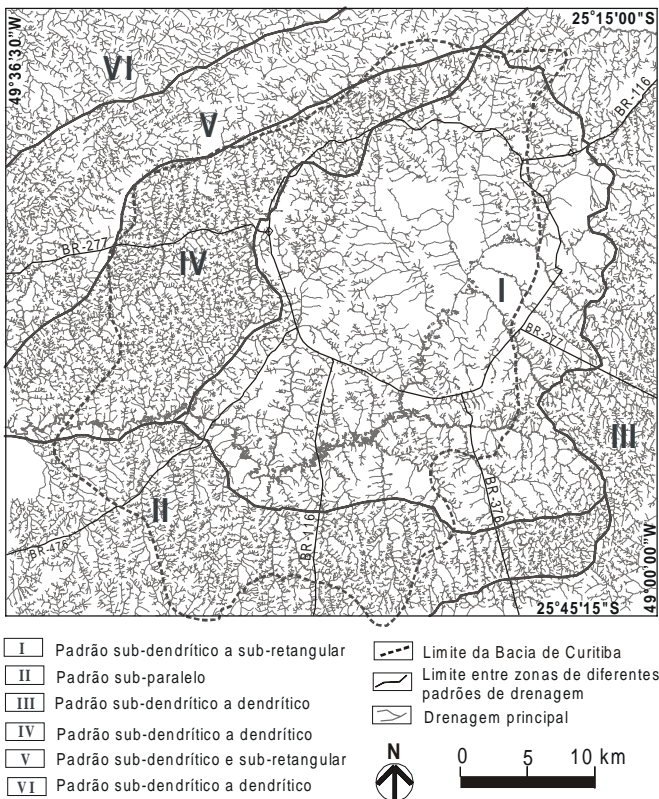


Figura 8 - Mapa de drenagens com delimitação de áreas de padrões distintos.

poucos ou raros trechos de canais abandonados. Esta feição é mais evidente na foz do rio Barigüi, que corre no sopé da escarpa de Falha do Barigüi. Esta feição morfoestrutural barra o rio Iguaçu, retendo sedimentos e gerando meandros abandonados e pequenas feições lacustres laterais. No último segmento do perfil analisado (III), a jusante do rio Passaúna, há a formação de meandros mais espaçados em função de outro barramento natural em função de alinhamento estrutural posicionado a jusante, próximo aos rios Passaúna e Verde.

**Drenagens de primeira e segunda ordem** A determinação das direções preferenciais dos segmentos de drenagens de primeira e de segunda ordem (respectivamente, mais recentes e mais antigas) através de diagramas de rosetas (Fig. 10) revelou semelhanças com a orientação das fraturas que seccionam os sedimentos da bacia. Considerando que os segmentos de primeira ordem refletem o último evento tectônico, a orientação obtida, NE-SW/NW-SE, possibilita explicar parte das relações estruturais das fraturas gradadas neste evento. As rosetas das drenagens de segunda ordem mostram duas tendências, N40-60W e N40-60E, com diferenças entre suas direções principais de até 100° nos ângulos mais abertos a norte e a sul, e 80° nos ângulos mais fechados a leste e oeste. Isto também corresponde à orientação das estruturas medidas na bacia sedimentar e no embasamento.

As direções preferenciais das lineações de drenagens de segunda ordem, no embasamento estão orientadas segundo NE-SW e NW-SE, enquanto na cobertura sedimentar as lineações mais representativas têm direção NE-SW. A caracterização destas lineações de drenagem permite uma interpretação morfotectônica, já que são controladas por alinhamentos estruturais e, portanto, são geneticamente ligadas à atividade tectônica.

