



---

---

## INFLUÊNCIA SOBRE AS LARGURAS DAS PLANÍCIES FLUVIAIS

**Márcio Henrique de Campos Zancopé** – IG/Unicamp. Cx Postal 6152; CEP 13083-970  
Campinas/SP. E-mail: [marzancope@ige.unicamp.br](mailto:marzancope@ige.unicamp.br)

**Archimedes Perez Filho** – Prof. Titular – IG/Unicamp. Cx. Postal 6152, Cep 13083-970  
Campinas/SP. E-mail: [archi@ige.unicamp.br](mailto:archi@ige.unicamp.br)

**Palavras-chave:** Geomorfologia Fluvial; Sistema Fluvial; Planícies fluviais.  
**Eixo temático:** Gestão de Bacia Hidrográfica

### Introdução

As relações entre o canal fluvial e a planície se estabelecem na medida em que ambos são o resultado morfodinâmico dos processos fluviais. Segundo Perez Filho; Christofolletti (1977) as variações dos débitos no tempo fazem surgir dois sistemas intimamente ligados, o sistema canal fluvial e o sistema planície de inundação. De modo analítico, os sistemas canal e planície integram um nível sistêmico mais elevado. Em verdade, ambos são partes ou elementos do sistema fluvial. As variáveis que compõem cada um travam ligações numa lista imbricada de processos, onde os princípios físicos, as variáveis e os processos fluviais são, em quase sua totalidade, comuns em ambos.

A modificação das condições do fluxo e do transporte de sedimentos no canal fluvial pode promover a deposição da carga detrítica, contribuindo para aumentar a quantidade de material estocado na planície, por meio da migração do canal, formando os depósitos de acréscimo lateral. De outra forma, os transbordamentos, sazonais ou periódicos, carregam material detrítico para a planície, formando os depósitos de acréscimo vertical. Inversamente, o contínuo aprofundamento do leito e migração lateral do canal, aliados a alguns transbordamentos de elevada velocidade do fluxo sobre a planície provocam a remoção dos sedimentos depositados. Ao final, o sistema se mantém equilibrado.

Muito embora o equilíbrio seja alcançado, o sistema fluvial não apresenta uma distribuição regular das planícies ao longo de todo o curso fluvial. Ivancko; et al. (1985) mapearam as áreas de planície fluvial do Estado de São Paulo, constatando uma grande



variabilidade na distribuição espacial das planícies. Pode ser observado também, grande variabilidade na distribuição das planícies ao longo dos seus respectivos cursos d'água.

Perez Filho; Christofolleti (1977) desenvolveram um modelo relacionando a ordem hierárquica dos canais fluviais com as larguras das planícies de inundação da bacia hidrográfica do Rio São José dos Dourados, localizado na porção norte-ocidental do Estado de São Paulo, sobre litologia predominantemente formada por afloramentos areníticos do Grupo Bauru. Demonstraram que o aumento gradativo da largura das planícies acompanha o aumento da ordem hierárquica da bacia. Consideraram assim, que a planície surge como resposta alometricamente ajustada à magnitude e frequência das cheias que se torna a principal responsável pelo controle da largura e das características geométricas, uma vez que o relacionamento entre a grandeza da planície e o comportamento hidrológico dos cursos d'água está intrinsecamente ligado a variação dos fluxos.

Outro fator importante relacionado à distribuição das planícies fluviais é a distribuição dos afloramentos rochosos e das estruturas geológicas na bacia hidrográfica e no perfil longitudinal do canal fluvial. A influência deste fator está ligada a carga detrítica (tamanho, quantidade e mineralogia) fornecida ao canal, bem como a energia de escoamento do fluxo, por meio da alteração do gradiente no perfil longitudinal (tectonismo e/ou erosão diferencial). A soma destas características e sua variabilidade no perfil longitudinal originam diferentes tipos de carga detrítica (de fundo, em suspensão, mista ou dissolvida), padrões de canal fluvial, bem como as dimensões das planícies fluviais ao longo do curso d'água.

Gregory; Schumm (1987) demonstraram como a distribuição dos afloramentos rochosos, as estruturas geológica e a atividade tectônica afetam a morfologia dos rios aluviais. A alteração destes fatores, no perfil longitudinal, afeta as variáveis: gradiente, tipo de carga detrítica, quantidade de sedimentos, velocidade do fluxo, tamanho dos sedimentos, entre outras.

