



Número: 94/2008

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
ÁREA ANÁLISE AMBIENTAL E DINÂMICA TERRITORIAL**

MÁRCIO HENRIQUE DE CAMPOS ZANCOPÉ

ANÁLISE MORFODINÂMICA DO RIO MOGI GUAÇU

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de
Geociências para obtenção do título de Doutor em
Ciências.

Orientador: Prof. Dr. Archimedes Perez Filho

CAMPINAS - SÃO PAULO

Agosto - 2008

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA CENTRAL DA UNICAMP

Bibliotecário: Helena Joana Flipsen – CRB-8ª / 5283

Z15a	Zancopé, Márcio Henrique de Campos. Análise morfodinâmica do Rio Mogi Guaçu / Marcio Henrique de Campos Zancopé. -- Campinas, SP : [s.n.], 2008. Orientador: Archimedes Perez Filho. Tese (doutorado) - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. 1. Geomorfologia fluvial - Mogi-Guaçu, Rio (SP). 2. Geomorfologia fluvial - Estudos longitudinais. 3. Rochas sedimentares. 4. Bacias hidrográficas. I. Perez Filho, Archimedes. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.
------	---

Título e subtítulo em inglês: Morphodynamics analysis of the Mogi Guaçu River.

Palavras-chave em inglês (Keywords): Fluvial geomorphology - Mogi-Guaçu, River (SP); Fluvial geomorphology - Longitudinal studies; Rocks, Sedimentary; Basins, River.

Área de Concentração: Análise Ambiental e Dinâmica Territorial.

Titulação: Doutor em Ciências.

Banca examinadora: Cleide Rodrigues, Sandra Batista Cunha, Iandara Alves Mendes, Regina Célia de Oliveira.

Data da Defesa: 29-08-2008.

Programa de Pós-Graduação em Geografia.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
ÁREA ANÁLISE AMBIENTAL E DINÂMICA TERRITORIAL

AUTOR: MÁRCIO HENRIQUE DE CAMPOS ZANCOPÉ

ANÁLISE MORFODINÂMICA DO RIO MOGI GUAÇU

ORIENTADOR: Prof. Dr. Archimedes Perez Filho

Aprovada em: 29 / 08 / 2008

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Archimedes Perez Filho

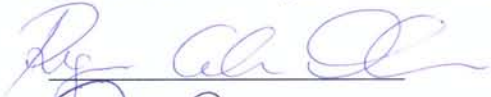
Profa. Dra. Iandara Alves Mendes

Profa. Dra. Regina Célia de Oliveira

Profa. Dra. Cleide Rodrigues

Profa. Dra. Sandra Baptista da Cunha

 - Presidente





Campinas, 29 de agosto de 2008

DEDICATÓRIA

À Maria Rosa
Mãe muito amada

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho só foi possível graças à ajuda e à colaboração direta ou indireta de muitas pessoas. Manifestamos nossa gratidão a todas elas e de forma especial:

ao Prof. Archimedes Perez Filho, que possibilitou a realização deste trabalho, e mais importante, nos guiou por entre a complexidade dos sistemas naturais, especialmente os fluviais, germinando em nossa mente as inúmeras possibilidades provindas das relações entre os rios, as planícies fluviais e as sociedades humanas;

ao Dr. Salvador Carpi Jr., grande amigo, que sempre ao nosso lado colaborou com os trabalhos e apoiou todas as etapas deste empreendimento;

à Profa. Lucí Hidalgo Nunes, que nos ensinou a generosidade e a seriedade no cotidiano da pesquisa e dos assuntos acadêmicos;

ao Prof. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira, que ajudou a expandir nossas idéias ao mostrar outras possibilidades para compreender a dinâmica entre os rios e as planícies fluviais;

à Profa. Regina Célia de Oliveira, que ajudou a ancorar nossas idéias perante as necessidades acadêmicas;

à Valdirene Pinotti e Edinalva Schultz, da Secretaria de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, que com sensibilidade, paciência e habilidade indicaram os caminhos burocráticos da academia;

e aos AMIGOS que adquiri no Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, pela compreensão e incentivo para continuar sempre em frente.

"Que mais [eles] poderiam dizer [sobre nós]?...
...A erosão dos acidentes geográficos, os desenhos dendríticos
e os meandros fluviais, a presença de lagos e de desgastadas
"rolhas" vulcânicas, tudo isso dava o testemunho de uma antiga
batalha entre os processos geomorfológicos [...]. Na verdade,
podia-se ver, num relance, que aquele era um planeta antigo,
com uma civilização bastante recente. ...Talvez fosse essa
a única característica fundamentalmente 'sui generis' da
Terra."

Reflexões da Dra. Ellen
"Contacto" - Carl Sagan, 1985

“Mais do que simples espaços territoriais, os povos herdaram
paisagens e ecologias, pelas quais certamente são responsáveis,
ou deveriam ser responsáveis.”

Aziz Ab'Saber, 2003.

SUMÁRIO

ÍNDICE	xiii
ÍNDICE DE FIGURAS.	xv
ÍNDICE DE TABELAS	xix
RESUMO	xxi
ABSTRACT	xxiii
1. INTRODUÇÃO	01
2. MÉTODO E MATERIAIS.	09
3. RESULTADOS E DISCUSSÕES	31
4. CONCLUSÕES	97
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	101

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO.	1
1.1 Objetivos	7
2. MÉTODO E MATERIAIS	9
2.1. O método	11
2.2. A hipótese	17
2.3. Procedimentos	17
2.4 Área de estudo	23
3. RESULTADOS E DISCUSSÕES	31
3.1. Perfil longitudinal	31
3.1.1 Perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu	36
3.1.2 Perfil longitudinal do Vale do Mogi Guaçu	38
3.1.3 Correlações litológicas e estruturais	41
3.2 Evolução dos meandros.	51
3.2.1 Meandros do Rio Mogi Guaçu	56
3.2.2 Migração dos meandros de <i>Jataí</i>	57
3.2.3 Migração dos meandros da <i>Fazenda Campininha</i>	61
3.2.4 Comparação dos processos de migração entre os meandramentos.	63
3.2.5 Análise morfométrica dos meandros	65
3.3 Associação de Pedofácies.	75
3.3.1 Depósitos sedimentares nas planícies de canais meandrantess	75

3.3.2 Pedofáceis	79
3.3.3 Perfil do ponto 1	85
3.3.4 Perfil do ponto 2	90
3.3.5 Correlações das pedofáceis.	93
4. CONCLUSÕES	97
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	101
5.1 Bibliografia	109

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2-1	Modelo das relações entre as variáveis do sistema canal fluvial.	15
Figura 2-2	A planície fluvial, o rio e o comprimento do vale.	18
Figura 2-3	Articulação das cartas topográficas do IBGE e IGC-SP e relação da base cartográfica	19
Figura 2-4	Planícies fluviais e trechos do Rio Mogi Guaçu analisados	20
Figura 2-5	Variáveis geométricas e parâmetros para análise dos meandramentos. . . .	21
Figura 2-6	Localização do Rio Mogi Guaçu.	23
Figura 2-7	Compartimentos geomorfológicos que o Rio Mogi Guaçu transpõe, adaptado do Radambrasil	24
Figura 2-8	Correlações com o perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu	26
Figura 2-9	Trecho do meandramento da Fazenda Campininha	29
Figura 2-10	Trecho do meandramento de Jataí	30
Figura 3-1	Ajustamento de rios entrelaçados diante da deformação crustal	33
Figura 3-2	Ajustamento de rios meandramentos com carga mista (A) e com carga em suspensão (B) frente a deformação crustal	34

Figura 3-3	O cinturão meândrico do Rio South Fork Madison no SW de Montana (EUA)	35
Figura 3-4	Perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu	37
Figura 3-5	Perfil longitudinal do médio e baixo-curso do Rio Mogi Guaçu (escala semi-log)	38
Figura 3-6	Efeitos causados pelas mudanças nos gradientes dos cursos d'água.	39
Figura 3-7	Perfil longitudinal do Vale do Mogi Guaçu	40
Figura 3-8	Perfil longitudinal do médio e baixo-curso do Vale do Mogi Guaçu	41
Figura 3-9	Estruturas geológicas e feições estruturais da bacia do Rio Mogi Guaçu .	42
Figura 3-10	Principais feições estruturais da Bacia Sedimentar Paraná no Estado de São Paulo.	45
Figura 3-11	Comparação entre classificações de canais fluviais	52
Figura 3-12	Relação entre sinuosidade e declividade dos canais fluviais (A) e comparação entre diferentes índices de sinuosidade (B)	53
Figura 3-13	Distribuição geral das velocidades dos fluxos nos canais meandrant. ...	55
Figura 3-14	Migração dos meandros de Jataí em Guataporã/SP.	58
Figura 3-15	Migração dos meandros de Jataí em Luis Antônio/SP	59
Figura 3-16	Migração dos meandros da Fazenda Campininha.	63
Figura 3-17	Comparação entre os processos de migração dos meandramentos de Jataí e Fazenda Campininha.	64

Figura 3-18	Planície do Meandramento de Jataí.	67
Figura 3-19	Variação dos raios de curvatura dos meandros atuais e abandonados (paleocanais) do meandramento de Jataí.	69
Figura 3-20	Variação dos raios de curvatura dos meandros atuais e abandonados (paleocanais) do meandramento da Fazenda Campininha.	70
Figura 3-21	Perfis topomorfológicos associados aos solos da planície do meandramento da Fazenda Campininha	72
Figura 3-22	Relação entre a migração fluvial e os depósitos sedimentares	77
Figura 3-23	Modelo de pedofácies	82
Figura 3-24	Diagrama esquemático do desenvolvimento de seqüências de pedofácies simples e de pedofácies composta.	84
Figura 3-25	Localização dos pontos	85
Figura 3-26	Localização do ponto 1	86
Figura 3-27	Perfil do ponto 1	87
Figura 3-28	Acumulação de argila no perfil do ponto 1.	88
Figura 3-29	Sucessão dos depósitos dos perfil dos pontos 1 e 2.	89
Figura 3-30	Situação do perfil do ponto 2.	90
Figura 3-31	Depósito de rompimento de dique no perfil do ponto 2	91
Figura 3-32	Fendas de dessecação no perfil do ponto 2	92

Figura 3-33 Perfil do ponto 2 93

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3-1	Frequência dos tipos de migração de meandros do Rio Mogi Guaçu – Meandros de Jataí.	60
Tabela 3-2	Frequência dos tipos de migração de meandros do Rio Mogi Guaçu – Meandros da Fazenda Campininha.	62
Tabela 3-3	Frequência dos raios de curvatura dos meandros de Jataí. M At – meandros atuais; M Ab – meandros abandonados (paleocanais).	68
Tabela 3-4	Frequência dos raios de curvatura dos meandros da Fazenda Campininha. M At – meandros atuais; M Ab – meandros abandonados (paleocanais) . . .	68



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Pós-Graduação em Geografia

ANÁLISE MORFODINÂMICA DO RIO MOGI GUAÇU

RESUMO

Tese de Doutorado

Márcio Henrique de Campos Zancopé

Este estudo mostra que a dinâmica fluvial do Rio Mogi Guaçu (NE do Estado de São Paulo, SE Brasileiro) é influenciada pelas estruturas geológicas da bacia hidrográfica e pelas litologias que sustentam o leito fluvial. Essas estruturas e litologias afetam a forma do perfil longitudinal, alterando as relações entre a dinâmica da corrente fluvial e a carga sedimentar, seccionando o curso d'água em trechos com diferentes condições de transporte e morfologia do canal. A análise do perfil longitudinal do Vale e do Rio Mogi Guaçu permitiu correlacionar as estruturas geológicas e a distribuição da litologia com as anomalias na forma do perfil. Estas anomalias são setores do curso fluvial situados acima ou abaixo da linha de tendência do perfil longitudinal. Litologias resistentes à erosão fluvial sustentam anomalias acima da linha de tendência do perfil, enquanto que estruturas e lineamentos orientaram movimentos neotectônicos quaternários, promovendo anomalias abaixo da linha de tendência. A análise do desenvolvimento dos meandramentos e a associação de pedofácies mostraram duas planícies do Rio Mogi Guaçu com comportamentos morfodinâmicos distintos. A primeira delas, situada a montante de uma anomalia na forma do perfil longitudinal, mostrou processos de migração dos meandros concentrados exclusivamente no cinturão meândrico e solos com maturidade mínima e intermediária. A segunda, situada a jusante de outra anomalia, mostrou processos de migração dos meandros dispersos por toda a planície aluvial e solos com maturidade mínima. As estruturas geológicas e litologias promovem as anomalias na forma do perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu por meio de mudanças no gradiente fluvial, formando setores com comportamentos morfodinâmicos diferentes.

Palavras-chave: geomorfologia fluvial; morfodinâmica fluvial; perfil longitudinal; meandramento; canal fluvial; Rio Mogi Guaçu.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
Pós-Graduação em Geografia

MORPHODYNAMICS ANALYSIS OF THE MOGI GUAÇU RIVER

ABSTRACT

Doctrate Thesis

Márcio Henrique de Campos Zancopé

This study shows that fluvial dynamics of the Mogi Guaçu River (NE State of São Paulo, SE Brazilian) is influenced by hydrographic basin geological structures and lithologies that sustain the river bed. These structures and lithologies affect the shape of the longitudinal profile, changing the relationships between the stream flow dynamics and sedimentary load, breaking the river into segments with different transport conditions and morphology of the channel. Longitudinal profile analysis of the Mogi Guaçu Valley and River allowed to correlate the geological structures and distribution of lithology with the anomalies in the shape of the profile. These anomalies are segments of the river located above or below the trend line of the longitudinal profile. Lithologies resistant to fluvial erosion sustain anomalies above trend line of the profile, while structures and lineaments oriented Quaternary neotectonics motions, promoting anomalies below the trend line. Meandering development analysis and pedofacies association showed two floodplains of Mogi Guaçu River with different morphodynamics behaviors. The first of them, upstream an anomaly in the shape of the profile, showed meanders migration processes concentrated exclusively in the meander belt and soils with minimum and intermediate maturity. The second, downstream another anomaly in the shape of the profile, showed meanders migration processes for the whole floodplain and soils with minimum maturity. The geological structures and lithologies promote the anomalies in the shape of the longitudinal profile of the Mogi Guaçu River through changes in the fluvial gradient, forming segments with different morphodynamics behaviors.

Keywords: fluvial geomorphology; fluvial morphodynamics; longitudinal profile; meandering; fluvial channel; Mogi Guaçu River.

1. INTRODUÇÃO

Os sistemas fluviais desempenham um papel fundamental na organização espacial, tanto relacionado aos próprios processos naturais, quanto aos processos ligados à vida do Homem, nas mais diferentes escalas espaciais e temporais. Na Pré-história, os rios serviram como vias para a migração de grupos populacionais e interiorização de comunidades primitivas na Ásia e Europa. Na Antigüidade, as relações entre os sistemas sócio-econômicos e os sistemas fluviais foram eminentemente importantes para a organização espacial, pois os rios favoreceram o estabelecimento e desenvolvimento das Grandes Civilizações da Antigüidade. Exemplo disso foi a íntima relação da Civilização Egípcia com o Nilo, na qual o rio era fonte de abastecimento de água potável, via de transporte e formador de áreas agricultáveis das planícies por meio de sua dinâmica fluvial sazonal. Outro exemplo dessa organização espacial foi a relação da Civilização Babilônica com os rios Tigre e Eufrates. Esses rios exerciam a função de fonte de água, de estabelecimento das terras das planícies para cultivos em larga escala e via de comunicação e transporte do Crescente Fértil, permitindo o desenvolvimento do entreposto comercial da cidade da Babilônia em importante potência regional e em sociedade de grande difusão cultural. A conquista do Vale do Jordão na Palestina, por tribos hebraicas migrantes, contribuiu para o

desenvolvimento de uma sociedade de forte doutrina religiosa, cuja dispersão cultural ulterior influenciou marcadamente o pensamento sócio-religioso das civilizações ocidentais até a Era Contemporânea.

Essas relações entre as sociedades humanas e os sistemas fluviais ainda influenciam organizações espaciais na atualidade. A transposição das águas do Lago Ontário através dos vales do Rio Mohawk e do Rio Hudson, no NE dos Estados Unidos, é fundamental para a rede de abastecimento sustentar a Região Metropolitana de Nova York. O alívio na demanda por água e a amortização dos custos da transposição permitem que as taxas de distribuição de água sejam aceitáveis e que Manhattan continue sendo viável como centro financeiro mundial e metrópole internacional. A Região Metropolitana de Los Angeles, na periferia do Deserto de Mojave, no SW dos Estados Unidos, teve parte do seu crescimento e desenvolvimento graças ao Aqueduto Califórnia que transpõe as águas do Vale de San Joaquin ao drenar a face Sul-ocidental da Sierra Nevada. O cinturão agrícola de Palm Springs–Mar Salton, que alimenta a Região Metropolitana de Los Angeles, é irrigado pela canalização de parte da vazão do Baixo Colorado.

Essas relações sistêmicas influenciam fortemente na organização dos sistemas de transporte dos Países Baixos, Flandres e Renânia do Norte na Europa. Extensa rede de canais fluviais e fluvio-lagunares, naturais e artificiais, formam um sistema de hidrovias essencial para essas regiões. O sistema de transporte da Região Norte do Brasil é fundamentalmente hidroviário, baseado na densa rede de canais da Bacia Hidrográfica do Amazonas. Essas extensas redes hidrográficas permitem o deslocamento de grandes volumes de mercadorias e pessoas por grandes distâncias com custos e taxas muito baixas.

Essas relações sistêmicas influenciam também a organização dos sistemas energéticos. No Brasil, por exemplo, a energia hidráulica é a principal fonte geradora de eletricidade, uma vez que quase 83% da energia elétrica produzida são resultantes da conversão da energia do escoamento fluvial em eletricidade (ANEEL, 2005). Um fator para essa ocorrência é que o Brasil possui cerca de 20% do total da água de escoamento fluvial da superfície do planeta (LATRUBESSE; STEVAUX; SINHA, 2005). Afinal, não é por acaso que a América do Sul é denominada o continente dos rios. Para abastecer o mercado consumidor de energia elétrica do Centro-Sul do Brasil, 60% da capacidade instalada brasileira encontra-se nos rios da Bacia Hidrográfica do Paraná e das Bacias Costeiras do Sudeste, segundo o Sistema de Informações Georreferenciadas do Setor Elétrico (ANEEL, 2007). Tal organização espacial se dá pela

proximidade daqueles potenciais hidrelétricos a este mercado consumidor, e produziu uma elevada transformação dos sistemas naturais regionais. No Estado de São Paulo, a regularização dos fluxos fluviais para a instalação das grandes usinas hidrelétricas transformou os rios em seqüências de lagos de barragens, alterando a dinâmica fluvial e diversos ecossistemas, e esgotando quase todo potencial hidroenergético para aproveitamentos de grande porte. Cabe lembrar que as agências reguladoras do setor elétrico brasileiro planejam a expansão do sistema gerador por meio da ampliação do parque de usinas hidrelétricas de grande porte, buscando potenciais em bacias hidrográficas cada vez mais distantes, como a Bacia Amazônica e a do Tocantins/Araguaia.