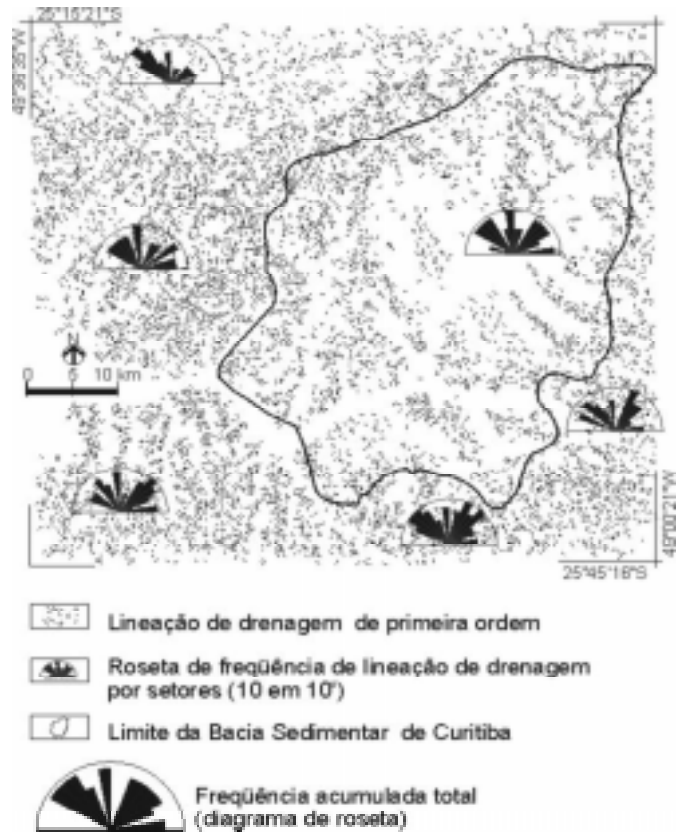


Figura 10 - Mapa das lineações de relevo (drenagens de primeira ordem) e análise estatística de direções através de diagramas de rosetas.

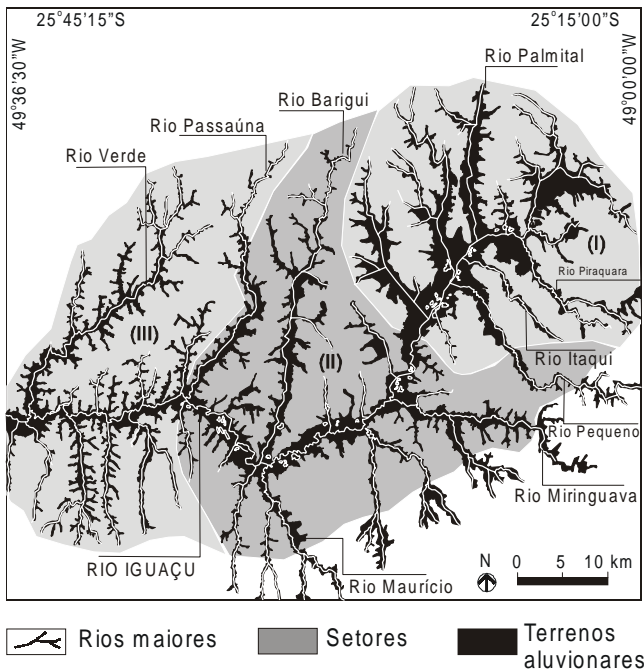


Figura 9 - Setores com diferentes formas do canal do alto rio Iguaçu: (I) forma retilínea, (II) forma meandrante, (III) forma mista meandrante-retilínea.

A sobreposição do modelo de cisalhamento rúptil de Riedel na roseta dos traços das drenagens de segunda ordem, tanto dos sedimentos quanto do embasamento, mostra uma relação com um binário dextral de direção NE-SW, com eixo de tensão principal máxima ( $\sigma_1$ ) próximo à direção ESE-WNW. As lineações de drenagem com direção NE-SW coincidem com os planos R, Y e P. As lineações de drenagem NW-SE são paralelas ao plano de cisalhamento conjugado de Riedel ( $R'$ ), enquanto as lineações em torno de E-W correspondem às fraturas de distensão (T) (Fig. 10).

A roseta das drenagens de primeira ordem mostra quatro direções: NE-SW, NW-SE, E-W e, preferencialmente, N-S. Os melhores ajustes do modelo de Riedel dão-se em dois casos: (1) binário NE-SW sinistral, em que as direções da lineação em torno de NE-SW coincidem com os planos de cisalhamento R, Y e P, as lineações NW-SE com o  $R'$  e direção N-S com fraturas de distensão (T); (2) binário NW-SE dextral, em que as direções da lineação em torno de NW-SE correspondem a planos de cisalhamento R, Y e P, as lineações NE-SW com  $R'$  e as direções N-S com as fraturas de distensão (T).