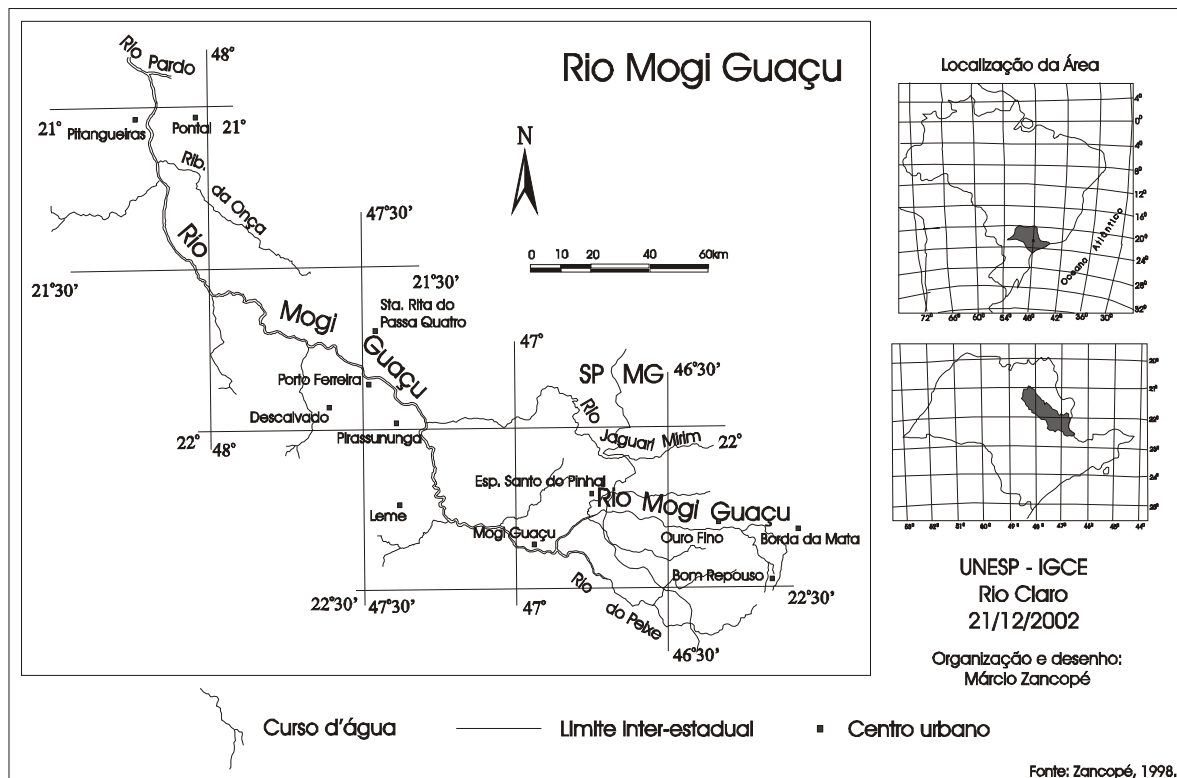
Assim, o objetivo deste trabalho é demonstrar a influência da distribuição dos afloramentos rochosos e estruturas geológicas sobre a variabilidade das larguras das planícies fluviais do Rio Mogi Guaçu, localizado na região centro-oriental do Estado de São Paulo. Tal proposição somente é possível se admitirmos que os cursos d'água funcionam como um sistema aberto, onde o fluxo de energia e matéria é afetado pela mudança no gradiente do canal, alterando a energia de drenagem, o tipo e velocidade do fluxo, modificando as condições de transporte da carga detrítica. O desenvolvimento e



distribuição das planícies são o resultado do inter-relacionamento das variáveis e fatores do sistema fluvial.

## O Rio Mogi Guaçu

O Rio Mogi Guaçu nasce no Morro do Curvado, dentro da área do município sul-mineiro de Bom Repouso, numa altitude aproximada de 1.510 m e coordenadas aproximadas  $22^{\circ}30'S / 46^{\circ}08'W$ , na região da Serra da Mantiqueira, próximo ao limite interestadual entre São Paulo e Minas Gerais – Sudeste Brasileiro. Após escoar longitudinalmente por aproximados 530 Km, deságua no Rio Pardo a 483 m acima do nível médio do mar e coordenadas aproximadas  $20^{\circ}53'S / 48^{\circ}11'W$ , entre os municípios de Pitangueiras e Pontal no NE do Estado de São Paulo (Figura 1).



**Figura 1.** Localização do Rio Mogi Guaçu.

A nascente do Mogi e todo seu alto curso correm pelo Planalto de Serra Negra-Lindóia no Complexo Cristalino do Pré-Cambriano, com predomínio de solos Podzólicos vermelho-amarelos (Argissolos vermelho-amarelos) e Cambissolos (Cambissolos) e um modelado de cristas e morros de topos convexos, segundo Ross; Moroz (1996) e



Radambrasil (BRASIL, 1983). Sob estas condições apresenta uma dinâmica muito diversificada, onde trechos tortuosos, indicando a imposição das estruturas e litologias (erosão diferencial), são alternados por trechos em planícies alveolares com desenvolvimento de pequenos meandramentos. No município de Espírito Santo do Pinhal (SP) apresenta uma vazão média de 24,1 m<sup>3</sup>/s.