Não obstante, os sistemas fluviais não se apresentam apenas como recurso natural para as sociedades humanas, mas têm outras funções importantes na organização espacial, funções que configuram a temática deste trabalho. Os rios e as redes de drenagem são parte integrante dos sistemas ambientais físicos. Em virtude de sua aptidão relacionada aos processos de erosão, transporte e deposição, os rios constituem significativos agentes geológicos e geomorfológicos, uma vez que contribuem para as contínuas transformações das paisagens e são co-responsáveis pela permanente esculturação do relevo da superfície terrestre.

Os rios são condutores de matéria dos sistemas ambientais físicos, pois drenam para fora da bacia hidrográfica o excedente de água resultante das precipitações meteóricas, descontados os volumes que são absorvidos e integram a estrutura fisiológica dos seres vivos, os que compõem a umidade dos solos e mantos de alteração, os que sofrem evapotranspiração e retornam a atmosfera, e os que sofrem percolação profunda e recarregam os aquíferos, participando do ciclo hidrológico de longa duração. Deve ser lembrado que existe um volume de água subterrânea de escoamento subsuperficial e pouco profundo que alimenta os rios, chamado de fluxo basal. Esses rios ocorrem freqüentemente em regiões úmidas e são chamados de efluentes, já que suas descargas líquidas aumentam para jusante, conforme aumenta a área da bacia hidrográfica. Ao contrário, em regiões semi-áridas e áridas, ocorrem freqüentemente os rios influentes, uma vez que suas descargas diminuem para jusante, decorrente da recarga da água subterrânea por parte do volume escoado por esses rios.

No entanto, o superávit hídrico de uma bacia fornece apenas o volume de água. O escoamento fluvial é devido à atuação da força da gravidade sobre a massa d'água, que se dá na forma de energia potencial. Quando essa energia potencial supera as forças de resistência interna

da massa d'água (turbulência interna) e de resistência externa exercida pelas superfícies do terreno¹ (fricção externa), inicia-se o escoamento fluvial. Assim, o escoamento das águas fluviais, resultante da conversão da energia potencial em energia cinética ou do movimento, é executado através de um sistema altamente organizado de canais definidos em fluxos sazonais ou permanentes, fluindo das regiões montanhosas, serranas e planálticas em direção a lagos, bacias, mares ou oceanos.

No baixo curso dos rios, a energia potencial é mínima, e é usada apenas na conservação do movimento, sendo quase toda consumida para superar as forças de resistência ao fluxo fluvial. É nas terras altas que ocorre um pequeno excedente de energia na transformação parcial da energia potencial em energia cinética. Segundo Morisawa (1985), estima-se que 95% da energia de um rio sejam gastos para superar a turbulência interna e a fricção externa, e para colocar a massa d'água em movimento. A pequena quantidade de energia disponível permite aos rios executarem sua importante ação geológica e geomorfológica, isto é, o trabalho fluvial. O trabalho fluvial consiste na capacidade do rio remover e transportar sedimentos detríticos e lançá-los em outro rio, lago, mar ou oceano, ou depositá-los nas planícies fluviais, fluvio-marinhas ou fluvio-lacustres. Essas cargas sedimentares são obtidas nas próprias margens do canal e no fundo do leito, porém sua maior parte é fornecida ao rio pelo deslocamento detrítico das vertentes, por meio da ação erosiva sobre a cobertura pedológica e os mantos de alteração (SUGUIO; BIGARELLA, 1990; CHRISTOFOLETTI, 1981).

Assim, por meio do trabalho fluvial, os rios são condutores de energia e de matéria sólida e líquida dos sistemas ambientais físicos, ou seja, carregam para fora da bacia hidrográfica os materiais detríticos produzidos em seu interior, além do excedente de água. Como observou Christofolletti (1981, p. 1), “carregando água e detritos dos continentes para os oceanos, as redes hidrográficas são as principais vias para o transporte dos produtos elaborados pela meteorização”. Esse deslocamento e condução de matéria e energia contribuem para a esculturação do modelado do relevo terrestre. A Depressão Periférica Paulista e as Depressões Marginais Sul e Norte Amazônicas são exemplos da contribuição dos rios para esculturação do relevo brasileiro. Esses grandes compartimentos do relevo foram esculpidos por longas atividades erosivas com alternância de ciclos secos (pediplanação) e ciclos úmidos (meteorização bio-química) ao longo do Terciário Superior e Quaternário Inferior. Nas Depressões Marginais Amazônicas, o volume

¹ No caso do escoamento fluvial, as superfícies do terreno correspondem às margens do canal e o fundo do leito.

de material removido foi suficiente para imprimir características de eversão, pois o processo de esculturação exumou superfícies de aplanamento antigas anteriores a formação da própria bacia amazônica (AB'SABER, 1949, 1972; ROSS, 1985). Os rios Piracicaba, Capivari e Sorocaba, enquanto rios subseqüentes, contribuíram para a esculturação da Depressão Periférica Paulista. Esses rios conduziram para o Rio Tietê os materiais produzidos pelas fases erosivas Pós-Cretáceas, que como um rio conseqüente carregou os sedimentos para o Rio Paraná, e este os lançou então para fora do território brasileiro. Certamente, os rios da rede de drenagem do Amazonas executaram trabalho semelhante na esculturação das Depressões Marginais. Segundo fontes apuradas por Latrubesse, Stevaux e Sinha (2005), a carga sedimentar atual do Rio Amazonas é estimada em cerca de 1000 milhões de toneladas/ano.

Entretanto, o transporte de sedimentos ocorre de modo desigual em diversos sistemas fluviais, ou ainda ao longo de um mesmo rio. Apresentando uma análise geral dos grandes sistemas fluviais tropicais, Latrubesse, Stevaux e Sinha (2005) mostraram que o transporte de sedimentos está relacionado com as províncias geológico-geomorfológicas onde esses grandes sistemas fluviais estão instalados. Sistemas fluviais sobre cinturões orogênicos ativos têm alta produção de sedimentos. O Brahmaputra e o Ganges, ao drenar a porção meridional do cinturão dos Himalaias, despejam 900 a 1200 milhões de ton/ano de sedimentos detríticos no Golfo de Bengala no Oceano Índico. Os tributários do Sistema do Amazonas que drenam o cinturão dos Andes são responsáveis por 90% do total da carga sedimentar do maior sistema fluvial do mundo em descarga líquida.

Contrariamente a esses exemplos, os sistemas fluviais sobre áreas cratônicas possuem baixo suprimento sedimentar. O Rio Negro, ao drenar o Cráton Norte-Amazônico, carrega 8 milhões de ton/ano de sedimentos, enquanto que os tributários andinos do Rio Maderia carregam estimadamente entre 248 a 600 milhões de ton/ano, contribuindo com 50% da carga de sedimentos suspensos do Rio Amazonas. O Rio Congo, segundo maior sistema fluvial do mundo em descarga líquida, carrega 40 milhões de ton/ano de sedimentos. Essas relações podem ser explicadas na medida em que os rios apresentam correntes velozes e de alta energia capazes de transportar grandes quantidades de carga detrítica, ao “descerem” das regiões elevadas dos cinturões orogênicos, em razão do elevado gradiente decorrente da amplitude altimétrica. Nas áreas cratônicas, o relevo apresenta-se topograficamente mais rebaixado por longos ciclos erosivos em duradoura estabilidade tectônica. Assim, ocorrem menores gradientes fluviais,

promovendo rios com descargas de menor energia, e conseqüentemente competência e capacidade de transporte menores.

A complexidade dessas relações aumenta ao compararem-se sistemas fluviais sob domínios morfoclimáticos e fitogeográficos diferentes. Na região do Brasil Central, sobre cinturão orogênico Pré-cambriano, inativo e arrasado por longas fases erosivas, os rios Araguaia e Tocantins, com áreas de drenagem de 377 e 757 mil Km² sob predomínio de cerrado (savana e/ou savana-florestada) carregam cerca de 18 e 58 milhões de ton/ano de sedimentos, respectivamente. Já o Tapajós e o Xingu, com áreas de drenagem de 490 e 504 mil Km² sob floresta equatorial, em áreas do Cráton Sul-Amazônico, carregam cerca de 6 e 9 milhões de ton/ano de sedimentos, respectivamente². Nestes casos, a cobertura florestal mais densa intensifica os processos pedogenéticos e dificulta a ação erosiva, o deslocamento detrítico sobre as vertentes e o fornecimento de carga sedimentar aos rios. Nos casos onde a cobertura florestal é menos densa, a ação erosiva sobre as vertentes deslocaria maior quantidade de detritos, fornecendo mais carga sedimentar aos rios.

Não obstante, o transporte de sedimentos não ocorre diretamente das cabeceiras dos rios para os oceanos, sendo parte dela estocada ao longo da trajetória de escoamento dos rios, dando origem às planícies fluviais. As relações entre a dinâmica das correntes fluviais e os tipos e quantidades de carga detrítica determinam os regimes de transporte de sedimentos e estabelecem uma grande variedade de formas de canal fluvial. Muitas vezes, algumas dessas formas de canal apresentam-se como padrões intermediários das classes tradicionalmente conhecidas dos canais retilíneos, meandantes e entrelaçados, estabelecendo um '*continuum*' entre eles. Essa classificação tripartite dos padrões de canal fluvial foi difundida por L. B. Leopold e G. Wolman nas décadas de 1960 e 1970 (LEOPOLD; WOLMAN, 1970) e encontra-se muito enraizada na literatura geomorfológico-fluvial.

Os padrões de canal são resultantes das relações e interações entre as variáveis do sistema fluvial, como o fluxo fluvial, a carga detrítica, a forma do perfil longitudinal (gradiente fluvial), etc. Segundo a própria qualificação conceitual, as variáveis sofrem flutuações em diferentes escalas temporais e espaciais. Portanto, os padrões de canal constituem formas que dinamicamente se ajustam às flutuações das variáveis do sistema fluvial por um conjunto

² Dados de descarga média (m³/s), área de drenagem (km²) e carga sedimentar (ton/ano) foram obtidos pela compilação executada por Latrubesse, Stevaux e Sinha (2005).

ordenado de processos. Esses processos que organizam as transformações ou os ajustes dos padrões de canal fluvial, entre combinações diferentes das variáveis ao longo do tempo e do espaço (*continuum*), são denominados de processos morfodinâmicos fluviais.

Este trabalho analisa os processos morfodinâmicos do Rio Mogi Guaçu (NE do Estado de São Paulo, vide item 2.4), investigando as transformações dos padrões de canal ao longo do curso fluvial resultantes das interações entre os componentes, variáveis e fatores do seu sistema fluvial. Os sistemas fluviais apresentam grande importância geográfica, pois desempenham, conforme mostrado, inúmeras funções importantes na organização espacial. Outra relevância geográfica se encontra em colaborar para o entendimento das relações dos sistemas fluviais com os demais sistemas ambientais físicos. A interação entre os sistemas ambientais físicos e as sociedades humanas dá origem às organizações espaciais, objeto de estudo da Geografia, do ponto de vista da abordagem sistêmica (CHRISTOFOLETTI, 1999, p. 41).

1.1. Objetivos

Os elementos ou componentes dos sistemas fluviais são as redes de drenagem e os rios. As redes de drenagem são compostas por um conjunto de canais de escoamento fluvial interligados formando a bacia hidrográfica (CHRISTOFOLETTI, 1974, p. 81). Os rios são considerados os canais naturais por onde escoam as águas doces correntes, de fluxo permanente ou sazonal, constituindo o elemento ou unidade fundamental das bacias hidrográficas. Este trabalho se dedica particularmente ao rio e seus processos operantes, as variáveis e os fatores que o influencia. Possui o objetivo de analisar como o Rio Mogi Guaçu (NE do Estado de São Paulo, vide item 2.4) se ajusta ou se adapta às influências das variáveis independentes do sistema fluvial e das interações com outros sistemas ambientais físicos. De modo especial, procura contribuir para o entendimento das relações entre a dinâmica de transporte de sedimentos, as formas ou padrões do canal e as planícies fluviais, e como os fatores litológicos e geológico-estruturais afetam essas relações.

Assumindo o rio como objeto de estudo e os ajustes às influências das variáveis independentes e das interações com outros sistemas como orientação para um horizonte temático e metodológico, os objetivos específicos deste trabalho são:

- a) verificar como a litologia e as estruturas geológicas da bacia do Rio Mogi Guaçu perturbam a dinâmica fluvial do transporte de sedimentos, promovendo a formação de trechos ao longo do rio com predomínio de processos de entalhamento do canal (erosão normal), além de trechos com predomínio de processos de sedimentação (agradiação), permitindo o desenvolvimento das planícies fluviais;
- b) verificar como essas perturbações na dinâmica do transporte de sedimentos promovem a formação, ao longo do rio, de trechos com padrões de canal diferentes;
- c) observar a interação entre os padrões meandantes do Rio Mogi Guaçu, os seus processos de migração e a sedimentação nas planícies fluviais;

2. MÉTODO e MATERIAIS

A abordagem sistêmica oferece o paradigma científico de uma metodologia unificadora, de modo a superar o dualismo observado na historiografia da Geografia e o isolamento do Homem em relação aos fenômenos naturais. Como observou Greogory (1992, p. 218), o conceito de sistema não era novo, porém, a aceitação da abordagem sistêmica nas Ciências Naturais e da Terra deveu-se ao desenvolvimento do conceito de Ecossistema, proposto por A. G. Tansley, em 1935. Na Geografia, e particularmente na Geografia Física, a reorientação do pensamento científico em direção à abordagem sistêmica decorreu desses conceitos apresentarem a propriedade de colocar “[...] juntos o meio ambiente, o homem e o mundo vegetal e animal dentro de um único quadro conceitual, no qual se pode analisar a interação entre os componentes” (GREOGORY, 1992, p. 219).

A incorporação da abordagem sistêmica na Geografia Física levou mais de trinta anos, sendo introduzida pelos trabalhos de Strahler (1950, 1952), sobre análise quantitativa de redes de drenagem; de Hack (1957, 1960), sobre a teoria do equilíbrio dinâmico; e de Chorley (1962), sobre a teoria dos sistemas gerais e geomorfologia, segundo Christofolletti (1974, p. 1, 1981, p. 105). Conforme Greogory (1992), esse processo de incorporação chega ao ápice com a obra de Chorley e Kennedy (1971), sobre a abordagem sistêmica na Geografia Física, mostrando

o inter-relacionamento e a interação entre os sistemas físicos e sócio-econômicos, e como essas relações são compatíveis com as idéias da Teoria dos Sistemas Gerais, proposta por L. von Bertalanffy, no final da década de 1930.

Assim, a abordagem sistêmica na Geografia se preocupa com a organização espacial resultante das relações e interações entre os sistemas ambientais físicos e os sistemas sócio-econômicos. A organização espacial deve ser passível de modelagem e levantamento cartográfico, pois se trata de um sistema ordenado, cujo arranjo e forma são expressos pela estrutura, e apresenta dimensão territorial, perceptíveis na superfície terrestre. Ainda mostra que esses sistemas não atuam de modo isolado, mas compreendem o universo dos fenômenos e eventos que, no decurso de suas mudanças e por meio de seu dinamismo, repercutem um no outro (CHRISTOFOLETTI, 1979, 1999).

A análise da estrutura dos sistemas permite caracterizar sua unidade básica ou seu elemento do sistema, como por exemplo: a vertente como elemento do sistema geomorfológico, a rodovia como elemento do sistema viário, a moeda como elemento do sistema financeiro, etc. Vários elementos podem ser identificados dependendo da escala de análise, cada qual constituindo um sistema em si ou um subsistema, se se observar o fenômeno numa escala superior. Este trabalho investiga o rio enquanto unidade básica da estrutura dos sistemas fluviais.

Deve ser observado que, a abordagem sistêmica não foi o único paradigma científico a orientar os estudos sobre os rios. Christofolletti (1981) dedicou um capítulo do seu livro para dissertar sobre a evolução das abordagens metodológicas nos estudos fluviais, principalmente as idéias em torno do perfil longitudinal. Zancopé e Perez Filho (2002) apresentaram breve resumo sobre as três correntes principais acerca dos estudos fluviais.

No século XVI, Galileu Galilei possuía alguns manuscritos sobre o escoamento fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1981). Porém, foi Alexandre Surell que postulou as primeiras leis da morfologia fluvial, em 1841, apoiando-se em diversos trabalhos pontuais, principalmente naqueles desenvolvidos por engenheiros italianos sobre torrentes alpinas, e em estudos próprios nos Alpes franceses, segundo observações de Abreu (1980). Entre essas leis estão o princípio da *erosão regressiva* e os conceitos de *nível de base* e *perfil longitudinal de equilíbrio*, além da análise do trabalho fluvial, que segmentou o rio em *bacia de recepção*, *canal de escoamento* e *cone de dejeção* (ABREU, 1980). Essa segmentação levou, mais tarde, ao surgimento dos termos alto-curso, médio-curso e baixo-curso fluvial, respectivamente, porém não com a mesma

semântica. A partir de então, os estudos fluviais deixaram de ser tratados isoladamente e de ter um desenvolvimento descontínuo, começando a apresentar rumos mais precisos.

Com o Ciclo Geográfico de W. M. Davis, em 1899, registra-se novo impulso nos estudos fluviais, ao postular que o trabalho fluvial seria mais eficiente quando o rio alcançava o perfil longitudinal de equilíbrio. Neste estágio, o rio controlaria a evolução das vertentes até que a paisagem atingisse a senilidade ou novo ciclo se iniciasse (CHRISTOFOLETTI, 1981). O Ciclo Geográfico orientou os estudos fluviais desde então, e Mackin (1948), Baulig (1950) e diversos outros pesquisadores analisaram, modificaram e ampliaram as idéias de Davis, quando, em torno das décadas de 1940 e 1950, a concepção davisiana era considerada completa, segundo Christofolletti (1981).