Nos dois casos os eixos de tensão principal máxima ( $\sigma_1$ ) tem direção aproximada N-S, o que é mais coerente com os resultados das análises das drenagens de segunda ordem. Estas interpretações morfotectônicas são limitadas pelo fato da análise ser bidimensional, mas representam uma aproximação dos padrões estruturais e até cinemáticos resultantes da tectônica transcorrente local (Salamuni *et al.* 1999).



**DISCUSSÃO E CONCLUSÃO** As feições descritas envolvem parâmetros conhecidos na literatura que trata das anomalias de drenagem. Howard (1967) define o aparecimento abrupto de meandros, bem como a ocorrência daqueles meandros muito “comprimidos”, como resultantes de domos. Na Bacia de Curitiba interpreta-se a existência de basculamentos, cujos planos de movimento são aproximadamente perpendiculares à linha do canal do rio Iguazu. De acordo com Ouchi (1985) a morfologia de um rio e o comportamento de seu canal podem ser respostas ao processo de ajuste tectônico quando um canal, que apresenta formas meandras a montante e reticuladas a jusante, tem seu substrato soerguido, gerando barramento. A troca lenta do gradiente hidráulico altera o regime de sedimentação do rio e a morfologia da sua planície aluvionar, como é o caso do alto rio Iguazu onde a quantidade de meandros é invariavelmente maior na margem esquerda (sul e sudeste do eixo do rio). As drenagens da margem norte e noroeste são mais retilíneas. Estas feições indicam um basculamento da porção norte em relação à do sul. As mudanças na morfologia das planícies aluvionares são respostas a um processo lento de movimentação do substrato e, por sua vez, alteram o regime hidráulico e a arquitetura do depósito aluvionar. A migração preferencial dos canais leva ao desenvolvimento de depósitos, cujos registros indicam a direção do mergulho do bloco basculado.

Nos tributários do alto rio Iguazu observa-se uma alternância da migração: no segmento superior o movimento se faz de noroeste para sudeste, estando o bloco a noroeste em possível subsidência rotacional (cisalhamento simples) em relação ao bloco sudeste. Isto é confirmado pela geração de meandros nas drenagens tributárias do bloco sudeste, devido ao levantamentos de blocos estruturais do embasamento. No segundo segmento, o intermediário superior, a tendência é oposta e o canal está deslocado para noroeste, revelando uma subsidência do bloco sudeste em relação ao noroeste. No terceiro segmento, ou intermediário inferior do perfil longitudinal do rio, o canal volta a migrar para sul-sudeste, indicando que o bloco em subsidência posiciona-se a norte do rio, o que é confirmado pela migração do rio Barigüi em relação à sua planície aluvionar a oeste. Em relação a este tributário, sua margem oeste está levantada ao longo de uma escarpa de falha. O último segmento do rio, inferior, revela um deslocamento generalizado do

seu canal para norte em relação à sua planície aluvionar, o que indica um levantamento de blocos na margem sul do rio Iguazu.

Os tributários principais também apresentam migração dos seus canais em relação a seus depósitos aluvionares, sugerindo que após a implantação da drenagem atual, o ajuste dos blocos, os quais limitam porções do embasamento e da bacia sedimentar, promoveu deslocamentos entre os mesmos para a acomodação de tensões em função do seu ajuste neotectônico.

A tectônica da Bacia de Curitiba é vinculada a um processo mais amplo de acomodação de esforços intraplaca, discutidos, entre outros, por Assumpção (1992), Lima *et al.* (1997) e Hasui *et al.* (1998), que influenciou a evolução do Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (Riccomini *et al.* 1989). Esta tectônica geral tem controlado os aspectos geomorfológicos da bacia através de sua estruturação morfotectônica desde sua implantação a partir do Oligoceno-Mioceno até o presente, caracterizando os processos tectônicos recentes.

Os dados de campo e os modelos digitais de elevação (MDEs) mostram que a organização espacial, a estratigrafia e a distribuição faciológica dos sedimentos estão ligadas à tectônica do fim do Terciário e Quaternário, aqui chamada de neotectônica, que controlou sua formação e deformação da Bacia de Curitiba. Igualmente, a caracterização morfoestrutural em subsuperfície do embasamento da bacia é mais uma evidência da influência tectônica na sua formação (Salamuni *et al.* 1998).