Em território paulista, o Rio Mogi Guaçu escoia sobre as rochas da Bacia Sedimentar do Paraná, litoestrutura que o sustenta até a foz, atravessando a Depressão Periférica Paulista (Depressão de Mogi Guaçu) com predomínio de solos Latossolos vermelho-amarelos (Latosolos vermelho-amarelos), Latossolos vermelho-escuros (Latosolos vermelhos) e Podzólicos vermelho-amarelos (Argissolos vermelho-amarelos); e relevo colinoso de topos amplos, segundo Ross; Moroz (1992). Este trecho compreende o médio curso com o desenvolvimento de uma sucessão de meandramentos até próximo ao município de Pirassununga (SP), onde apresenta uma descarga média de 138,1 m<sup>3</sup>/s.

O Rio Mogi Guaçu, entre os municípios de Descalvado, Porto Ferreira e Santa Rita do Passa Quatro, transpõe as 'cuestas' do Planalto Oriental Paulista, deixando seu curso médio (Depressão de Mogi Guaçu) para entrar em seu baixo curso (Planalto Ocidental Paulista), com uma vazão média de 178,4 m<sup>3</sup>/s. Este trecho apresenta-se tortuoso, marcado por tal transposição.

Em seu baixo curso o Rio Mogi corre no domínio do Planalto Ocidental Paulista, com predomínio de solos Latossolo roxo (Latosolos vermelhos) e relevo variando de colinas amplas e baixas a colinas de topos aplanados, de acordo com Ross; Moroz (1992). No baixo curso superior, volta a apresentar uma dinâmica meândrica em extensa planície fluvial, uma das maiores do Estado de São Paulo. No baixo curso inferior, volta a apresentar-se tortuoso até desembocar no Rio Pardo. Em área do município de Pitangueiras, longitudinalmente distante aproximados 17 Km da foz, apresenta uma vazão média de 396,38 m<sup>3</sup>/s.

Observa-se que o Rio Mogi Guaçu pode ser classificado como um rio conseqüente e epigênico, pois segue o mergulho das estruturas sedimentares da Bacia do Paraná, entalhando seu vale sobre rochas resistentes e tenras, a partir de uma superfície superior as estruturas do relevo paulista, contribuindo para a dissecação e formação do Planalto de Serra Negra-Lindóia, da Depressão Periférica e do Planalto Ocidental Paulista. Esta é uma importante característica, pois a cada estrutura que ele transpõe, diferentes fatores afetam o sistema fluvial, desde condições de entalhamento ou incisão do canal e do vale, até condições para o fornecimento de carga detrítica de mineralogia e granulometria



distinta, pelos diferentes processos de alteração da cobertura pedológica e dos materiais que sustentam o leito.

### **Procedimentos Metodológicos**

Lançou-se mão da interpretação das fotos aéreas verticais de escala aproximada de 1:25.000, do levantamento aerofotogramétrico do Estado de São Paulo de 1962, adquiridas pelo Instituto Agrônomo de Campinas (IAC/SP), vinculado à Secretaria de Agricultura e Abastecimento do Estado de São Paulo. O exame estereoscópico permitiu a medição das larguras das planícies do Rio Mogi Guaçu, além de permitir a investigação da geometria (em planta) do canal e das feições de relevo das planícies. A geometria define a morfologia do canal e revela a imposição dos fatores hidráulicos e das resistências ao escoamento fluvial. As formas de relevo nas planícies estão associadas às condições de sedimentação e ao arranjo estrutural do acamamento sedimentar, revelando as características dos processos fluviais. Com efeito, a geometria do canal e as formas de relevo nas planícies registram a dinâmica fluvial do curso d'água.

Como apoio e controle, principalmente em relação aos aspectos de distorção inerentes ao sensor fotográfico, foram consultadas as cartas topográficas do Instituto Geográfico e Cartográfico do Estado de São Paulo (IGC/SP), vinculado à Secretaria de Economia e Planejamento do Estado de São Paulo, escala 1:10.000 e as cartas topográficas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), escala 1:50.000. A combinação das cartas topográficas e das fotos aéreas serviu para aumentar o grupo amostral das medidas investigadas. As cartas 1:10.000 do IGC/SP também auxiliaram na investigação das feições de relevo das planícies.