O advento da Teoria dos Sistemas Gerais e os avanços da revolução filosófico-metodológica conquistados pela Física Moderna fizeram surgir diferentes linhas temáticas nos estudos fluviais a partir da década de 1940, entre elas: a morfometria numérica, a compreensão do tratamento estatístico, a inter-relação de dados sobre os canais fluviais e a produção de modelos estocásticos. Impulsionados por essa nova perspectiva, os estudos fluviais foram intensificados a partir do início da década de 1950, inclusive dando ênfase aos processos e mecanismos observados no canal fluvial e adquirindo visão mais ampla ao envolver-se com outras áreas do conhecimento como a Hidrologia, a Pedologia, a Ecologia, a Termodinâmica, etc. (CUNHA, 1994). Entre estes estudos são fundamentais os trabalhos de Strahler (1950, 1952), de Hack (1957, 1960), de Leopold e Madock (1953), de Leopold, Wolman e Miller (1964), de Schumm (1977) e de Gregory (1977). Outros pesquisadores também se destacaram como Langbein, Morisawa, Knighton, Dury, Bull e Tricart, bem como Christofolletti, Ab'Saber, Bigarella e outros, no Brasil (ZANCOPÉ; PEREZ FILHO, 2002).

2.1. O método

Este trabalho fundamenta-se no entendimento do rio ou canal fluvial como um sistema aberto, no qual ocorrem importação e exportação de matéria e energia, estabelecidas por meio de um ajustamento entre suas variáveis constituintes e pela interação com outros sistemas. Esse ajustamento ou auto-regulação busca acomodar o fluxo de matéria e energia, de modo que o trabalho seja mais eficiente ao longo de todo o curso fluvial. Como os elementos ou componentes

do sistema são interdependentes, qualquer alteração no fluxo de matéria e energia é gradativamente transferida aos demais componentes, tendo a auto-regulação o papel de organizar a absorção de tal modificação.

Assim sendo, os sistemas abertos estão contidos no grupo dos sistemas não-isolados, uma vez que funcionam mantendo relações e interações com outros sistemas do universo do qual fazem parte. Isso, portanto, mostra a funcionalidade do sistema, ou seja, o estabelecimento de trocas constantes de matéria e energia com outros sistemas do conjunto de todos os fenômenos e eventos do qual integram. Como exemplo elementar pode ser citada a interação entre os sistemas canal fluvial e hidrológico. Nesse caso, a massa de água que compõe a descarga fluvial ou vazão é oriunda (matéria importada) do sistema hidrológico, por meio do escoamento superficial e do fluxo basal. O aumento da massa de água na descarga constitui ainda incremento da energia potencial do escoamento fluvial, uma vez que essa energia está diretamente relacionada com o peso da água (produto da massa da água pela aceleração da gravidade) e com a diferença altimétrica em determinado trecho fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1979, 1981; SUGUIO; BIGARELLA, 1990, p. 26).

Como enfatizou Chorley (*apud* GREGORY, 1992), os sistemas abertos devem sua manutenção e preservação a esse constante suprimento e extrusão de matéria e energia. Entretanto, no canal fluvial a condução de matéria e energia é tão importante quanto o seu suprimento e extrusão. Para Langbein e Leopold (*apud* CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 108) três relações físicas devem ser satisfeitas para o rio executar esses processos: primeiramente, a relação de continuidade, na qual a vazão ou descarga conduz a carga detrítica, a massa d'água e a energia do escoamento fluvial, fornecida pelo trecho de montante até o trecho de jusante; em seguida, a relação de geometria hidráulica entre velocidade do fluxo, profundidade, declividade e rugosidade do canal; e, por fim, a relação entre a competência do rio e o transporte da carga detrítica. Essas relações orientam a auto-regulação do sistema canal fluvial, no qual as variáveis componentes têm suas relações e interações ajustadas de modo a organizar o fluxo de matéria e energia. Mais do que ajustamentos internos, a auto-regulação acomoda as alterações desse fluxo advindas da interconexão com outros sistemas. A incorporação da ajustagem depende da intensidade e escala da modificação introduzida, “se for pequena, os segmentos próximos rapidamente se ajustar-se-ão [*sic*] e absorverão os efeitos; se for grande, a difusão irá se refletir em maior parcela [...]” (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 108).

O modo como a auto-regulação se processa no sistema canal fluvial resulta do grau de conectividade entre as variáveis componentes revelada pela análise de correlação. Christofolletti (1981, p. 109) analisa a correlação das variáveis do sistema canal fluvial estabelecendo três níveis de dependência:

- 1) O primeiro seria o das variáveis *independentes* – aquelas que influenciam o canal, mas não são afetadas por ele: a litologia e a distribuição dos afloramentos rochosos e da cobertura pedológica; a quantidade e o tipo de sedimentos fornecida ao canal pelas vertentes (resultantes da meteorização e erosão), pelos afluentes e segmentos de montante (resultantes da corrasão e impacto hidráulico sobre o leito); e o volume de água que chega ao canal (por escoamento superficial, fluxo basal e do trecho de montante);
- 2) As variáveis *semidependentes* – aquelas que afetam o canal e são influenciadas pela dinâmica e mecanismos dos processos fluviais: a resistência do fluxo ao escoamento (que é função da granulometria da carga, da rugosidade do leito e da forma do canal); os mecanismos de transporte dos sedimentos; e o tipo (padrão) de canal. “O tamanho dos sedimentos também pode ser considerado como variável semidependente porque, embora seja carga fornecida pelas vertentes, sofre alterações devido ao transporte ao longo do curso de água” (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 109);
- 3) E por fim, as variáveis *dependentes* – sob o controle do próprio canal, ou seja, que podem ser modificadas por ele: a declividade ou gradiente, a largura e a profundidade do canal e a velocidade do fluxo. “Entretanto, convém lembrar que o gradiente dos rios, nos trechos em que é parcialmente controlado pelas variações litológicas e estruturais, pode ser considerado como variável semidependente” (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 109).

A capacidade de auto-regulação e a correlação entre as variáveis e seus níveis de dependência revelam a elevada complexidade estrutural do sistema canal fluvial. Nesse sentido, os canais fluviais são vistos, por este trabalho, como sistemas de processos-respostas, os quais assinalam o entrosamento entre as estruturas morfológicas e as transferências de matéria e energia. As estruturas morfológicas são analisadas pelas relações entre as variáveis dependentes e entre as variáveis semidependentes (sistema morfológico), enquanto as transferências são analisadas pelas relações das variáveis independentes com as demais (sistema em seqüência). Como observou Christofolletti (1999, p. 60) o sistema canal fluvial:

... pode ser rapidamente transformado para representar um sistema de processos-repostas, configurando as relações entre os *inputs* e os *outputs* do débito [...] e carga sedimentar [...]. Em função de mudanças na precipitação efetiva ou no nível de base regional, há atividades nos processos de erosão, suprimentos de sedimentos e deposição nos subsistemas das vertentes, do canal tributário e do canal principal, em rede de retroalimentações repercutindo na morfologia do canal fluvial. [...] A morfologia e as características de geometria hidráulica dos canais fluviais estão interrelacionadas, mas também dependem de fatores controlantes como clima, litologia, topografia, solos, uso da terra e vegetação. (CHRISTOFOLETTI, 1999, p. 60).

Desse modo, a análise dos sistemas de processos-respostas busca salientar as transformações do sistema canal fluvial e as relações entre os processos e as formas ao longo do curso de água no perfil longitudinal.

Tendo em vista esses princípios, Schumm (1977) aperfeiçoou os conceitos desenvolvidos por Surell³, em 1841, para representar um modelo do sistema fluvial distinguindo três zonas fundamentais, sendo elas: zona de produção, zona de transferência e zona de deposição. Estabelecendo essa funcionalidade, é possível organizar a seqüência de processos no sistema e as respostas ou transformações ocorridas nas formas. O próprio Schumm (1977) percebeu a simplificação excessiva do modelo ao admitir a complexidade dos fenômenos e eventos naturais. Inúmeras influências podem afetar o fluxo de matéria e energia ao longo dos cursos fluviais, as quais modificam a disposição seqüencial daquelas zonas fundamentais, possibilitando, entre outras, a ocorrência de zona de deposição ou de produção no interior de uma zona de transferência.

Schumm, em 1981 (*apud* GREGORY; SCHUMM, 1987), propôs um modelo que relaciona gradiente fluvial, características da carga detrítica e da geometria hidráulica e morfologia (padrão) do canal (Figura 2-1). Observando o modelo, se ocorrer aumento do gradiente, por exemplo, a velocidade do fluxo e a capacidade de transporte serão aumentadas, modificando os mecanismos de transporte. Conseqüentemente, o rio que transportava carga em suspensão passará a transportar carga mista (carga suspensa + de fundo). Essas alterações nos

³ Segundo Abreu (1980), Alexandre Surell, em 1841, elaborou os conceitos de *bacia de recepção*, *canal de escoamento* e *cone de dejeção*, estabelecendo trechos fluviais com processos predominantes.

mecanismos de transporte promovem mudanças na geometria hidráulica, aumentando a sinuosidade do rio, passando do padrão retilíneo para o meandrante, no qual predomina os processos de erosão na margem côncava e deposição na margem convexa. Esses processos atuam promovendo a migração lateral do canal, permitindo a construção de uma planície aluvial. Na Figura 2-1, percebem-se essas mudanças observando a seqüência 1 – 2 – 3b. Caso haja novas mudanças no gradiente ou alterações de outra característica, o canal pode interromper o processo de sedimentação na planície, formando um terraço fluvial. Esse modelo permite traçar a transformação de um padrão de canal em outro, a partir de alterações introduzidas no sistema fluvial, decorrente do dinamismo das relações entre os processos e as formas intrínsecos dos sistemas de processos-respostas.

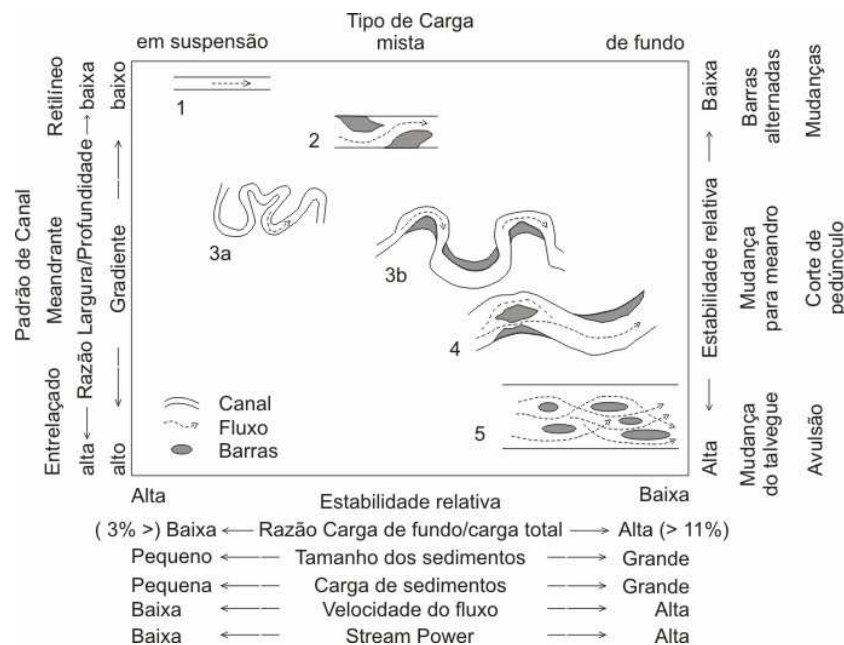


Figura 2-1 Modelo das relações entre as variáveis do sistema canal fluvial (segundo de SCHUMM, *apud* GREGORY; SCHUMM, 1987).

Essas relações podem ser verificadas com as pesquisas de Burnett e Schumm (1983) Ouchi (1985), Gregory e Schumm (1987), Arche e López-Gómez (1999), entre outros, ao mostrarem os efeitos das mudanças no gradiente produzidas nos rios aluviais decorrentes da atividade de caráter tectônico. Etchebehere (2000) mostrou a influência de atividades neotectônicas quaternárias na estruturação do sistema do Rio do Peixe, no NW do Estado de São Paulo. Silva (1997) sugere que os meandramentos do Rio Mogi Guaçu (NE do Estado de São

Paulo) estejam relacionados com o neotectonismo em sua bacia. Zancopé (2004) e Zancopé e Perez Filho (2005, 2006) mostraram que as litologias e estruturas geológicas atuam passivamente por efeito de erosão diferencial das rochas do embasamento do leito na formação de padrões de canal e das planícies do Rio Mogi Guaçu. As influências tectônicas e lito-estruturais afetam o gradiente do canal fluvial pelo desenvolvimento de níveis de base regional. Tais níveis de base truncam o perfil longitudinal do curso d'água e a dinâmica fluvial, alterando a disponibilidade de energia para o trabalho fluvial, modificando os mecanismos de transporte da carga detrítica e a morfologia (padrão) do canal.

Por outro lado, a dinâmica fluvial pode ser afetada por alterações na frequência e magnitude das descargas fluviais. Mudanças climáticas produzem alterações dessa natureza ao modificar o suprimento de matéria e energia do sistema. Sob climas úmidos, a meteorização bioquímica nas vertentes é intensa, produzindo espessos mantos de alteração. Nessas condições, os canais fluviais apresentam descargas volumosas em frequência elevada e carga detrítica em suspensão, predominantemente. Sob climas secos, a meteorização física é predominante, tendo nos canais o predomínio de carga de fundo e descargas com magnitudes menores e sazonais. Nessas condições semi-áridas, o trabalho fluvial acumula maior quantidade de detritos no leito, nas margens e nas planícies. Bigarella e Mousinho (1965) e Bigarella (1971) evidenciaram as relações entre a dinâmica fluvial e as variações climáticas quaternárias do centro-sul do Brasil, constatando que alterações de ordem climática interferem na dinâmica dos cursos d'água, desenvolvendo depósitos correlatos (níveis de terraços fluviais) relativos aos períodos climáticos específicos, além de estágios de ajustamento dos sistemas fluviais. Barczyszyn (2001) evidenciou alterações de ordem climática na dinâmica fluvial do Rio Paraná pela identificação e caracterização de paleossolos em planícies de inundação. Stevaux (1993) demonstrou alterações na dinâmica fluvial do Rio Paraná decorrentes dos efeitos das mudanças climáticas ao longo do Quaternário.

2.2. A hipótese

A partir dos pressupostos teóricos e das evidências apresentadas pelas pesquisas mencionadas, este trabalho admite a hipótese que o Rio Mogi Guaçu (NE do Estado de São Paulo) tem a dinâmica fluvial afetada por fatores de ordem litológica e estrutural. Esses fatores atuam na forma do perfil longitudinal, formando diversos trechos com gradientes diferentes. Portanto, cada trecho possui quantidades diferentes de energia disponível para o trabalho fluvial, resultando em padrões de canal meandantes distintos. Como estes padrões meandantes decorrem da combinação específica entre as variáveis do sistema fluvial, eles apresentam mecanismos de transporte e um conjunto de processos de migração do canal distintos para cada trecho fluvial.

2.3. Procedimentos

De modo a atingir os objetivos propostos e convalidar a hipótese levantada realizou-se análise da forma do perfil longitudinal do rio e do vale do Mogi Guaçu (vide item 2.4) e suas relações com as estruturas geológicas da bacia hidrográfica e com a litologia do leito. Também foram realizadas análises morfométricas e dos processos de migração em dois trechos meândricos do Rio Mogi Guaçu, bem como análise descritiva de pedofácies dos sedimentos aluviais depositados nas planícies adjacentes, para verificar a distinção dos mecanismos de transporte de sedimentos em cada trecho, decorrentes da influência litológica e estrutural sobre o perfil longitudinal.

Os perfis longitudinais do Vale e do Rio Mogi Guaçu foram elaborados com o uso do curvímetro, que determinou a medida do comprimento do canal e do vale fluvial. A variável de altitude do perfil foi dada pelo cruzamento do canal e do vale com as curvas de nível das cartas topográficas. No caso específico para essas medições, o vale fluvial foi determinado pelo ponto médio da largura da planície de inundação, sendo a variável comprimento do vale determinada pela linha resultante da união desses pontos. O cruzamento dessa linha e do canal fluvial com as curvas de nível das cartas topográficas permite a correlação entre o comprimento do vale fluvial e do rio e a altimetria, resultando nos perfis longitudinais do vale e do rio. A Figura 2-2 mostra a

linha correspondente ao comprimento do vale no ponto médio da largura da planície de inundação.

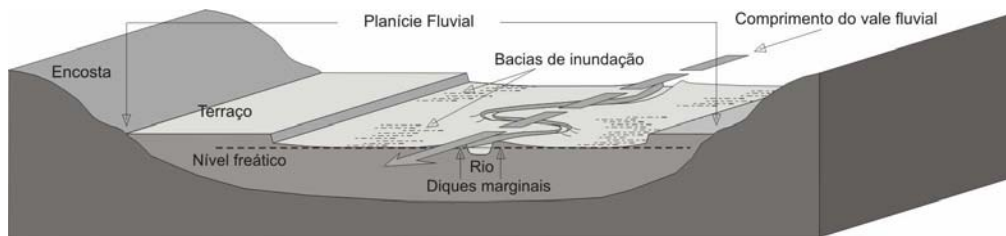


Figura 2-2 A planície, o rio e o comprimento do vale.

Para a confecção dos perfis, foram consultadas as cartas topográficas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), na escala 1:50.000. A fim de alcançar maior refinamento dos dados, foram consultadas cartas topográficas na escala 1:10.000 do Instituto Geográfico e Cartográfico (IGC-SP), vinculado à Secretaria de Economia e Planejamento do Governo do Estado de São Paulo. Esse refinamento justifica-se principalmente quanto às transições entre trechos fluviais com padrões de canal diferentes, que podem representar correlação com anomalias na forma do perfil longitudinal, como observaram Gregory e Schumm (1987), Ouchi (1985), Schumm (1993), Silva (1997), entre outros. A Figura 2-3 mostra a articulação das cartas topográficas e a relação da base cartográfica consultada.