Na Bacia de Curitiba os padrões de drenagem são preferencialmente controlados pelos alinhamentos estruturais que seccionam o embasamento. No início da evolução da bacia, no Oligoceno-Mioceno, a tectônica presente na época controlou a sedimentação, enquanto do Pleistoceno até o presente a neotectônica, propriamente dita, propicia a exposição de blocos tectônicos e, concomitantemente, em clima úmido, seu entalhamento através dos processos de erosão e dissecação.

**Agradecimentos** À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio ao Projeto Temático de Equipe “Neotectônica, Morfogênese e Sedimentação Moderna no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes” (Processo 95/04417-3), dentro do qual foi realizado o presente estudo. Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

## Referências

- Ab'Sáber A.N. & Bigarella J.J. 1961. Superfícies aplainadas do Primeiro Planalto do Paraná. *Bol. Paranaense Geogr.*, **4**(5):116-125.
- Almeida F.F.M. 1952. Novas ocorrências de camadas supostas pliocênicas nos Estados de São Paulo e Paraná. *Bol. SBG*, **1**(1):53-58.
- Almeida F.F.M. 1955. As camadas de São Paulo e a tectônica da Serra da Cantareira. *Bol. SBG*, **4**(2):23-40.
- Almeida F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *An. Ac. Ciênc.*, **48** (Suplemento):15-16.
- Asmus H.E. & Baisch P.R. 1983. Geological evolution of the Brazilian continental margin. *Episodes*, **4**:3-9.
- Assumpção M. 1992. The regional stress field in South America. *J. Geoph. Res.*, **97**:1189-1193.
- Becker R.D. 1982. *Distribuição dos sedimentos cenozóicos na Região Metropolitana de Curitiba e sua relação com a estrutura geológica e morfológica regional*. Tese de Doutorado, IG-UFRGS, 180 p.
- Bigarella J.J., Mousinho M.R., Silva J.X. 1965. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. *Bol. Paran. Geogr.*, 71 p.
- Bigarella J.J. & Salamuni R. 1962. Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. *Bol. da UFPR – Geologia*, (7):1-164.
- Canali N.E. & Muratori A.M. 1981. Síntese da evolução geomorfológica da Bacia Sedimentar de Curitiba. *In: Simp. Regional de Geologia*, 3, *Atas*, v.2, p. 335-362
- COMEC – Coordenadoria da Região Metropolitana de Curitiba. 1976. *Cartas Planialtimétricas*, Esc. 1:50.000
- Cox K.G. 1989. The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. *Nature*, **342**:21-28.
- Cox R.T. 1994. Analysis of drainage and basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block