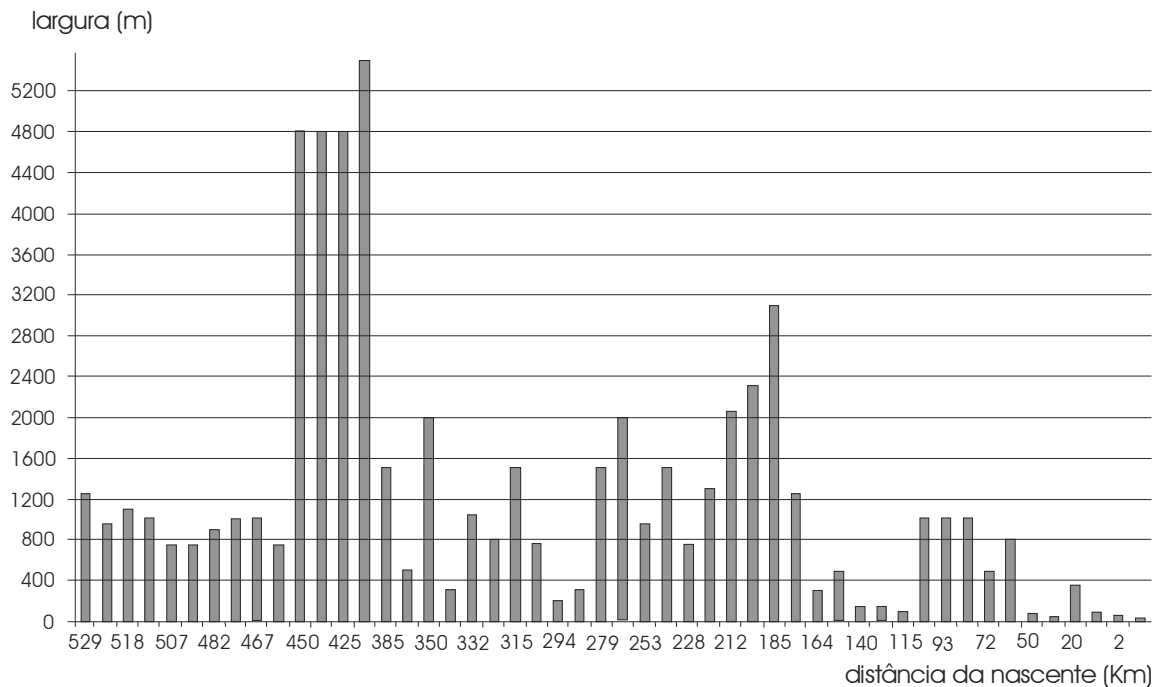
Os dados referentes as litologias e estruturas geológicas por onde escoo o Rio Mogi Guaçu foram extraídos dos mapeamentos geológicos do Levantamento de Recursos Naturais do Projeto Radambrasil, vol.32 (BRASIL, 1983), na escala 1:1.000.000; e, pelos mapas geológicos do DAEE/UNESP-IGCE/RC (SÃO PAULO, 1982a; 1982b; 1982c), escala 1:250.000, folhas Ribeirão Preto, Campinas e Araraquara.

Com o conjunto dos materiais e dos procedimentos metodológicos buscou-se determinar as médias de larguras das planícies ao longo do curso do Rio Mogi Guaçu, bem como no perfil longitudinal. Com os mapeamentos geológicos buscou-se encontrar a distribuição das litologias e estruturas no perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu.



## Resultados e Reflexões Preliminares

A execução dos procedimentos metodológicos encontrou resultados que demonstram haver grande variação das larguras das planícies ao longo do curso do Rio Mogi Guaçu. Percebe-se grande amplitude na distribuição das larguras das planícies fluviais. A Figura 2 ilustra graficamente essa variação.



**Figura 2.** Distribuição das larguras das planícies do Rio Mogi Guaçu.

No seguimento do Rio Mogi Guaçu, próximo da desembocadura (foz), verifica-se uma regularidade na largura das planícies, em torno de 1.200 m e 800 m (à esquerda do gráfico). No trecho logo a montante, entre os quilômetros 449 e 380 distantes da nascente, as planícies alargam-se extensamente atingindo valores entre 4.800 m e 5.200 m. Caminhando para montante, o trecho seguinte do canal apresenta grande variação da largura das planícies chegando a atingir 2.000 m, a aproximadamente 350 Km distante da nascente, e 250 m de largura, a aproximadamente 294 Km distante da nascente. A montante, aproximadamente entre os quilômetros 180 e 240, distantes da nascente do Mogi, a variação das larguras das planícies continuam a apresentar grande irregularidade, entretanto com valores mais elevados que o trecho a jusante atingindo 2.400-3.000 m e 800-1.000 m. Entre os quilômetros 115 e 160, distantes da nascente aproximadamente, as



planícies estreitam-se atingindo valores entre 400-200 m. Entre os quilômetros 60 e 100 distantes da nascente, as planícies fluviais voltam a alargarem-se apresentando relativa regularidade dos valores em torno de 1.000 m e 500 m de largura. A montante deste trecho fluvial, as planícies fluviais do Mogi Guaçu se estreitam novamente até a nascente.