A análise da forma dos perfis longitudinais constitui a verificação de trechos fluviais que configurem anomalias na forma dos perfis. Essas anomalias consistem em convexidades ou concavidades que se afastam da linha de tendência do perfil longitudinal. Assim, trechos do perfil longitudinal acima da linha de tendência são considerados anomalias convexas, enquanto que trechos abaixo da linha são considerados anomalias côncavas. Tais procedimentos também foram executados por Hack (1957, 1973), Etchebehere (2000) e Etchebehere *et al.* (2004).

Para facilitar a análise e a observação do perfil longitudinal foi aplicada escala logarítmica no eixo das abscissas, ou seja, onde se encontram dispostos os dados do comprimento do curso d'água no plano cartesiano (escala semi-log). Este procedimento tem a intenção de aproximar a curva côncava do perfil longitudinal de uma reta. Utilizando esse artifício, acentuam-se as rugosidades (rupturas de declive) apresentadas pela curva do perfil, e as convexidades ou concavidades destacam-se em relação à curva de melhor ajuste (linha de tendência). A linha de melhor ajuste constitui a curva ideal dos perfis longitudinais dos cursos d'água equilibrados,

sendo que as convexidades ou concavidades, acima ou abaixo dessa linha, respectivamente, configuram-se anomalias na forma do perfil (MACKIN, 1948 e HACK, 1957).

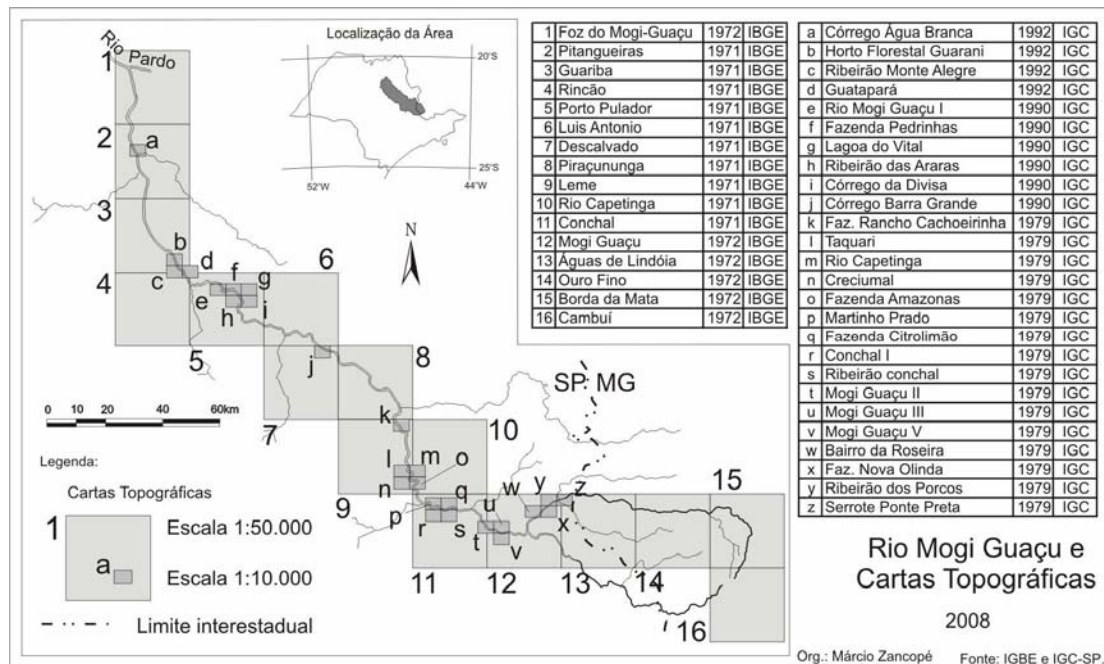


Figura 2-3 Articulação das cartas topográficas do IBGE e IGC-SP e relação da base cartográfica.

De modo a confirmar as variações na forma do perfil do rio, foi elaborado perfil longitudinal do Vale do Mogi Guaçu. Neste é levado em consideração o comprimento do vale em relação à variação de altitude, suprimindo o efeito causado pela sinuosidade do canal, no caso do perfil longitudinal do rio (Figura 2-2). Essa é uma característica metodológica importante, pois o canal ajusta seu gradiente aumentando ou reduzindo a sinuosidade de modo a combinar essas variáveis segundo as condições vigentes naquele trecho do rio. O perfil longitudinal do vale evidencia, em maior destaque, possíveis anomalias na forma, pois não apresentam a mesma dinamicidade quanto ao ajustamento das variáveis (CHRISTOFOLETTI, 1981; GREGORY; SCHUMM, 1987; SCHUMM, 1977, 1993).

Os dados da litologia, das estruturas geológicas e das feições estruturais da bacia hidrográfica do Rio Mogi Guaçu foram compilados de São Paulo (1982a, 1982b, 1982c), Hasui *et al.* (1982), Brasil (1983), Riccomini (1997), Etchebehere *et al.* (2004) e São Paulo e Brasil (2005).

A análise morfométrica e dos processos de migração dos meandramentos do Rio Mogi Guaçu foram realizadas pela interpretação de fotos aéreas verticais adquiridas pelo Instituto Agrônomo de Campinas (IAC-SP), de sobrevôo em 1962 e escala aproximada de 1:25.000. A análise comparativa com produtos de sensoriamento remoto mais recentes permitiu verificar a migração das curvas meândricas num intervalo temporal de 43 anos (1962-2005) em dois trechos do Rio Mogi Guaçu, denominados *Jataí* e *Fazenda Campininha* (Figura 2-4).

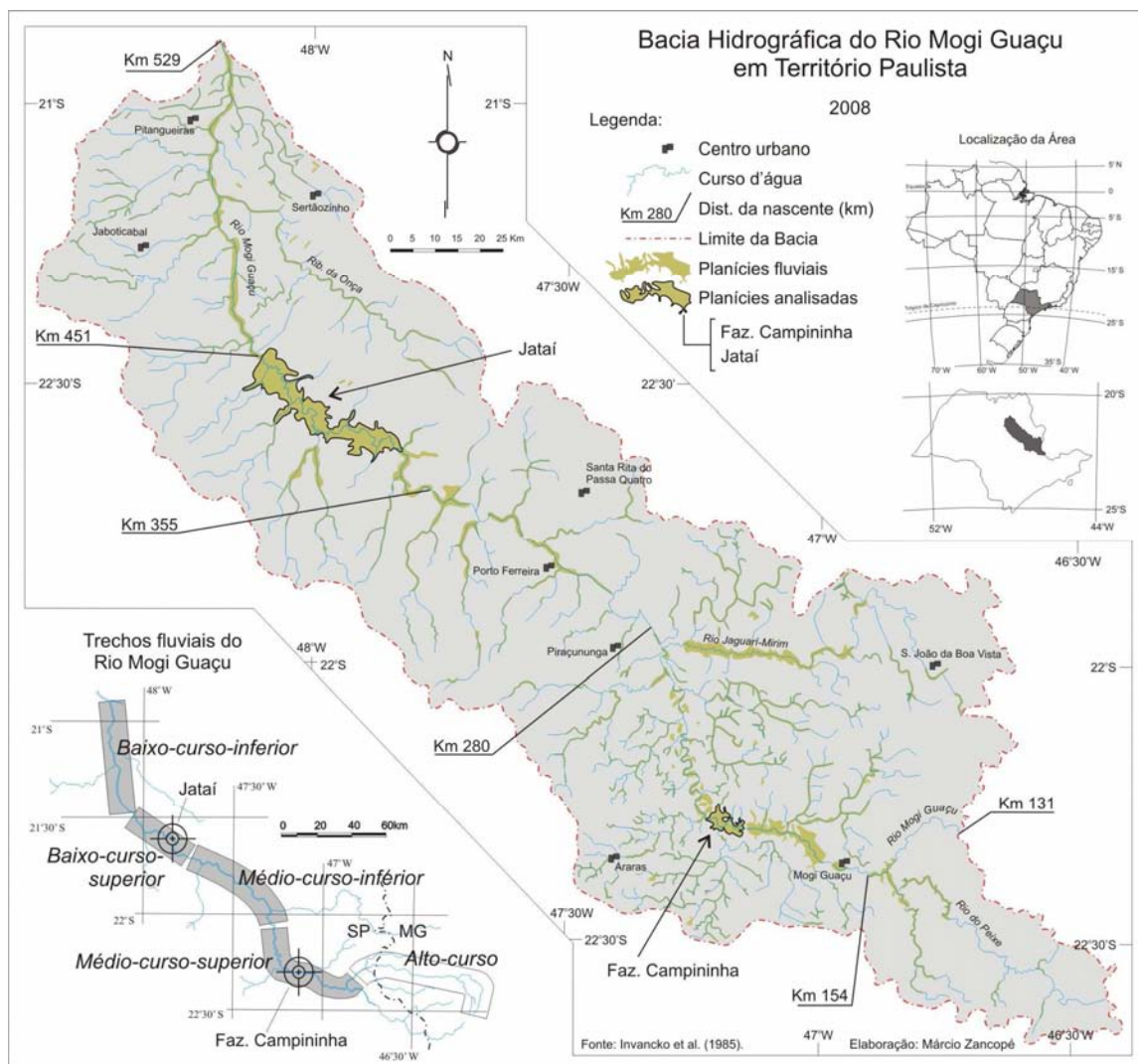


Figura 2-4 Planícies fluviais e trechos do Rio Mogi Guaçu analisados.

A migração dos meandros consiste no deslocamento do canal determinado pela mudança de direção dos eixos dos meandros e das medidas dos raios de curvatura. Esse procedimento se baseou nas análises da evolução das curvas meândricas realizadas por Hickin e Nanson (1975) e Daniel (1971, *apud* CHRISTOFOLETTI, 1981), sendo os parâmetros morfométricos definidos de acordo com a Figura 2-5/A.

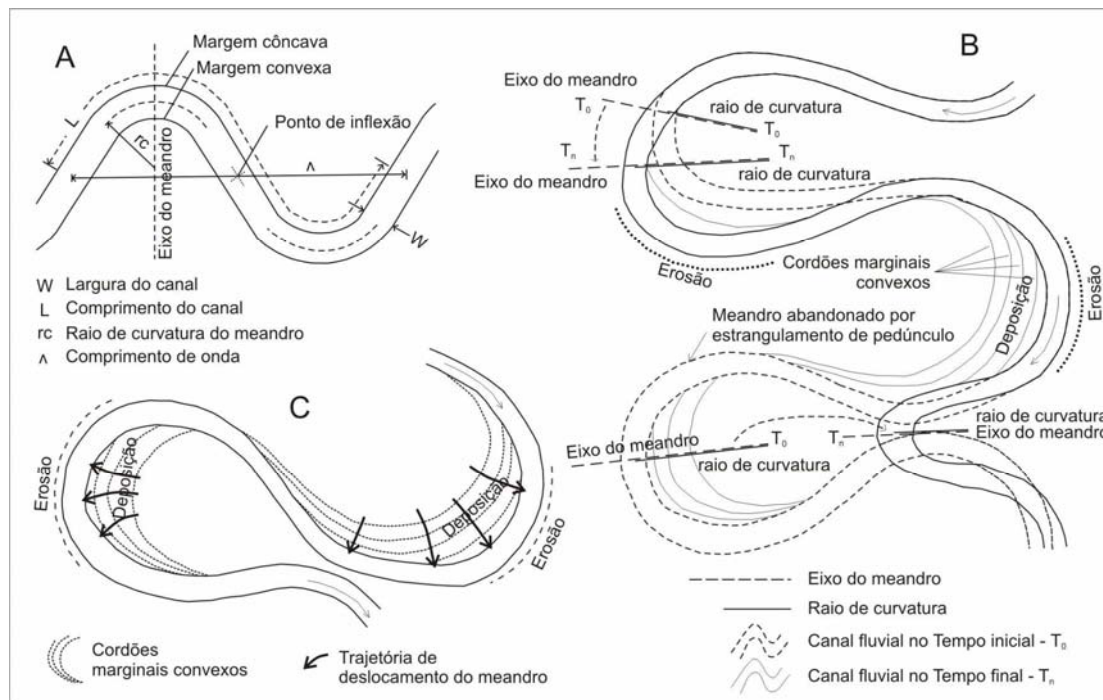


Figura 2-5 Variáveis geométricas e parâmetros para análise dos meandramentos. A – principais variáveis geométricas dos meandros; B – elementos ligados à migração dos meandros; e C – processos geomorfológicos ligados à migração dos meandros. Modificado de Christofolletti (1981).

A migração dos meandros foi verificada pela mudança de direção e/ou deslocamento dos eixos meândricos e/ou mudança no tamanho dos raios de curvatura naquele intervalo temporal (Figura 2-5/B). Assim, os tipos de deslocamentos permitiram identificar e classificar os processos de migração. Quando, naquele intervalo temporal, verificou-se aumento no raio de curvatura, o processo de migração foi denominado de expansão da curva meândrica. O processo de migração inverso (encurtamento da curva) foi dado quando se verificou redução no raio de curvatura. Quando se verificou um deslocamento angular do eixo do meandro, o processo foi denominado de rotação da curva meândrica, e quando se verificou um deslocamento paralelo, o processo foi denominado de translação da curva. Deve ser mencionado que mudanças no eixo do

meandro e no raio de curvatura podem ocorrer concomitantemente na mesma curva meândrica no mesmo intervalo temporal. Nesse caso, o processo foi denominado de misto, identificando-se os deslocamentos ocorridos, como por exemplo, expansão e rotação.

A escolha dos trechos (*Jataí* e *Fazenda Campininha*) se baseou por estarem relacionados a anomalias na forma do perfil longitudinal e no fato deles apresentarem meandramentos de elevada sinuosidade e uma grande profusão de formas de relevo nas planícies adjacentes, resultantes da migração do canal, como meandros abandonados, paleo-canais e cordões marginais convexos (*point bars*), podendo ser observados nas Figuras 2-9 e 2-10. A presença dessas formas de relevo nas planícies permitiu a medição e comparação dos eixos dos meandros e raios de curvatura entre os meandros ativos (canal atual) e os paleo-canais, bem como permitiu estabelecer a trajetória de deslocamento dos meandros. Essa trajetória de deslocamento pôde ser estabelecida traçando linhas ortogonais aos sucessivos cordões marginais convexos, as quais representam a direção e o sentido do movimento migratório (Figura 2-5/C), tal qual os procedimentos empregados por Hickin e Nanson (1975).

Além da facilidade para empregar os procedimentos de obtenção de dados e análise, a escolha dessas duas áreas possui razão metodológica. A difusão de formas de relevo associadas à migração do canal mostra que esses trechos do Rio Mogi Guaçu apresentam meandros divagantes, ou seja, migram livremente por toda a extensão da planície aluvial. Isso é uma característica metodológica importante, pois os meandros divagantes ajustam livremente suas variáveis dependentes e semi-dependentes proporcionalmente às influências sobre o sistema canal em cada trecho fluvial. Da mesma forma, mudanças introduzidas no sistema se refletem nos meandros e acabam por serem registradas nos sedimentos, nos solos das planícies e nas formas de relevo associadas à migração, tanto anteriores como posteriores a modificação inicial.

A análise de pedofácies consiste na descrição e comparação de afloramentos de perfis de sedimentos aluviais alterados pelo intemperismo e processos pedogenéticos. Os procedimentos de descrição são os mesmos empregados pela Sedimentologia, Estratigrafia e Pedologia, como aqueles apresentados por Nanson (1980), Suguio (1980), Miall (1981; 2006), FitzPatrick (1983), Mendes (1984), Compton (1985), Suguio e Bigarella (1990), Lemos e Santos (1996), Embrapa (1997), Resende et al (2002), entre outros manuais. A análise de pedofácies ajuda explicar a variação lateral dos solos nas planícies aluviais, bem como a migração dos canais fluviais e alternâncias nos processos agradacionais nos sistemas fluviais. Baseia-se nos modelos

desenvolvidos por Bown e Kraus (1987) e Kraus (1987) que mostram as relações de seqüências verticais e laterais, espessas ou delgadas, de sedimentos aluviais ou de solos enterrados de planície, de elevado ou reduzido nível de desenvolvimento pedogenético, com a dinâmica migratória do afastamento e aproximação recorrente do canal fluvial. Foram descritos dois perfis de Solos Aluviais (Neossolos flúvicos) localizados na planície de *Jataí* (Figura 2-4), usando os modelos de Bown e Kraus (1987) e Kraus (1987) como chave de interpretação.

2.4. Área de estudo

O Rio Mogi Guaçu nasce no Morro do Curvado, no município sul-mineiro de Bom Repouso, numa altitude aproximada de 1.510 m e coordenadas aproximadas 22°30'S / 46°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°53'S / 48°11'W, entre os municípios de Pitangueiras e Pontal no NE do Estado de São Paulo (Figura 2-6).

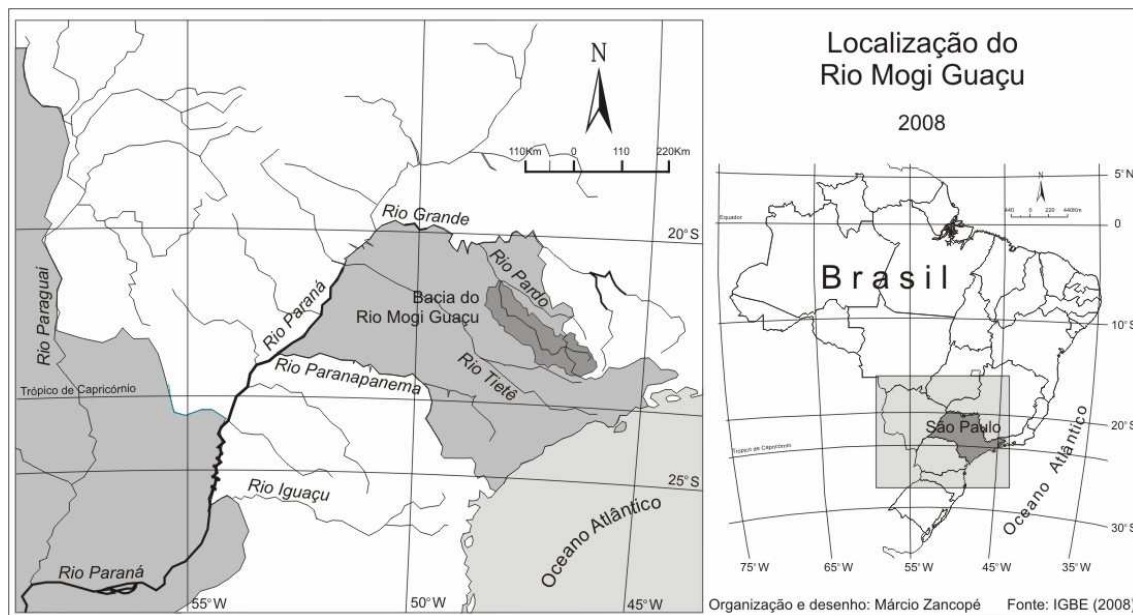


Figura 2-6 Localização do Rio Mogi Guaçu.