- tectonics: an example from the Mississipi Embayment. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **106**:571-581.
- Ebert H.D., Borges M.S., Lindenbeck C., Ulmer H., Lavorante L.P. 1999. Sobreposição de dados fisiográficos e geológicos em modelos digitais de terreno (MDT) utilizando Geo3view: procedimentos e aplicações morfoestruturais. UNESP, *Geociências*, **18**(2):215-234.
- Golden Software. 2000. – Surfer for Windows, v. 8.0
- Hach-Hach A. Inventário dos movimentos de massa gravitacionais na região leste da Grande Curitiba-Paraná, escala 1:20.000. Dissertação de Mestrado. USP-Escola de Engenharia de São Carlos, 2 volumes.
- Haralyi N.L.E & Davino A. 1975. Origem das placas Americana e Africana. Evidências gravimétricas no sul do Brasil e sudoeste da África. *An. Acad. Bras. Ciênc.* **47**(3-4):576.
- Hare P.W & Gardner I.W. 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Morisawa M & Hack J.T (eds.) *Tectonic Geomorphology*. Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Simp., 1984.
- Hasui Y., Gimenez A.F., Melo M.S. 1978. Sobre as bacias tafrogênicas continentais do Sudeste Brasileiro. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife. *Anais*, **1**:328-391.
- Hasui Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. Núcleo de Minas Gerais, SBG, *Boletim*, (11):1-31.
- Hasui Y., Costa J.B.S., Borges M.S., Morales N., Jimenez-Rueda J.R. 1998. Evolução morfotectônica do sudeste do Brasil. In: Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte. *Anais*, **1**:78.
- Howard A.D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *AAPG Bull.*, **51**(11):2246-2259.
- Keller E.A & Pinter N. 1996. *Active tectonics*. Prentice-Hall. 338 p.
- King, L. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Rev. Bras. Geogr.*, **18**(2):147-263.
- Kormann A.C.M. 2003. Comportamento geomecânico da Formação Guabirota: estudos de campo e laboratório. Tese de Doutorado. Escola Politécnica da USP, 429 p.
- Lima C., Cobbold P.R., Soudarian L. 1997. Topographic and structural expression of Andean-related tectonics in midplate South America. In: Simp. Nac. Estudos Tectônicos, Pirenópolis. *Anais*, 27-30.
- Lindenbeck & Ulmer. 1995. Geo3View: desenvolvimento e aplicação de programas de computador para a visualização de processos e estruturas geológicas. Instituto Geológico da Universidade Albert-Ludwig. Freiburg, *Geowiss*, 280 p.
- Maack R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Biologia e Tecnologia*, (2):63-154.
- Melo M.S., Riccomini C., Hasui Y., Almeida F.F.M., Coimbra A.A.M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* **15**:193-201.
- Ouchi S. 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**:504-515.
- Riccomini C., Pellogia A.U.G., Saloni J.C.L., Kohnke M.W., Figueira R.M. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift systems (Southeastern Brazil). *J. South Am. Earth Science*, **2**(2):191-197.
- Riedel W. 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Ein Beitrag zum problem der fiederspaltten. *Zentralblatt für Mineralogie*, **1919b**:354-368.
- Saadi A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. UFMG, *Geonomos*, **1**(1):1-5.
- Salamuni E. 1998. *Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista-Rio Claro. Tese de Doutorado, 214 p.
- Salamuni E., Ebert H. D., Borges M. S., Hasui Y., Costa J. B. S., Salamuni R. Tectonics and sedimentation of the Curitiba Basin *Journal of South American Earth Sciences*, EUA, v. 15, n. 8, p. 901-910, 2003
- Salamuni E., Hasui Y., Costa J.B.S., Borges M.S., Ebert H.D. 1998. Sobre a tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR/BR). In: Cong. Uruguayo de Geologia, 2, Punta del Este. *Actas*, **1**:10-15.
- Salamuni E., Salamuni R. Ebert H.D. 1999. Contribuição à geologia da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Bol. Paranaense Geoc.*, (47):123-142.
- Schumm S.A., Dumont J.F., Holbrook J.M. 2000. Active tectonics and alluvial rivers. Cambridge University Press, 275 p.
- Siedner G. & Mitchell J.G. 1976. Episodic Mesozoic volcanism a K-Ar isochron study bearing on the opening of the South Atlantic. *Earth Planet Sci. Lett.*, **30**:292-302.
- Siemiradzki J.V. 1898. Geologische Reisebeobachtungen in Süd-brasilien Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen classe. Akademie der Wissenschaften CVII. Band. Abteilung I. Heft I Bis X, p. 23-40.
- Siga Junior O., Basei M.A.S., Reis Neto J.M., Machiavelli A., Harara O.M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão paleoproterozóico intensamente retalhado no Neoproterozóico. São Paulo, Instituto de Geociências, USP, *Boletim, Série Científica*, **26**:69-98.
- Strahler A.N. 1952. Hypsometric (areal-altitude) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **63**:1117-1142.
- Weissel J.K. 1990. Long-term erosional development of rifted continental margins: forward a quantitative understanding. In: Pacific Rim Congress, Austrália. *Proceedings*, 63-70.
- White R.S. & Mckenzie D.P. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophysical Rev.*, **94**:7685-7729.
- Xavier E.M., Wiedemann C., Zatmari P. 1996. Reativação meso-cenozóica do limite estrutural norte da Serra do Mar no Brasil e na África. In: SBG, Congr. Brasil. Geol., 39, Salvador. *Atas*, 372-374.

Manuscrito A-1406

Recebido em 23 de janeiro de 2003

Revisão dos autores em 25 de agosto de 2004

Revisão aceita em 30 de agosto de 2004