Os resultados demonstram uma relativa discordância com o modelo de Perez Filho; Christofolletti (1977). Muito embora neste trabalho não se tenha estabelecido a ordem hierárquica do Rio Mogi Guaçu<sup>1</sup>, a proposição da hierarquia fluvial estabelecida por Strahler (1952) apresenta tendência crescente da ordem do canal em direção de jusante, como afere Gandolfi (1971). A disposição dos dados de largura das planícies do Rio Mogi Guaçu se apresenta adversa ao modelo de Perez Filho; Christofolletti (1977).

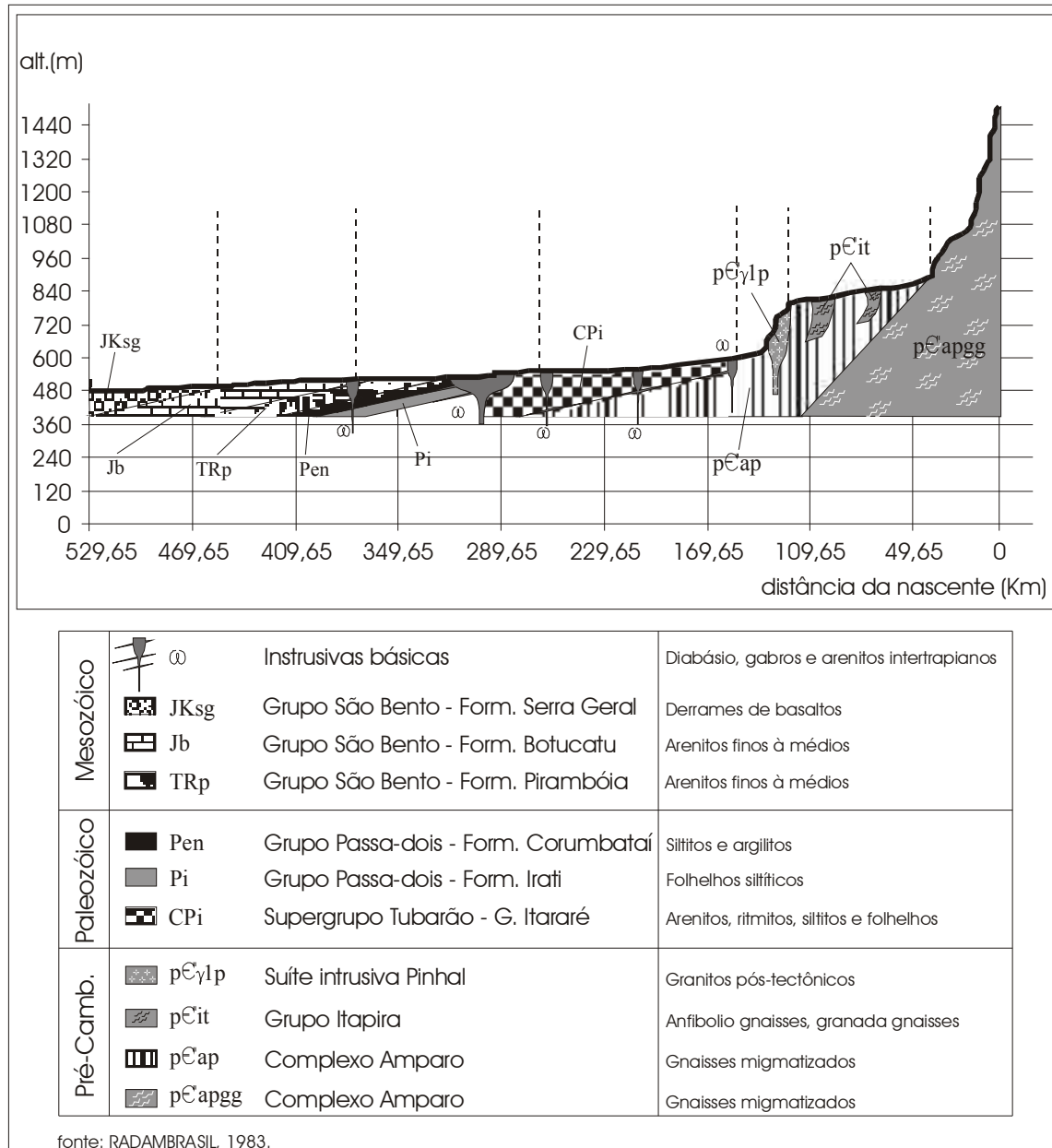
Verifica-se, na Figura 2, uma tendência crescente geral das larguras das planícies em direção a jusante. Tal disposição encontra-se de acordo com o modelo de Perez Filho; Christofolletti (1977). Contudo percebe-se que entre os quilômetros 115 e 170; 220 e 380; 450 e 530, distantes da nascente aproximadamente, as larguras das planícies diminuem a valores avessos a tendência.