A bacia hidrográfica do Rio Mogi Guaçu possui uma área de 17.460 km², sendo que 2.650 km² (16%) encontram-se em território mineiro e 14.653 km² (84%) em território paulista. A bacia apresenta uma forma alongada de baixo índice de circularidade, com uma rede de 20.193 canais, formando uma bacia hidrográfica de 8ª. ordem hierárquica, segundo Gandolfi (1971).

A nascente do Rio Mogi Guaçu e todo seu alto-curso correm sobre os Planaltos de Lindóia e de Amparo na Faixa de Dobramentos Remobilizados (Figura 2-7), de idade do Pré-cambriano, segundo Radambrasil (BRASIL, 1983), também denominado de Cinturão Orogênico do Atlântico, por Ross e Moroz (1996). Apresenta predomínio de granitos, gnaisses, quartzito e migmatitos, solos Podzólicos Vermelho Amarelos (Argissolos Vermelho Amarelos) e Cambissolos (Cambissolos) e um modelado de cristas e morros de topos convexos, segundo Ross e Moroz (1996). No município de Espírito Santo do Pinhal, região Centro-Leste do Estado de São Paulo, o Rio Mogi Guaçu apresenta uma vazão média de 24,1 m³/s.

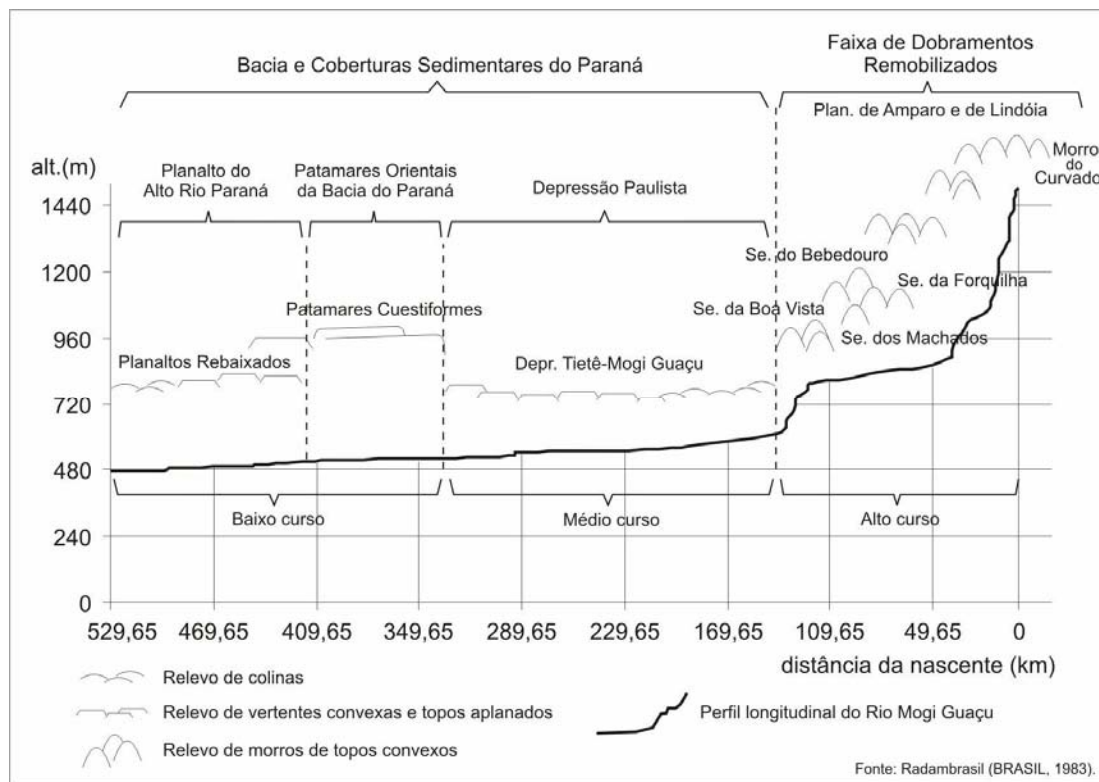


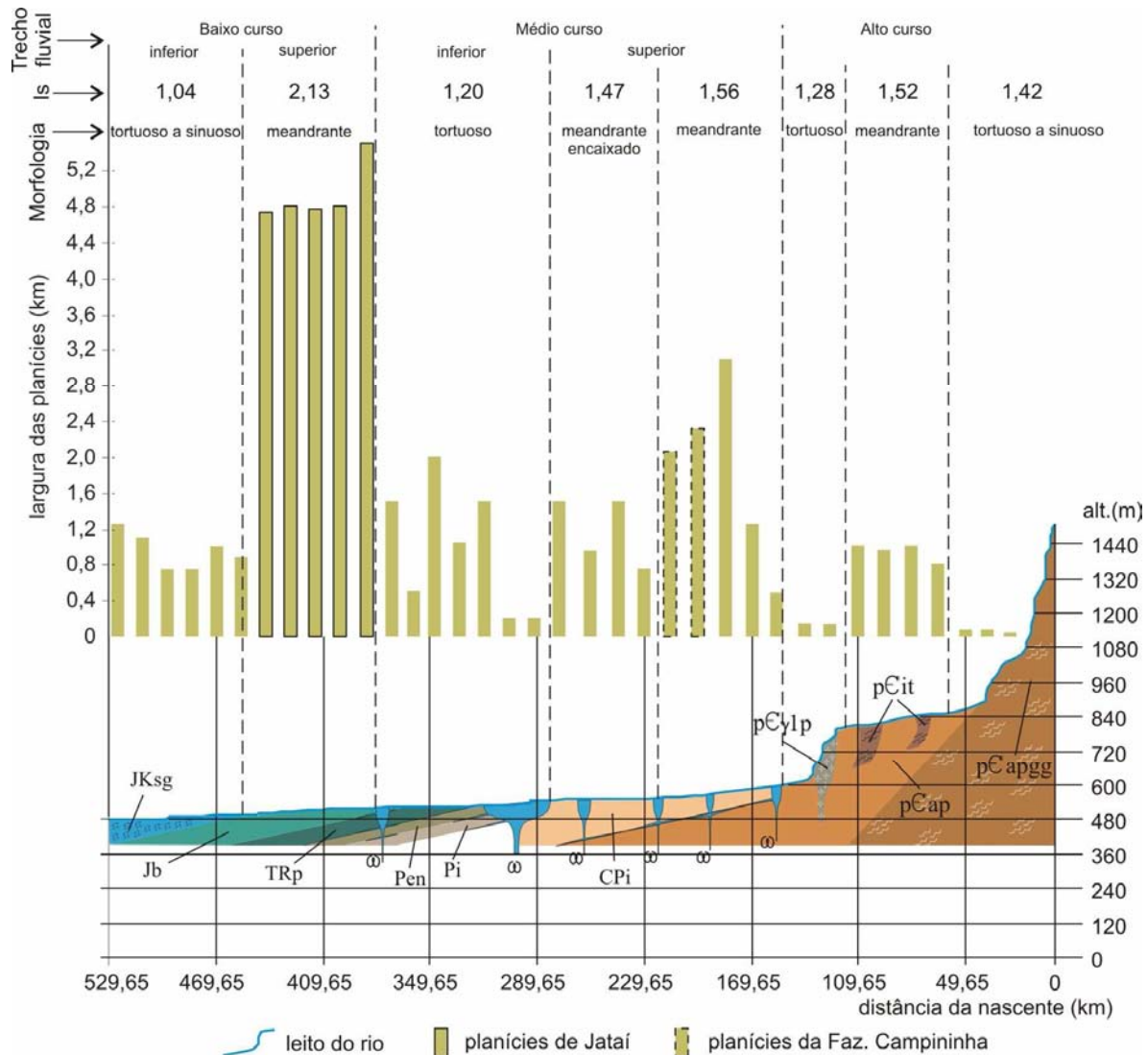
Figura 2-7 Compartimentos geomorfológicos que o Rio Mogi Guaçu transpõe, adaptado Radambrasil (BRASIL, 1983).

Na maior parte do território paulista, o Mogi Guaçu escoa sobre as rochas da Bacia Sedimentar do Paraná, lito-estrutura que o sustenta até a foz, atravessando na Depressão Periférica Paulista, predominantemente, arenitos finos, argilitos e folhelhos, de idade do Paleozóico Inferior (BRASIL, 1983). Nessa região apresenta predomínio de solos do tipo Latossolos Vermelho Amarelos (Latossolos Vermelho Amarelos), Latossolos Vermelho Escuros (Latossolos Vermelhos) e Podzólicos Vermelho Amarelos (Argissolos Vermelho Amarelos), sobre um modelado de vertentes convexas e topos aplanados, de acordo com Ross e Moroz (1996). Este trecho, entre os municípios paulistas de Mogi Guaçu e Porto Ferreira, compreendendo o médio-curso, apresenta uma vazão média de $138,1 \text{ m}^3/\text{s}$, no município de Pirassununga.

O Rio Mogi Guaçu, entre os municípios de Descalvado, Porto Ferreira e Santa Rita do Passa Quatro, transpõe as 'cuestas' dos Patamares Orientais da Bacia do Paraná (Figura 2-7), segundo Radambrasil (BRASIL, 1983), deixando seu curso-médio para entrar em seu baixo-curso com uma vazão média de $178,4 \text{ m}^3/\text{s}$.

Em seu baixo-curso, o Rio Mogi Guaçu escoa sobre basaltos, predominantemente. Nessa região apresenta predomínio de solos do tipo Latossolo Roxo (Latossolos Vermelhos) e relevo variando de vertentes plano-convexas a convexas com topos aplanados baixos a médios, de acordo com Ross e Moroz (1996). No município de Pitangueiras, distante 17 quilômetros aproximadamente da desembocadura, o Rio Mogi Guaçu apresenta uma vazão média de $396,38 \text{ m}^3/\text{s}$.

Como visto na Figura 2-7 e também na Figura 2-8, observa-se que o Rio Mogi Guaçu pode ser classificado como um rio conseqüente e epigênico. Isto significa que ele 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 e Sul-mineiro e anterior a movimentos neotectônicos na bacia. Esta é uma importante característica, pois a cada morfoestrutura 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.



Mesozóico		ω	Intrusivas básicas	Diabásio, gabros e arenitos intertrapianos
		JKsg	Grupo São Bento - Form. Serra Geral	Derrames de basaltos
		Jb	Grupo São Bento - Form. Botucatu	Arenitos finos à médios
		TRp	Grupo São Bento - Form. Pirambóia	Arenitos finos à médios
Paleozóico		Pen	Grupo Passa-dois - Form. Corumbataí	Siltitos e argilitos
		Pi	Grupo Passa-dois - Form. Irati	Folhelhos siltíticos
		CPi	Supergrupo Tubarão - G. Itararé	Arenitos, ritmitos, siltitos e folhelhos
Pré-Camb.		pCylp	Suíte intrusiva Pinhal	Granitos pós-tectônicos
		pCit	Grupo Itapira	Anfibolito gnaisses, granada gnaisses
		pCap	Complexo Amparo	Gnaisses migmatizados
		pCapgg	Complexo Amparo	Gnaisses migmatizados

fonte: BRASIL (1983).

Figura 2-8 Correlações com o perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu: distribuição das morfologias do canal, das larguras das planícies e das litologias (segundo de ZANCOPÉ; PEREZ FILHO, 2006).

Na Figura 2-8 pode-se observar o perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu e as litologias sobre a qual escoam, desde a nascente em território Sul-mineiro até a foz no NE do Estado de São Paulo. Ao longo de todo o percurso, o Rio Mogi Guaçu apresenta uma variedade de padrões de canal (parte superior da Figura 2-8). Segundo Zancopé (2004) e Zancopé e Perez Filho (2003, 2005, 2006) a disposição dos padrões de canal do Rio Mogi Guaçu está ligada à distribuição das litologias e estruturas geológicas da bacia hidrográfica. Essas litologias e estruturas atuam passiva e ativamente, gerando níveis de base regionais, truncando o perfil longitudinal e a dinâmica fluvial, promovendo a formação de planícies aluviais e padrões de canal resultantes do ajustamento entre as variáveis em cada trecho.

No alto-curso, O Rio Mogi Guaçu apresenta morfologia dos canais tortuosos, meandantes e trecho com morfologia intermediária entre os canais tortuosos e sinuosos. As diferenças entre os canais tortuosos e sinuosos encontram-se nas curvas abruptas e mudanças bruscas de direção do leito apresentadas pelos canais tortuosos, enquanto que os canais sinuosos apresentam curvas longas e contínuas, porém pouco semelhantes entre si. Esta última característica faz diferenciar os canais sinuosos e meandantes. No médio-curso, ocorrem trechos com morfologia dos canais meandantes, meandantes encaixados e dos canais tortuosos. Os canais meandantes encaixados são aqueles cuja escala do meandramento é semelhante a da planície de inundação (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 292), ou seja, o vale acompanha a mesma sinuosidade do meandramento. No caso deste meandramento encaixado do Rio Mogi Guaçu, as vertentes apresentam-se assimétricas assinalando o deslocamento lateral dos meandros durante o entalhamento do leito. No baixo-curso, ocorrem trechos com morfologia dos canais meandantes e intermediária entre os canais tortuosos e sinuosos. O meandramento deste trecho apresenta o maior índice de sinuosidade entre os demais trechos meandantes do Rio Mogi Guaçu, além de escoar por uma das maiores planícies fluviais do Estado de São Paulo (IVANCKO *et al.*, 1985).

Em particular, este trabalho volta sua atenção para dois trechos com padrão meândrico do Rio Mogi Guaçu. Como vista, a Figura 2-4 indica a localização dos referidos trechos e as respectivas planícies fluviais. O primeiro trecho selecionado se encontra no baixo-curso-superior, aproximadamente entre o Km 366 e o Km 451 distantes da nascente (ZANCOPÉ; PEREZ FILHO, 2006), entre os municípios de Guataporã, Rincão e Luís Antônio, no Estado de São Paulo. Este trecho foi denominado de *Jataí* devido à parte dele margear a Estação Ecológica Jataí e a Estação Experimental de Luís Antônio, Unidades de Conservação sob administração do

Instituto Florestal da Secretaria do Meio Ambiente do Governo do Estado de São Paulo. O segundo trecho selecionado encontra-se no médio-curso-superior do Rio Mogi Guaçu, aproximadamente entre o Km 200 e o Km 228 distantes da nascente (ZANCOPÉ; PEREZ FILHO, 2006), no limite intermunicipal entre Mogi Guaçu e Conchal, no Estado de São Paulo. Este trecho foi denominado de *Fazenda Campininha* devido à parte dele margear a Estação Ecológica e Experimental de Mogi Guaçu, antiga Fazenda Campininha, Unidade de Conservação sob administração do mesmo instituto.

Esses trechos meândricos desenvolvem-se ao largo de extensas planícies aluviais. A dinâmica fluvial migratória intrínseca aos meandramentos proporciona a remobilização dos materiais aluviais depositados nas planícies. Assim, as planícies fluviais apresentam inúmeras formas de relevo associadas às condições de sedimentação e ao arranjo estrutural do acamamento sedimentar, bem como um mosaico de solos, que por vez são truncadas pela passagem sucessiva do deslocamento contínuo do canal meândrico. Entre essas formas de relevo estão: os diques marginais, os sulcos e bacias de rompimento de dique (*crevasse*), as bacias de decantação ou inundação, os canais abandonados (*oxbow lakes*), os paleocanais⁴, os cordões marginais convexos ou barras de pontal (*point bars*) e os terraços fluviais. As Figuras 2-9 e 2-10 apresentam trechos dos meandramentos da *Fazenda Campininha* e *Jataí*, respectivamente e as formas de relevo associadas nas planícies adjacentes.

⁴ A diferença entre canais abandonados e paleocanais está no fato de os paleocanais apresentarem-se completamente colmatados, enquanto que os canais abandonados ainda apresentam lâmina d'água, freqüentemente alimentado nas cheias por um arroio.

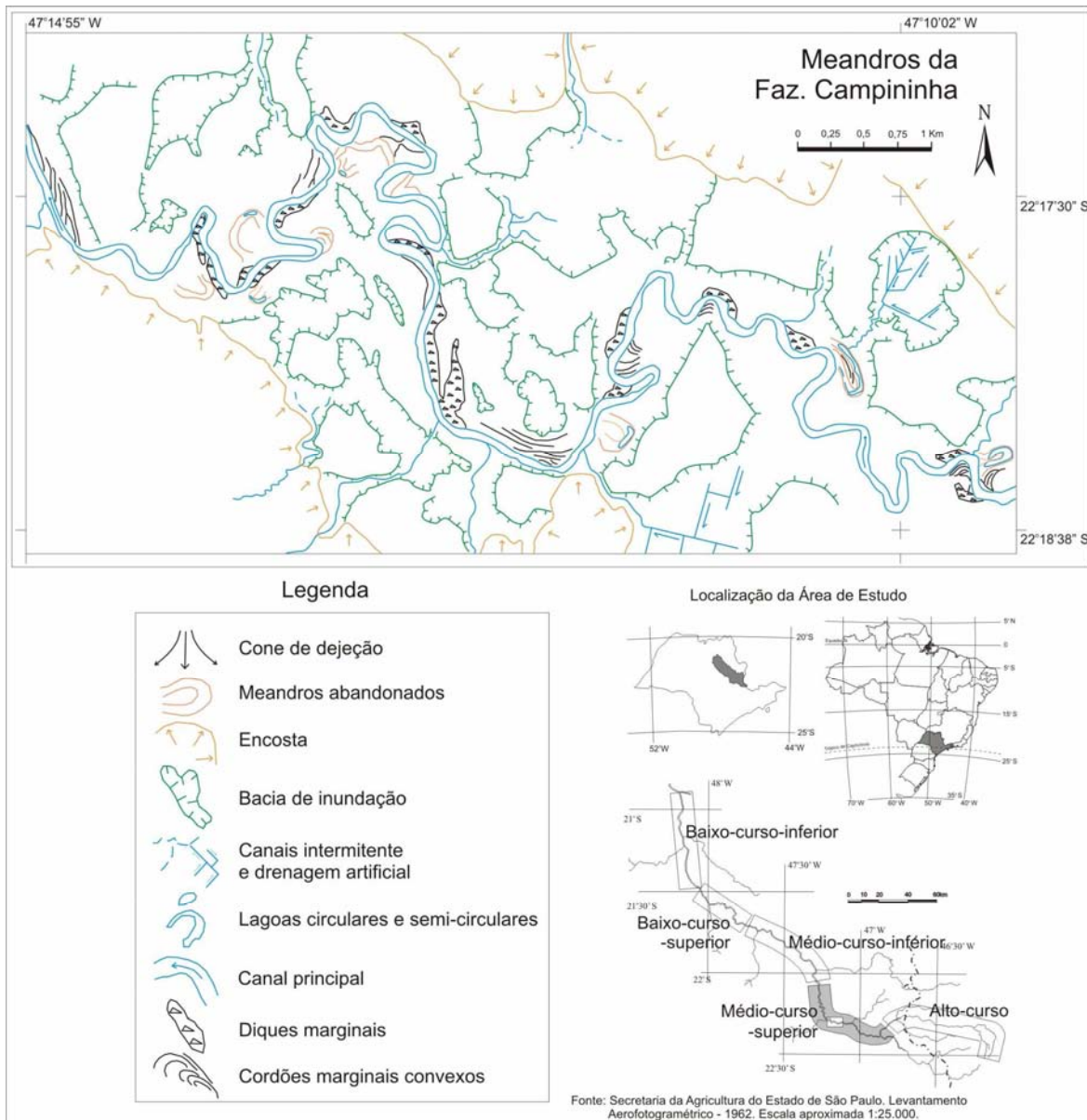


Figura 2-9 Trecho do meandramento da Fazenda Campininha, segundo Zancopé (2004).

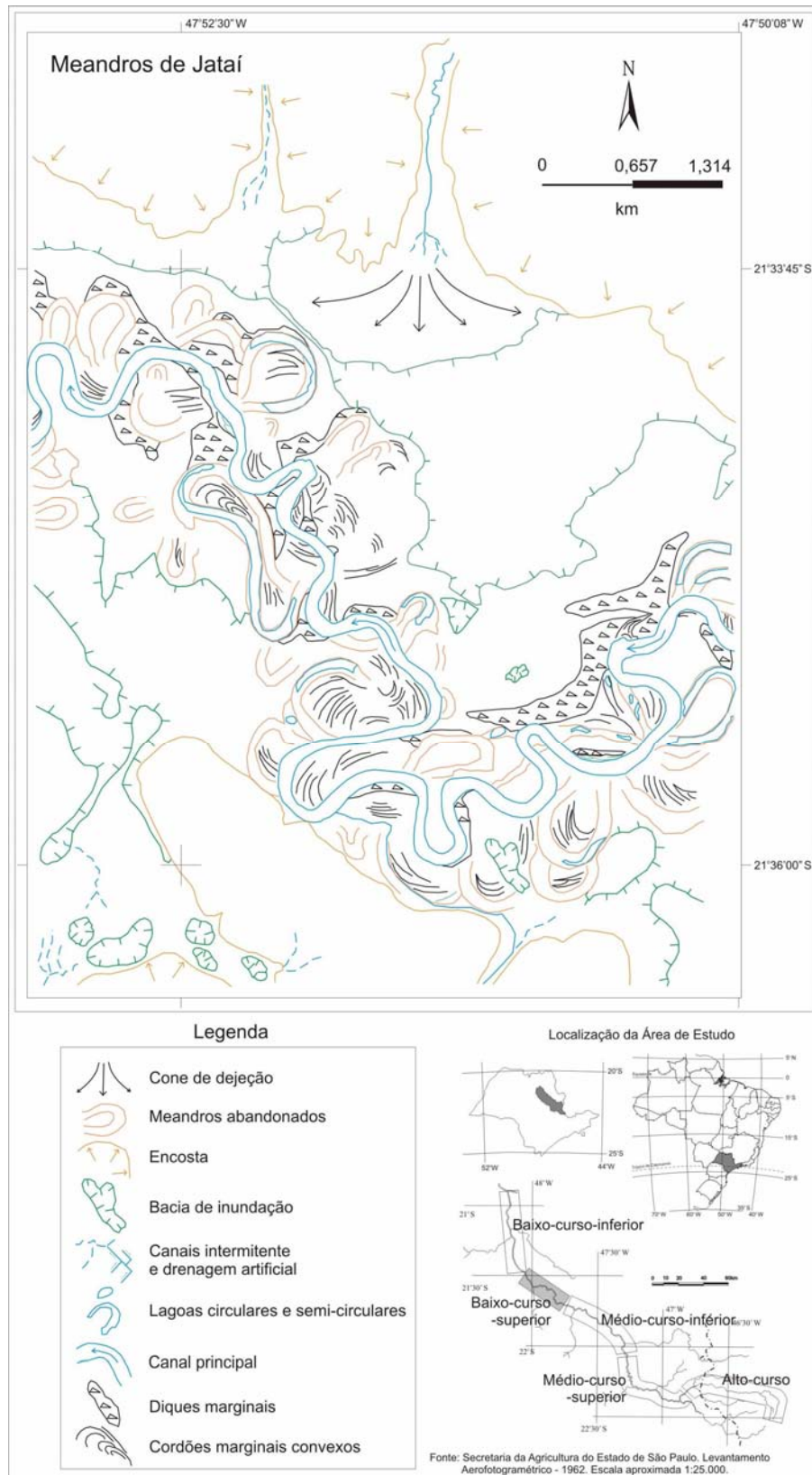


Figura 2-10 Trecho do meandramento de Jataí, segundo Zancopé (2004).

3. *RESULTADOS e DISCUSSÕES*

3.1 *Perfil Longitudinal*

O perfil longitudinal de um rio apresenta a relação existente entre a variação altimétrica e a trajetória de escoamento do rio desde a nascente até a foz. Graficamente são representados num plano cartesiano onde a variação de altitude é disposta no eixo das ordenadas (eixo 'y') e a trajetória de escoamento ou comprimento do rio é disposta no eixo das abscissas (eixo 'x'). Christofolletti (1981, p. 93) abordou o desenvolvimento histórico sobre o entendimento do perfil longitudinal dos cursos d'água, ressaltando que a forma do perfil típico apresenta uma curva parabólica com concavidade para cima, tendo as declividades maiores em direção à nascente e menores em direção à desembocadura. A declividade ou gradiente pode ser obtido pela tangente do perfil em determinado trecho fluvial. Etchebehere *et al.* (2004) assumem uma descrição mais formal lembrando que em geral os perfis longitudinais apresentam curvas logarítmicas com concavidade para cima, assíntotas longas e podem ser descritas por uma equação exponencial.

A abordagem sistêmica e a teoria do equilíbrio dinâmico consideram que os rios que possuem perfil longitudinal com esta forma côncava encontram-se equilibrados, onde a importação e exportação de matéria e energia são equacionadas pelo ajustamento entre as variáveis do sistema fluvial (MACKIN, 1948). Dessa forma, o perfil é ajustado ao débito (vazão), à quantidade e ao tipo de carga detrítica, e à resistência do leito ao escoamento, de modo que o trabalho seja equivalente em todos os setores do perfil (SCHUMM, 1977). Como lembra Morisawa (1985), é admitido que num rio em equilíbrio não se verifique agradação ou entalhe do leito, ocorrendo apenas transporte da carga sedimentar. Christofolletti (1981) mencionou uma importante questão metodológica sobre esta abordagem no entendimento dos perfis longitudinais:

“Em conseqüência do comportamento e da ajustagem dessas variáveis, o perfil longitudinal surge como resposta ao controle exercido por esses fatores. Em vez de representar fator controlante, como no contexto da teoria davisiana, passa a ser considerado como variável controlada e dependente”. (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 110).

Mudanças na forma do perfil longitudinal de um rio levam este a se ajustar na busca de um novo equilíbrio, seja entalhando o talvegue, seja promovendo agradação. Essas mudanças nas formas podem ser caracterizadas por rupturas de declive no perfil, quase sempre associadas a corredeiras, rápidos ou pequenos saltos e cachoeiras e a confluências de tributários. Essas rupturas de declive representam processos que afetam o equilíbrio do rio nesses trechos, e segundo Hack (1957, 1973) e Etchebehere (2000) estão ligados ao aumento súbito da vazão e/ou da carga detrítica decorrente da confluência de tributários, ou à mudança da litologia que sustenta o leito, ou à deformação crustal.

Ouchi (1985) e Gregory e Schumm (1987) desenvolveram modelos sobre as alterações na morfologia dos canais fluviais e no transporte de sedimentos decorrentes da dinâmica das estruturas geológicas que atuam no perfil longitudinal. Atividades tectônicas desenvolvem rupturas de declive representadas por convexidades ou concavidades no perfil longitudinal, dependendo da dinâmica estrutural envolvida. Estas rupturas de declive se caracterizam como anormalidades e afetam o equilíbrio fluvial, provocando alterações no transporte e na morfologia do canal nos trechos sobre a estrutura movimentada, tanto quanto a montante e a jusante da zona deformada. As possibilidades são muitas, mas o primeiro efeito

seria um aumento ou redução do gradiente do perfil. Posteriormente, o rio responderia à mudança do gradiente, por agradação ou denudação, alterando o padrão do fluxo da corrente e as condições de transporte, associadas a uma diminuição ou aumento da carga sedimentar. A influência deste efeito atuaria tanto a jusante como a montante da zona deformada, modificando a sinuosidade e/ou o padrão do canal, na busca da nova condição entre o relacionamento das variáveis do sistema canal fluvial.

A Figura 3-1 mostra um modelo de ajustamento dos rios decorrentes de deformações do perfil e conseqüentes modificações na dinâmica fluvial, formando setores de agradação e entalhamento do leito, e gerando mudanças no padrão do fluxo e na morfologia do canal, segundo Ouchi (1985). Nota-se que deformações por soerguimento geram anomalias convexas na forma do perfil longitudinal, e deformações por subsidência geram anomalias côncavas. Essas anomalias promovem a mudança no gradiente, no padrão do fluxo da corrente fluvial e, conseqüentemente, na morfologia (padrão) de canal. A Figura 3-2 mostra como as anomalias no perfil promovem os mesmos efeitos para rios meândricos com predomínio de carga mista e meândricos com predomínio de carga em suspensão, de acordo com Ouchi (1985).

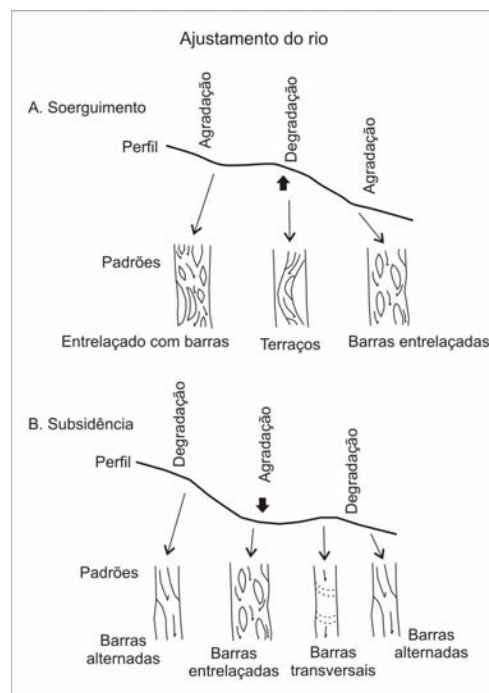


Figura 3-1 Ajustamento de rios entrelaçados diante da deformação crustal por soerguimento (A) e por subsidência (B), segundo Ouchi (1985).

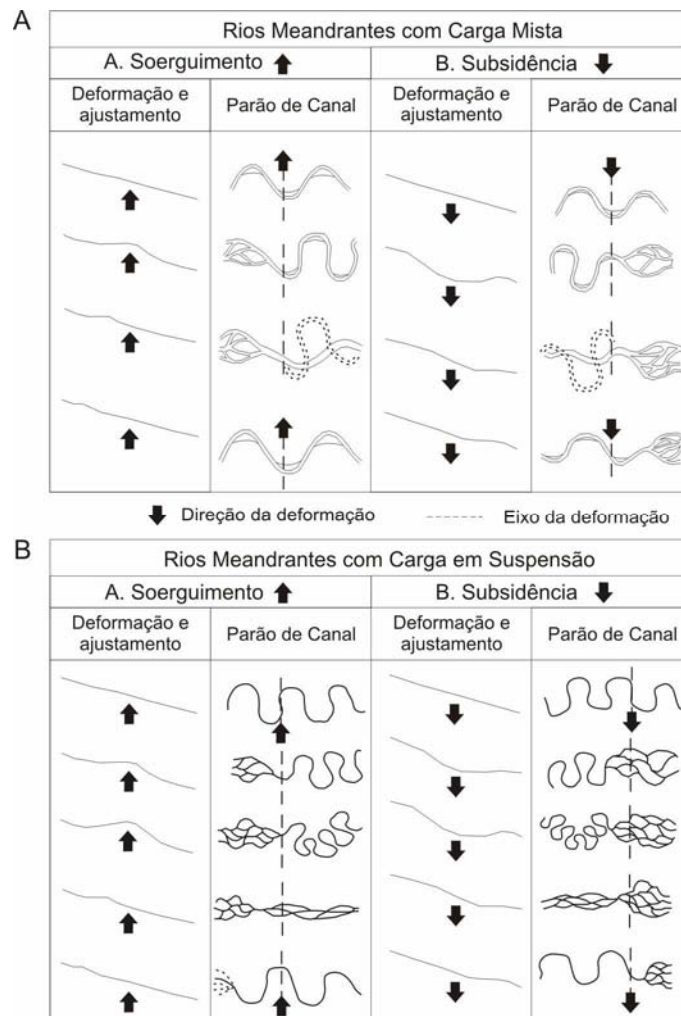


Figura 3-2 Ajustamento de rios meandrantés com carga mista (A) e com carga em suspensão (B) frente a deformações crustais pro soerguimento e por subsidência, segundo Ouchi (1985).

Essas rupturas de declive exercem a função de níveis de base regionais, sobre os quais todos os processos de ajustamento são desencadeados. Schumm (1993) mostrou os efeitos das mudanças do nível de base na morfologia do canal. Litologias mais resistentes à erosão fluvial também funcionam como níveis de base, podendo provocar efeitos similares, como apontaram Zancopé e Perez Filho (2003, 2006). Arche e López-Gómez (1999) mostraram os efeitos tectônicos em registros sedimentares de ambientes fluviais antigos da Península Ibérica.

Dependendo da dinâmica estrutural, a atividade tectônica ainda pode gerar um movimento transversal do canal em relação ao vale fluvial. Nesses casos, o rio desloca-se preferencialmente em direção ao bloco basculado ou por causa da declinação do bloco. O rio

migra lateralmente somente para uma direção, cuja evidência é percebida pela concentração de paleocanais apenas no lado oposto à direção do movimento, bem como pelos depósitos sedimentares na mesma posição. Leeder e Alexander (1987), por exemplo, verificaram essa migração assimétrica em trecho meândrico do Rio South Fork Madison, no SW de Montana (EUA), conforme demonstrado no mapa da Figura 3-3.

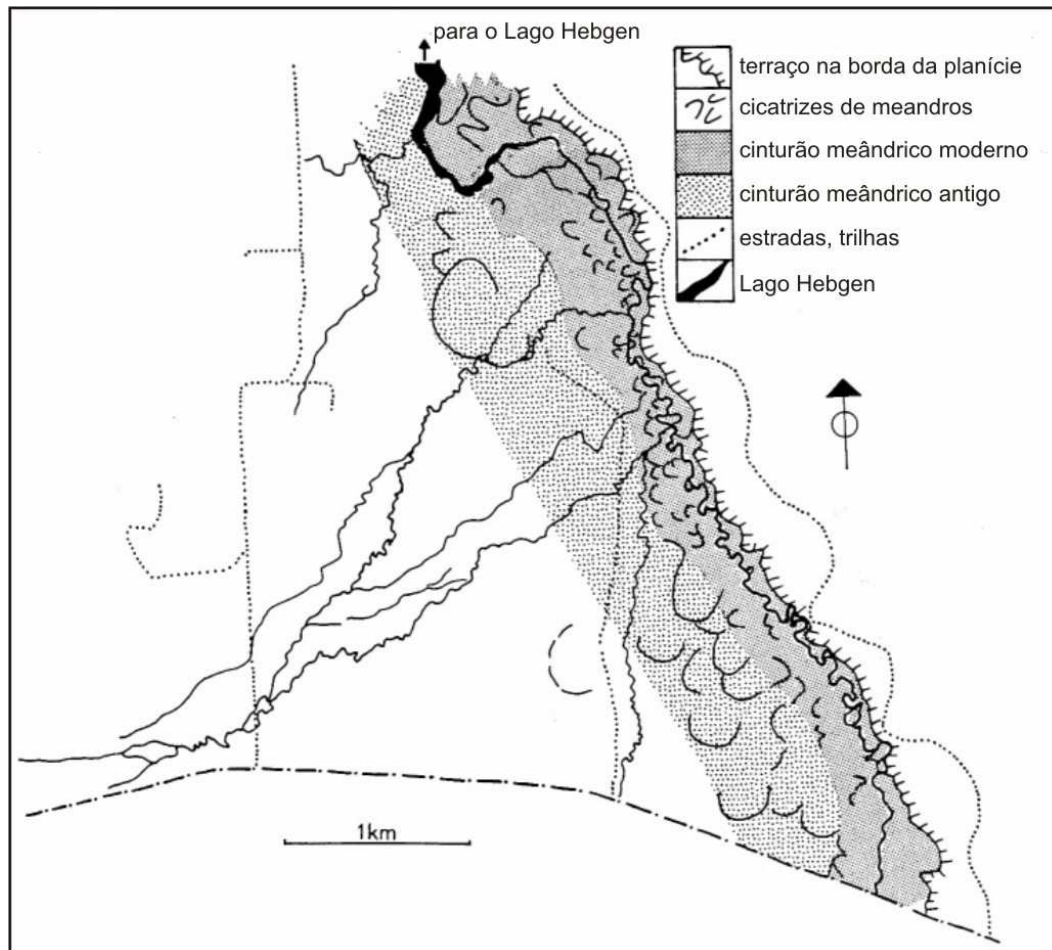


Figura 3-3 O cinturão meândrico do Rio South Fork Madison no SW de Montana (EUA), mostrando a assimetria do padrão meandrante e depósitos residuais na planície. O rio migrou gradualmente para Nordeste em resposta ao basculamento tectônico naquela direção, escoando agora encostado na margem da planície. Nota-se a presença de um cinturão meândrico Pleistocênico abandonado bordejando o cinturão meândrico moderno e a preservação preferencial das cicatrizes de meandros convexos para Sudoeste, como resultado da migração lateral e erosão das cicatrizes de meandros na direção da inclinação, segundo de Leeder e Alexander (1987).