Os resultados a cerca da distribuição dos afloramentos rochosos e das estruturas geológicas na bacia do Rio Mogi Guaçu parece resolver a aparente contradição. A Figura 3 apresenta a distribuição das estruturas e litologias por onde escoam o Rio Mogi Guaçu ao longo do perfil longitudinal.

Na cabeceira e alto curso, o Rio Mogi Guaçu escoam sobre estruturas metamórficas do pré-Cambriano, especificamente rochas pertencentes ao Complexo Amparo e Grupo Itapira, segundo Radambrasil (BRASIL, 1983). Apresenta grande variedade de litologias, entre elas: Gnaisses migmatizados, Migmatitos de injeção, granitóides diversos e Paragnaisses intercalados de Míxaxistos, Quartzitos e outros. Sobre essa região vários ciclos de dobramentos, gerando diversos tipos de metamorfismo, foram sucedidos por ciclos de erosão desde o pré-Cambriano Inferior até o Cretáceo (BRASIL, 1983; ROSS, 1996). A gênese e a distribuição dessas estruturas e litologias, de diferentes graus de resistência ao ataque erosivo, impacto hidráulico e suscetibilidade a alteração geoquímica, marca a segmentação do Rio Mogi Guaçu em trechos com desenvolvimento de planícies mais largas e meandramentos de pequena magnitude, alternados por trechos tortuosos com planícies mais estreitas. Estas características são típicas das drenagens do Domínio Morfoclimático dos 'Mares de Morros' (AB'SABER, 1966).

<sup>1</sup> Gandolfi (1971) realizou um estudo morfométrico do Rio Mogi Guaçu, em que determinou a ordem hierárquica da bacia.





**Figura 3.** Perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu com as estruturas e litologias. As linhas verticais tracejadas indicam onde ocorrem as mudanças das larguras das planícies. Detalhes vide texto.

No curso médio superior, o Mogi Guaçu escoia sobre estruturas sedimentares paleozóicas Permo-Carboníferas da Bacia Sedimentar do Paraná. Apresentam várias litologias, de gênese de diversos ambientes de sedimentação. Ente elas estão: arenitos diversos, ritmitos, siltitos, argilitos, folhelhos, e folhelhos sílticos. Ocorre ainda a presença de rochas intrusivas básicas, resultado do soerguimento pós-Cretáceo da Plataforma Sul-americana que promoveu a formação de diques e sills de diabásio, gabros, lamprófiros e





arenitos intertrapianos. Esses diques e sills pontuam o curso médio do Rio Mogi originando soleiras e rupturas de declive no perfil longitudinal, como corredeiras, pequenos saltos e cachoeiras. Sobre as estruturas sedimentares, as planícies do Rio Mogi Guaçu tendem a alargarem-se, muito embora a presença dos diques e sills promova um estrangulamento delas. Entre os quilômetros 170 e 280, aproximadamente distantes da nascente, apresentam-se o segundo grupamentos das planícies mais largas para o Rio Mogi Guaçu.

No médio curso inferior (Km 290 e 385, aproximadamente distantes da nascente), o Rio Mogi Guaçu escoa sobre estruturas sedimentares paleo-mesozóicas. A jusante do dique de diabásio que sustenta a Cachoeira de Emas (Km 290, aproximadamente distantes da nascente) ocorrem arenitos finos, siltitos, lamitos e folhelhos da Formação Corumbataí e arenitos finos a médios da Formação Pirambóia. Porém este trecho marca a transposição da região cuestiforme entre a Depressão Periférica Paulista e o Planalto Ocidental Paulista (BRASIL, 1983; ROSS, 1996) com grande presença de diques e sills de diabásio e gabros. Estas características afetam a dinâmica do Rio Mogi promovendo grande variação das larguras das planícies, entretanto com as menores médias de largura das planícies, com exceção da cabeceira por motivos óbvios.

No baixo curso superior, o canal do Mogi Guaçu escoa sobre os arenitos finos a médios da Formação Botucatu – entre o Km 374 e o Km 454 aproximadamente distante da nascente. Este trecho apresenta o grupamento das maiores larguras das planícies para o Rio Mogi Guaçu e uma das maiores planícies fluviais do Estado de São Paulo. Contudo no baixo curso inferior (Km 454-530, aproximadamente distante da nascente), o canal escoa sobre as rochas da Formação Serra Geral galgando basaltos e derrames tabulares superpostos e arenitos intercalados, trecho este em que as planícies estreitam-se até a desembocadura.