Assim sendo, a análise do perfil longitudinal ajuda a compreender a dinâmica fluvial, a organização dos padrões de canal, o equilíbrio dinâmico dos cursos d'água e os movimentos tectônicos crustais atuantes numa bacia hidrográfica. Hack (1957; 1973) estudou os perfis dos rios apalacheanos para verificar setores fluviais em ajustamento e setores em equilíbrio. Etchebehere *et al.* (2004) estudaram os perfis dos rios da bacia do Rio do Peixe (W do Estado de São Paulo) de modo a detectar atividades neotectônicas naquela região.

3.1.1. Perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu

A Figura 3-4 mostra o perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu, e sua primeira observação revela as declividades acentuadas da cabeceira. Essa declividade ou gradiente fluvial elevado está ligado às relações de distribuição de energia inerentes aos primeiros trechos dos cursos d'água como destacado por Christofolletti (1981) e Hack (1957; 1973). Nota-se ainda no alto-curso a convexidade do perfil (patamar) associada ao trecho que escoia sobre o Planalto de Serra Nerga-Lindóia no Cinturão Orogênico do Atlântico (ROSS; MOROZ, 1996). Essa convexidade (patamar) constitui uma anomalia do perfil do Rio Mogi Guaçu, uma vez que interrompe a seqüência progressiva do decréscimo do gradiente em direção de jusante e trunca a forma côncava da curva parabólica, ambos ideais para perfis longitudinais dos rios equilibrados (MACKIN, 1948). Esse setor convexo anômalo do perfil longitudinal relaciona-se ao controle litológico exercido pela resistência ao entalhamento fluvial, associado à erosão diferencial das rochas do embasamento cristalino Pré-cambriano, similar ao que foi observado por Hack (1957) nos rios apalacheanos. Também está relacionado aos movimentos crustais cenozóicos ligados aos falhamentos compressivos transcorrentes, associados a zonas e cinturões de cisalhamento com destaque para a Zona Rúptil Carandaí-Mogi Guaçu (vide Figura 3-9) investigada por Trindade e Magalhães Jr. (1998) e Magalhães Jr. e Ferreira (1998).

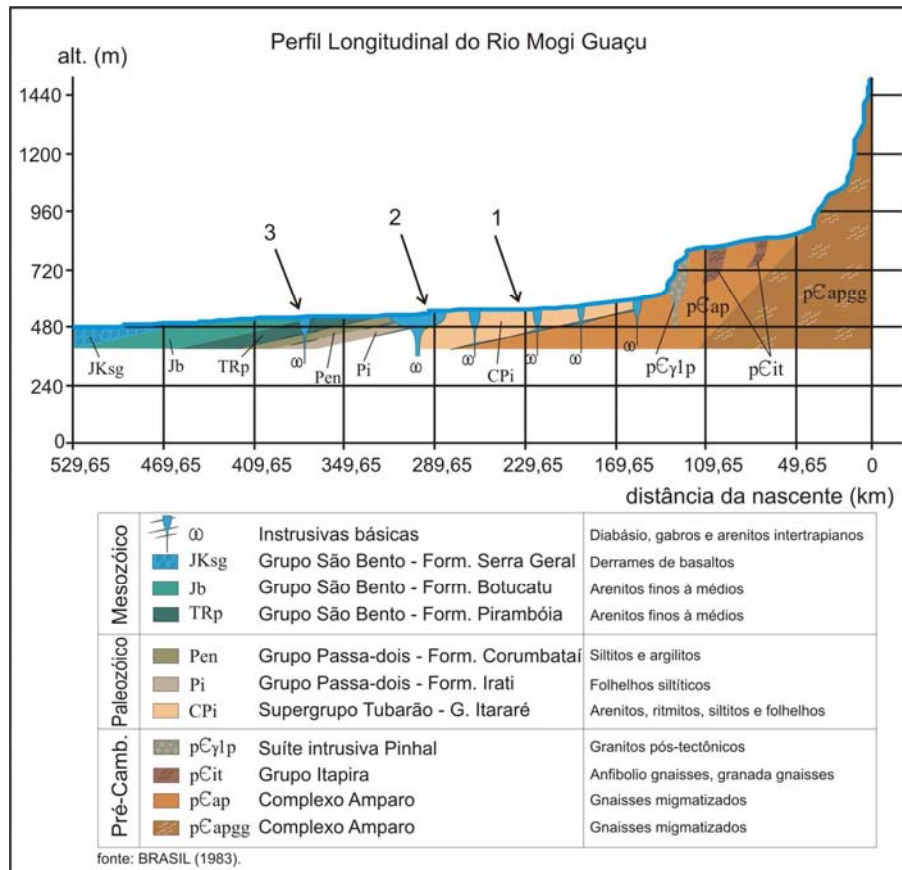


Figura 3-4 Perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu. As setas destacam as anomalias identificadas na forma do perfil.

Para o médio e baixo-curso do Rio Mogi Guaçu, foi aplicada escala logarítmica no eixo das abscissas, onde as rugosidades (rupturas de declive) do perfil longitudinal são muito sutis e de difícil visualização se observadas em plano cartesiano com escala linear. Dessa maneira, também se evitou a distorção do ângulo de inclinação do perfil, a qual seria provocada pela influência das declividades acentuadas dos trechos próximos à cabeceira (nascente) e sobre o Planalto de Serra Negra-Lindóia. Essa distorção poderia dificultar a observação, prejudicando a análise do perfil longitudinal.

A Figura 3-5 mostra o perfil longitudinal do médio e baixo-curso do Rio Mogi Guaçu em escala semi-log. Sua observação destaca três anomalias na forma do perfil, sendo a primeira constituída por uma concavidade em relação à reta (linha de tendência), com ponto de inflexão situado a aproximadamente 200 quilômetros distantes da nascente (seta 1). As demais anomalias encontram-se em setores a jusante, onde se observam uma rugosidade no perfil apresentando

convexidades em relação à reta, com pontos de inflexão situados a aproximadamente 300 e 400 quilômetros, respectivamente, distantes da nascente (setas 2 e 3).

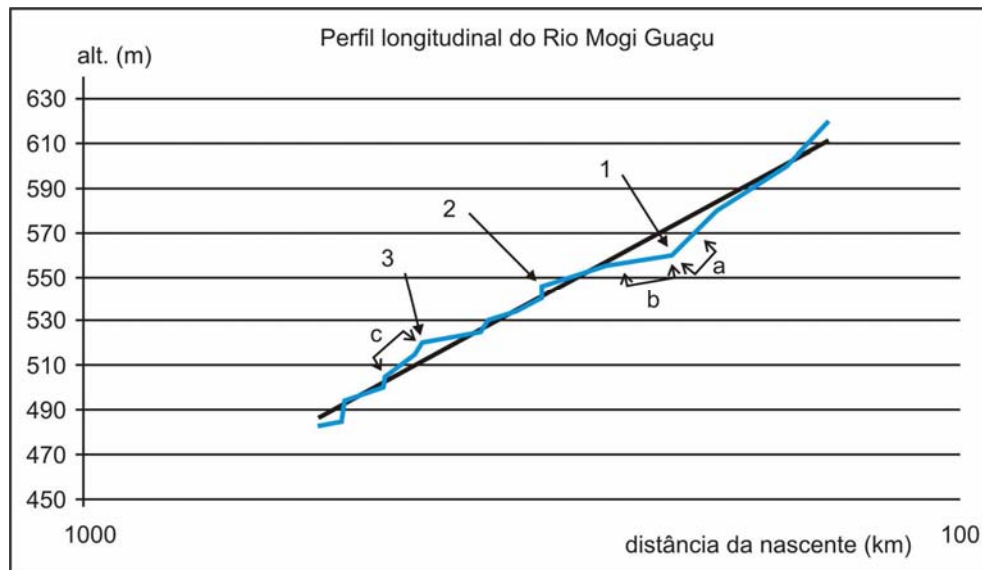


Figura 3-5 Perfil longitudinal do médio e baixo-curso do Rio Mogi Guaçu (escala semi-log). As setas destacam as anomalias identificadas na forma do perfil e os setores 'a', 'b' e 'c' destacam os meandramentos analisados que possuem relação com as anomalias.

3.1.2. Perfil longitudinal do Vale do Mogi Guaçu

De modo complementar, o método inclui a análise do perfil longitudinal do vale fluvial. Deve ser destacada a diferença entre o perfil longitudinal do rio e o do vale. O perfil longitudinal do rio correlaciona o comprimento do canal fluvial à variação altimétrica, enquanto que o perfil longitudinal do vale fluvial correlaciona o comprimento do vale à mesma variação altimétrica. A Figura 2-2 mostra as diferenças entre comprimento do rio e comprimento do vale fluvial.

A comparação entre as formas dos perfis longitudinais busca suprimir os efeitos causados pela sinuosidade do canal, que atenuam as anomalias desenvolvidas por convexidades ou concavidades do perfil longitudinal do rio. Esta é uma questão metodológica importante, pois o rio sofre alteração no comprimento do canal, por aumento ou redução da sinuosidade, de modo a ajustar o gradiente fluvial e as condições de energia e eficiência necessárias para o transporte da carga sedimentar naquele setor (MACKIN, 1948). Como demonstraram Ouchi (1985) e Schumm

(1993), canais fluviais que apresentam redução no gradiente tendem a diminuir o comprimento por redução da sinuosidade, enquanto que canais com aumento no gradiente tendem a aumentar o comprimento por aumento da sinuosidade. A Figura 3-6 apresenta os ajustamentos dos comprimentos e sinuosidades do canal fluvial decorrentes de alterações nos gradientes fluviais, em experimentos desenvolvidos por Schumm (1993).

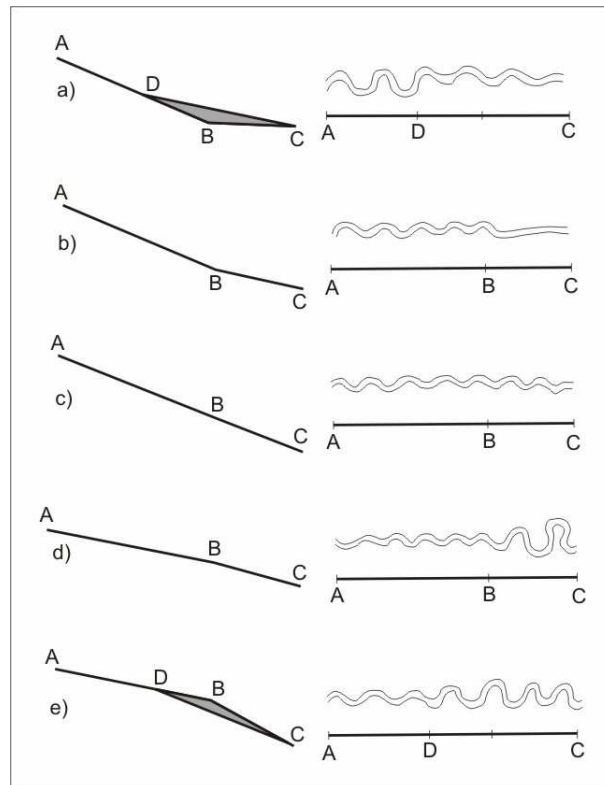


Figura 3-6 Efeitos causados pelas mudanças nos gradientes dos cursos d'água (segundo de Schumm, 1993).

Este ajustamento do canal atenua possíveis anomalias apresentadas na forma do perfil longitudinal, e não afeta o comprimento ou a sinuosidade do vale fluvial, que permanecem constantes, exceto em casos de vales meandantes por encaixamento do canal fluvial. Deve ser lembrado que, embora o comprimento e a sinuosidade do vale não sofram alterações, são mudanças no gradiente do vale que promovem esses ajustamentos do canal fluvial e o surgimento das anomalias do perfil longitudinal.

Quando o canal fluvial é mais comprido que o vale por onde escoar, o rio sofre aumento na sinuosidade de modo a ser compatível com aquele comprimento do vale. Ao

compararem-se ambos os perfis longitudinais, o ângulo de inclinação da curva (gradiente) naquele setor será maior no perfil do vale que no perfil do rio, uma vez que o comprimento do canal é maior que o do vale e o gradiente é dado pelo quociente da variação altimétrica pelo comprimento (do canal ou do vale). Assim, a comparação entre a forma dos perfis longitudinais torna as anomalias mais evidentes, as quais podem ser confirmadas.

A Figura 3-7 apresenta o perfil longitudinal do Vale do Mogi Guaçu, devendo ser observada a coincidência entre a forma e as anormalidades encontradas no perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu, na Figura 3-4. Esta coincidência mostra a afinidade metodológica e entre os princípios de explicação para as anormalidades do perfil.

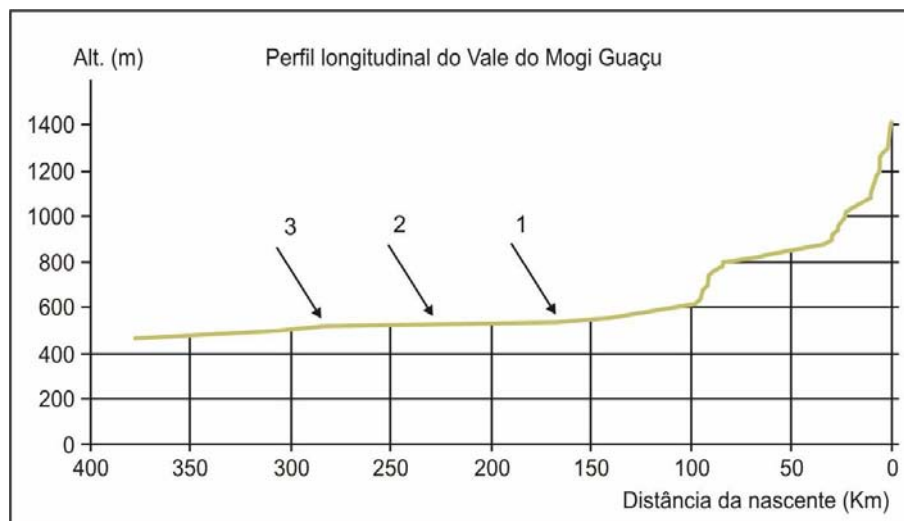


Figura 3-7 Perfil longitudinal do Vale do Mogi Guaçu. As setas destacam as anomalias identificadas na forma do perfil.

A Figura 3-8 mostra o perfil longitudinal do vale no médio e baixo-curso do Rio Mogi Guaçu em escala semi-log, como no caso do perfil longitudinal da Figura 3-5. As razões para o emprego desse artifício são as mesmas aplicadas ao perfil do rio, ou seja, destacar as rugosidades (rupturas de declive) do perfil longitudinal, que são muito sutis e de difícil visualização se observadas em plano cartesiano com escala linear.

A observação do perfil da Figura 3-8 indica três anomalias na forma do perfil, sendo a primeira constituída por uma concavidade em relação à reta (linha de tendência), com ponto de inflexão (seta 1) situado a aproximadamente 170 quilômetros distantes da nascente. As anomalias apontadas pelas setas 2 e 3 constituem convexidades em relação à reta com pontos de inflexão

situados a aproximadamente 230 e 280 quilômetros, respectivamente, distantes da nascente. Contudo, a rugosidade (rupturas de declive) no perfil não permitiu a diferenciação destas anomalias (setas 2 e 3), uma vez que a pequena variação altimétrica entre elas não favoreceu a distinção de ambas. Essa diferenciação adveio do fato de que ambas se situam acima da linha de tendência, permitindo configurá-las como anomalias convexas.

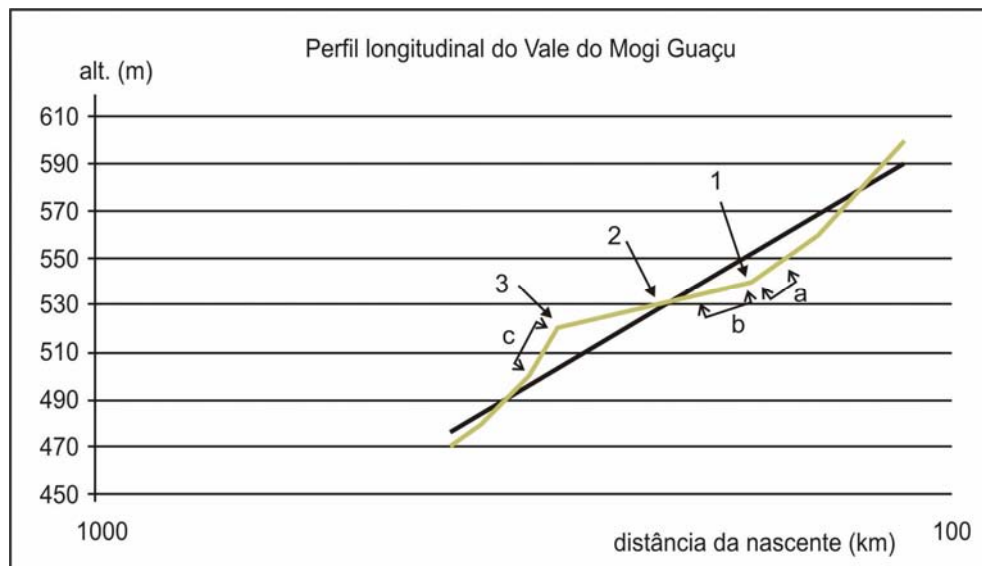


Figura 3-8 Perfil longitudinal do médio e baixo-curso do Vale do Rio Mogi Guaçu (escala semi-log). As setas destacam as anomalias identificadas na forma do perfil e os setores ‘a’, ‘b’ e ‘c’ destacam os meandramentos analisados que possuem relação com as anomalias.