## **Conclusões**

A disposição dos resultados demonstra a influência das estruturas geológicas e litologias sobre a distribuição das larguras das planícies fluviais do Rio Mogi Guaçu. A erosão diferencial entre as litologias de graus distintos de resistência por onde escoa o Rio Mogi Guaçu, bem como os gradientes do canal fluvial produzidos pelos contrastes entre as estruturas geológicas e tectonismo regional (antigo ou recente) modificam as variáveis



ligadas a construção das planícies fluviais, tais como: energia de drenagem, dinâmica de escoamento e transporte de sedimentos, morfologia do canal, capacidade de transporte de sedimentos, competência do canal, tipo de carga detrítica fornecida ao canal, etc. A modificação local dessas variáveis, ou de uma em relação a outra (no caso dos gradientes do canal), cria condições locais para o desenvolvimento de amplas planícies, ou de modo contrário, de planícies estreitas.

O exemplo mais contundente para o caso do Rio Mogi Guaçu é o estreitamento da planície nos últimos 80 quilômetros. No trecho fluvial entre os Km 380-450, distantes da nascente (ver Figura 2), o Mogi Guaçu desenvolve ampla planície escoando por sobre os arenitos da Formação Botucatu (ver Figura 3). No trecho fluvial a jusante, as planícies fluviais sofrem um estrangulamento provocado pelos afloramentos dos derrames de basalto da Formação Serra. Ao escoar por sobre os arenitos, maior quantidade de sedimentos é fornecida ao canal fluvial, seja por erosão no próprio leito, fornecida por afluentes ou pelas vertentes. Neste caso o canal modifica os mecanismos de transporte por alteração da dinâmica de escoamento e de transporte de sedimentos, adotando morfologia meândrica. Desta forma o canal consegue regular a carga detrítica fornecida ao seguimento a jusante, o qual escoar por sobre os basaltos que fornecem carga detrítica de menor granulometria. Novamente o canal modifica os mecanismos de escoamento e transporte de sedimentos adotando morfologia retilínea, conseqüentemente estreitando a planície.

A mesma observação é verificada para o alto curso do Rio Mogi onde litologias de diferentes graus de metamorfismo e resistência a erosão, bem como tectonismo em diferentes períodos afetam o gradiente do canal e a energia de escoamento do fluxo. Tal disposição permite o desenvolvimento ora de planícies estreitas ora de planícies mais largas. Pode-se observar o estreitamento das planícies entre os Km 110-145, distantes da nascente (ver Figura 2), resultado do aumento do gradiente promovido pela “descida” do Planalto de Serra Negra-Lindóia (BRASIL, 1983).

Assim o modelo desenvolvido por Perez Filho; Christofolletti (1977) funciona para bacias hidrográficas ou canais fluviais que escoam por estruturas e litologias homogêneas. Caso contrário, estas últimas, influenciam as variáveis do sistema fluvial a medida que modificam-se no perfil longitudinal, afetando sua dinâmica, ou seja o transporte de sedimentos e o escoamento do fluxo que são responsáveis pelo balanço sedimentar e construção das planícies fluviais.

## Referências



AB'SABER, A. N. O domínio dos 'Mares de Morros' no Brasil. *Geomorfologia*, no. 2, São Paulo, 1966. Instituto de Geografia/USP.

ALMEIDA, F. F. M. de. *Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista*. São Paulo: Inst. de Geografia/USP, 1974. (Teses e monografias 14).

ALMEIDA, F. F. M. de, et al.. A. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. Pró-Minério/Promocet. São Paulo: IPT, 1981. (Vol. 1 e 2) Escala 1:500.000.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. *Boletim Paranaense de Geografia*. v. 16/17, p. 153-197, 1965.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. *Projeto Radambrasil: Levantamento de Recursos Naturais*, Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro, 1983. Vol. 32. p. 780. (6 mapas: geologia; geomorfologia; pedologia; vegetação; uso potencial da terra; avaliação do relevo).

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia Fluvial: o canal fluvial*. 2ª. ed., São Paulo: Edgard Blücher, 1981. p. 313.

CHRISTOFOLETTI, A. *Modelagem de Sistemas Ambientais*. São Paulo: Edgard Blücher, 1999. p. 236.

CUNHA, S. B. Geomorfologia fluvial. In: GUERRA, A.; CUNHA, S. B. (org.). *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994. Cap. 5, p. 211-252.

DURY, G. H. (ed.) *Rivers and River Terraces*. London: Macmillan, 1970. The Geographical Readings. p. 283.

GANDOLFI, N. *Investigações sedimentológicas, morfométricas e físico-químicas nas bacias do Mogi Guaçu, do Ribeira de Iguape e do Peixe*. São Carlos: EESC/Usf, 1971. (Geologia 15).

GREGORY, D. I.; SCHUMM, S. The effect of active tectonics on alluvial river morphology. In: RICHARDS, K. (ed.) *River Channel: environment and process*. Oxford: B. Blackwell, 1987. Cap. 3, p. 41-68.

GREGORY, K. J. (ed.) *River Channels Changes*. Chichester: J. Wiley & Sons, 1977.

HICKIN, E. J.; NANSON, G. C. The character of channel migration on the Beaton River, northeast British Columbia, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, n. 4, p. 487-494, 1975.

IVANCKO, C. M. A. M. et al. *Distribuição espacial das várzeas no Estado de São Paulo*. Campinas: Instituto Agrônomo de Campinas, 1985. p. 15. (Boletim Científico 2).

KNIGHTON, D. *Fluvial Forms and Process*. London: E. Arnold, 1984. p. 218.



LEOLPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. Rivers Meanders. *The Geological Society of America Bulletin*, v. 71, n. 6, p. 769-794, 1960.

\_\_\_\_\_. River Channel Patterns. In: DURY, G. H. (ed.) *Rivers and River Tarreces*. London: Macmillan, 1970. Cap. 7, p. 197-236.

MELLO, M. H. DE A. Determinação da Largura Efetiva de Escoamento na Bacia do Rio Mogi Guaçu: aplicação do modelo "Mcneill e Serra". *Boletim do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 4, 1979.

MORISAWA, M. *Rivers: forms and process*. N. York: Longman, 1985. (Geomorfology texts 7).

NANSON, G. Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada. *Sedimentology*, v. 27, n. 1, p. 03-29, 1980.

OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 504-515, 1985.

PEREZ FILHO, A.; CHRISTOFOLETTI, A. Relacionamento entre ordem e largura de planície de inundação em bacias hidrográficas. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 17, n. 34, p. 112-119, 1977.

PEREZ FILHO, A.; DONZELLI, J. L.; LEPSCH, I. F.; Relação solos-geomorfologia em várzea do Rio Mogi Guaçu. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 4, p. 181-187, 1980.

PEREZ FILHO, A.; RODRIGUES SILVA, F. B.; REGO, M. J. M. Análise de uma topossequência de solo no Vale do Rio Mogi Guaçu. *Geociências*, Rio Claro, v. 2, p. 33-41, 1983.

RICHARDS, K. *Rivers: forms and process in alluvial channels*. London: Metthuen, 1982.

RICCOMINI, C. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. São Paulo, 1995. Tese (Livre docência) Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.

RICCOMINI, C., GIANNINI, P. C. F.; MANCINI, F. Rios e processos aluviais, In: TEIXEIRA, W. et al. (org.) *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. Cap. 10. p. 191-214.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. Mapa Geomorfológico do Est. De São Paulo. *Revista do Dep. de Geografia da USP*, São Paulo, n. 10, p. 41-58, 1996.

SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Obras e Meio Ambiente; DAEE; Unesp. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, 1982a. 1 mapa da Folha SF-23-V-C (Ribeirão Preto). Esc. 1:250.000.

SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Obras e Meio Ambiente; DAEE; Unesp. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, 1982b. 1 mapa da Folha SF-23-Y-A (Campinas). Esc. 1:250.000.



SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Obras e Meio Ambiente; DAEE; Unesp. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, 1982c. 1 mapa da Folha SF-22-X-D (Araraquara). Esc. 1:250.000.

SCHUMM, S. Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. *The Geological Society of America Bulletin*, v. 74, n. 9, p. 1089-1100, 1963.

\_\_\_\_\_. *The Fluvial System*. N. York: J. Wiley & Sons, 1977. p. 338.

SILVA, C. L. Aspectos Neotectônicos do Médio Vale do Rio Mogi Guaçu: região de Pirassununga. 1997. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro.

SOUZA, I. de A. *Mudança no canal do Rio Paraná durante o Holoceno*. 2000. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro.

STEINBERG, H. O. R. A propósito dos meandros. *Revista Brasileira de Geografia do IBGE*. Rio de Janeiro, v. 4, n. 19, 1957.

STRAHLER, A. N. Hypsometric analysis of erosional topography. *Geological Society America Bulletin*, 63: 1117-1142, 1952.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. *Ambiente Fluvial*. 2ª. ed., Florianópolis: Ed. da Universidade do Federal do Paraná e Ed. da Universidade de Santa Catarina, 1990. p. 130.

TITARELLI, A. H. V. *O vale do Parateí: estudo geomorfológico*. 1975. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geografia. Universidade de São Paulo. São Paulo.

TRICART, J. Os tipos de leito fluvial. *Notícia Geomorfológica*. Campinas, v. 6, n. 11, p. 41-49, 1966.

\_\_\_\_\_. Comparação entre as condições de esculturação dos leitos fluviais em zona temperada e em zona tropical. *Notícia Geomorfológica*. Campinas, v. 4, n. 7/8, p. 7-9, 1961.

\_\_\_\_\_. *Ecodinâmica*. Rio de Janeiro: FIBGE/Supren, 1977.

WU, Fu-Tai. Minerais e rochas arenosas do Subgrupo Itararé e Formação Aquidauana no Centro-Leste do Estado de São Paulo. *Geociências*. Rio Claro, v. 1, p. 7-27, 1982.