3.1.3. Correlações litológicas e estruturais

As anomalias na forma do perfil longitudinal do Vale e do Rio Mogi Guaçu apresentam correlações com as transposições do canal fluvial sobre diferentes litologias e estruturas geológicas distribuídas ao longo da trajetória de escoamento. A Figura 3-4 ilustra as formações geológicas e os tipos litológicos ao longo do perfil longitudinal do Mogi Guaçu. A Figura 3-9 apresenta as principais estruturas geológicas, alinhamentos e feições estruturais encontradas na bacia hidrográfica do Rio Mogi Guaçu.

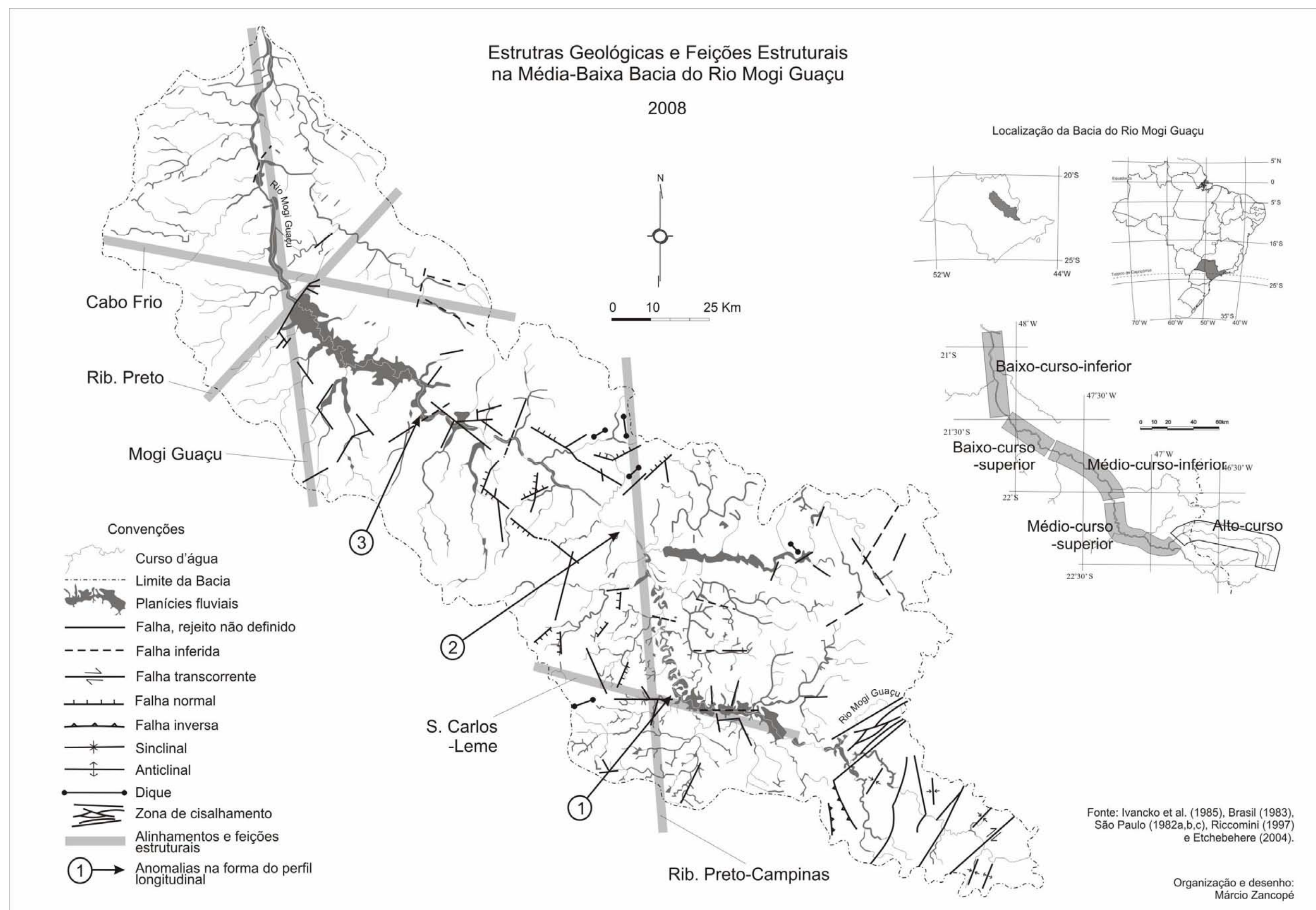


Figura 3-9 Estruturas geológicas e feições estruturais da bacia do Rio Mogi Guaçu. Modificado de Zancopé e Perez Filho (2006). Dados sobre feições estruturais compilados de Etchebehere *et al.* (2004) e Riccomini (1997).

Como já mencionado, as anomalias dos perfis observadas no alto-curso do Rio Mogi Guaçu relacionam-se à resistência ao entalhamento fluvial, associado à erosão diferencial das rochas do embasamento Pré-cambriano (vide Figura 3-4) e ao tectonismo cenozóico do cinturão de cisalhamento da Zona Rúptil Carandaí-Mogi Guaçu (vide Figura 3-9). As rochas resistentes à erosão fluvial e aqueles movimentos crustais sustentam as terras elevadas dos planaltos do Cinturão Orogênico do Atlântico em relação à morfoestrutura da Bacia Sedimentar do Paraná, no setor da bacia do Mogi Guaçu. Assim, o perfil longitudinal desenvolve um patamar elevado, correspondente àqueles planaltos, constituindo uma anomalia na forma do perfil, truncando a dinâmica fluvial.

No médio e baixo-curso do Rio Mogi Guaçu, as anomalias nas formas dos perfis longitudinais e as litologias e estruturas geológicas da Bacia do Paraná também apresentam elevada correlação. Essa correlação sugere que a anomalia côncava observada no médio-curso do perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu, indicada pela seta 1 na Figura 3-5, está relacionada às anomalias convexas localizadas a jusante, indicadas pelas setas 2 e 3 na Figura 3-5. Estas últimas são sustentadas pelas intrusões básicas cretáceas (diques e sills de diabásio), como podem ser verificadas na Figura 3-4 pela coincidência entre os ápices daquelas convexidades e essas litoe estruturas. A resistência ao entalhamento fluvial dessas intrusões básicas faz com que elas se destaquem no perfil longitudinal por serem mais resistentes (erosão diferencial) que as rochas sedimentares paleo-mesozóicas da borda oriental da Bacia Sedimentar do Paraná. Dessa forma, as intrusões exercem a função de níveis de base regionais, dando origem às anomalias convexas (setas 2 e 3, Figura 3-5).

Por sua vez, a anomalia côncava localizada no médio-curso (seta 1, Figura 3-5) representaria um ajuste do perfil longitudinal, entalhando as rochas menos resistentes dos sedimentos paleozóicos. Esse ajustamento pode ser verificado pela redução da sinuosidade e encaixamento dos meandros situados na porção mais a jusante dessa anomalia, indicado pelo setor 'b' na Figura 3-5. O entalhamento do leito promoveria a redução do gradiente, o encaixamento dos meandros e a redução da sinuosidade, similar às simulações observadas por Ouchi (1985), Gregory e Schumm (1987) e Schumm (1993), de acordo com os modelos das Figuras 3-1, 3-2 e 3-6. Na porção montante da anomalia côncava, indicada pelo setor 'a' na Figura 3-5, ocorreria aumento do gradiente causado pelo entalhamento da porção de jusante, conseqüentemente, o aumento da sinuosidade do setor 'a'. As diferenças morfológicas e dos

índices de sinuosidade do canal ao longo do perfil do Rio Mogi Guaçu podem ser observadas na parte superior da Figura 2-7, bem como suas correlações com as litologias. Estas correlações também foram apontadas por Zancopé e Perez Filho (2006).

Adicionalmente, observa-se a correlação entre as anomalias encontradas nos perfis longitudinais do médio e baixo-curso do Mogi Guaçu e as feições estruturais da borda oriental da Bacia Sedimentar do Paraná. As Figuras 3-9 e 3-10 mostram as estruturas, alinhamentos e feições estruturais na porção paulista da Bacia do Mogi Guaçu e da Bacia Sedimentar do Paraná, respectivamente. Percebe-se a coincidência entre o Alinhamento Ribeirão Preto-Campinas (Figura 3-9 e nº 21 da Figura 3-10), as intrusões cretáceas (diques e sills de diabásio) e a anomalia convexa no perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu, indicada pela seta 2 (Figura 3-5 e 3-9), onde se localiza a cachoeira de Emas, município de Pirassununga. Riccomini (1997, p. 159) também faz correlações entre este alinhamento e as soleiras de diabásio nas unidades paleozóicas, correspondentes ao Soerguimento de Mogi Guaçu, de acordo com Hasui *et al.* (1982), e a sedimentação da Bacia Bauru (Cretáceo Superior), na região de Franca (NE do Estado de São Paulo).

Silva (1997) destaca a influência das estruturas geológicas sobre lineamentos da rede de drenagem nessa região do médio-curso do Mogi Guaçu, apontando ainda para o desenvolvimento de um gráben assimétrico, constituindo uma bacia tectônica transtensiva do Quaternário, receptora dos sedimentos da Formação Pirassununga. Movimentação neotectônica seria responsável pelo basculamento de blocos, deslocamento do médio-curso-inferior do Rio Mogi Guaçu para NE no interior desse gráben e concentração dos sedimentos da Formação Pirassununga no lado oposto, segundo Silva (1997). Em decorrência desses processos, a anomalia indicada pela seta 1 na Figura 3-5 corresponderia a um ajustamento remontante na forma do perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu, por meio do entalhamento fluvial e encaixamento dos meandros, indicado pelo setor 'b' na Figura 3-5, sobre as rochas sedimentares paleozóicas. A progressão do ajustamento promoveria o aumento do gradiente, conseqüentemente da sinuosidade do canal, indicado pelo setor 'a' na Figura 3-5, originando a forma côncava da anomalia da seta 1 (Figura 3-5). A incidência de falhamentos na região do médio-curso do Rio Mogi Guaçu pode ser verificada na Figura 3-9. Deve-se ser destacado que a região do médio-curso-inferior do Rio Mogi Guaçu marca o início da transição entre a Depressão Periférica Paulista e o Planalto Ocidental Paulista.

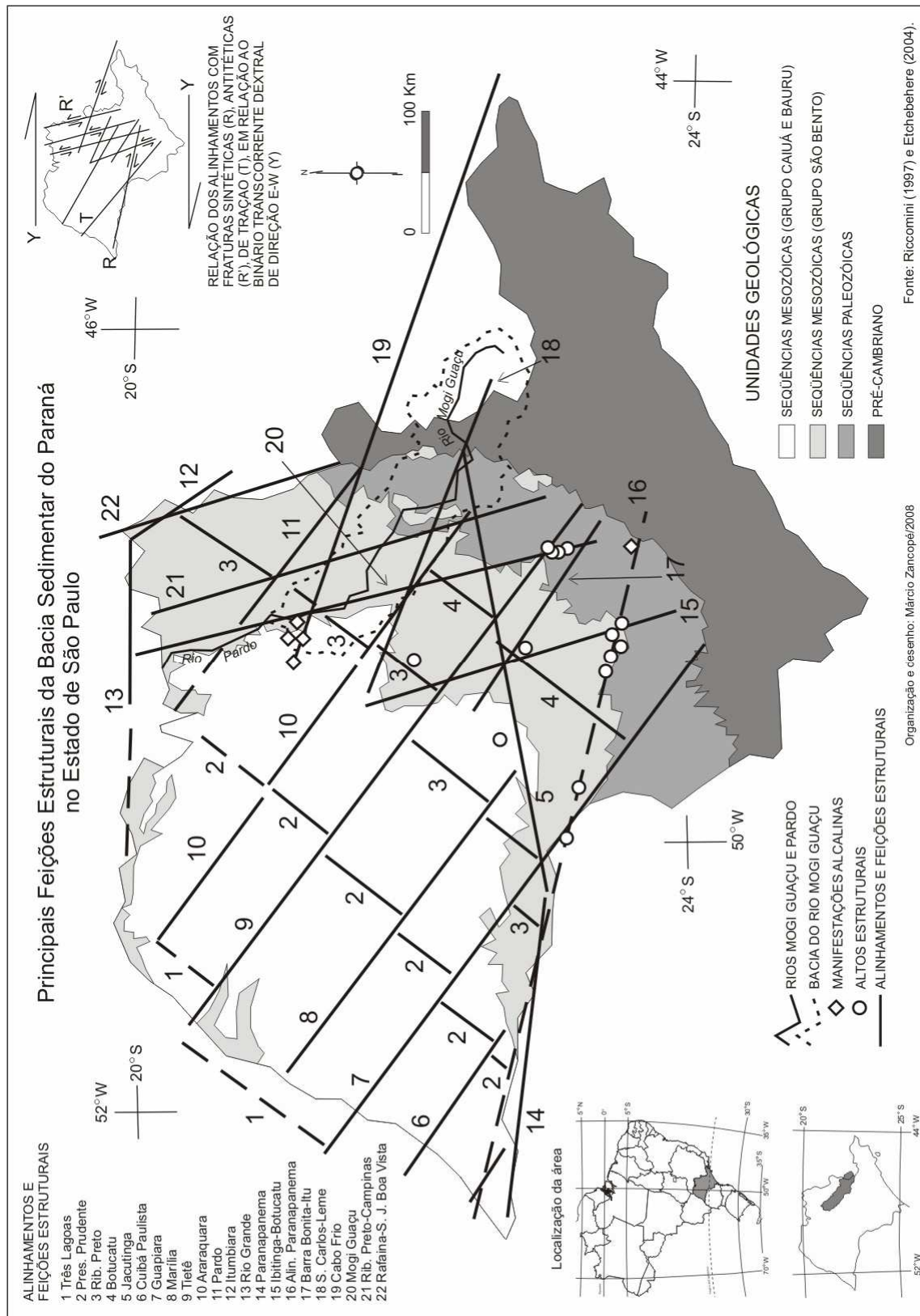


Figura 3-10 Principais feições estruturais da Bacia Sedimentar do Paraná no Estado de São Paulo. Dados sobre feições estruturais compilados de Etchebehere et al. (2004) e Riccomini (1997).

O desenvolvimento da anomalia apontada pela seta 3 na Figura 3-5 ainda estaria relacionada ao cruzamento dos alinhamentos estruturais do Rio Mogi Guaçu (nº 20, Figura 3-10), de Cabo Frio (nº 19, Figura 3-10) e a sutura crustal Ribeirão Preto (nº 3, Figura 3-10). Essas feições estruturais também podem ser visualizadas na Figura 3-9. Estudo geoes estrutural da porção paulista da Bacia do Paraná, desenvolvido por Riccomini (1997), aponta que o Alinhamento do Rio Mogi Guaçu estaria relacionado com os altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d'Alho e Jibóia na Depressão do Tietê (Depressão Periférica Paulista), e as intrusões alcalinas na região de Jaboticabal e Monte Alto (divisor NW da Bacia do Rio Mogi Guaçu) estariam relacionadas ao Alinhamento Cabo Frio. No cruzamento desses alinhamentos estruturais, encontra-se ainda a sutura crustal Ribeirão Preto, com direção NE, como visto na análise do contexto geológico e tectônico da porção paulista da Bacia do Paraná, apresentada por Etchebehere *et al.* (2004). Não por acaso, portanto, à montante do cruzamento desses grandes alinhamentos estruturais, encontra-se a anomalia na forma do perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu, apontada pela seta 3 (Figura 3-5 e Figura 3-9).

No setor 'c' (Figura 3-5), a jusante da anomalia da seta 3, o canal desenvolve padrão meândrico, altamente sinuoso ($Is = 2,13$) em ampla e contínua planície aluvial. Este setor meandrante encerra-se com o estreitamento abrupto da planície, marcado por uma falha normal transversal ao canal do Rio Mogi Guaçu (Figura 3-9) e pela transposição do canal ao passar dos arenitos da Formação Botucatu para os derrames basálticos da Formação Serra Geral. O falhamento transversal estaria ligado à sutura crustal Ribeirão Preto (nº 3, Figura 3-10), uma vez que apresenta a mesma direção NE (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004). O meandramento do setor 'c' desenvolver-se-ia em decorrência do aumento do gradiente a jusante da anomalia apontada pela seta 3 na Figura 3-5. O gradiente elevar-se-ia, uma vez que o ápice da anomalia é sustentado por uma intrusão básica cretácea, resistente ao entalhamento fluvial, enquanto que o falhamento normal transversal ao canal promoveria o rebaixamento do trecho de jusante do setor 'c', aumentando o ângulo da declividade do canal e do vale (gradiente). Esse gradiente favoreceria o desenvolvimento do padrão meandrante de elevado índice de sinuosidade, como nos modelos de Ouchi (1985), Gregory e Schumm (1987) e Schumm (1993).

Uma observação atenta no setor 'c' do perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu (Figura 3-5) destaca a existência de sub-setores com gradientes diferentes. Algo que não se verifica no mesmo setor do perfil longitudinal do Vale do Mogi Guaçu (Figura 3-8). A presença desses sub-

setores seria resultado dos processos de migração dos meandros. O elevado índice de sinuosidade e a abundante presença de meandros abandonados e paleo-canais mostra a alta velocidade da migração lateral do canal meandrante. Ao migrarem lateralmente, os meandros altamente sinuosos acabam se chocando com os meandros adjacentes, promovendo a formação dos meandros abandonados, ou lagos semicirculares (*ox-bow lakes*), e paleo-canais. Ao abandonar um determinado trecho, o canal fica mais curto, ou seja, reduz o comprimento. Com isso o gradiente é aumentado, uma vez que a variação altimétrica permanece a mesma⁵. Como esse processo de abandono de canal é freqüente neste setor, sub-setores com abandono recente apresentam gradientes mais elevados que sub-setores com meandros sinuosos que ainda não sofreram, ou que estão prestes a sofrer, processos de abandono. Assim, os processos de migração dos meandros no setor 'c' do perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu (Figura 3-5) dariam origem a sub-setores com gradientes diferentes.

Cabe lembrar, a correlação elevada entre gradiente fluvial e sinuosidade do canal, visto na Figura 3-6 (SCHUMM, 1993)⁶. Canais fluviais com gradiente elevado tendem a aumentar a sinuosidade, que por sua vez promovem processos de migração lateral e abandono de canal. Com isso o gradiente do trecho sofre aumento, conseqüentemente, força a migração lateralmente do canal, aumentando a sinuosidade e promovendo novos abandonos, e assim por diante.

Por fim, o estudo dos meandramentos fluviais torna-se importante para analisar a morfodinâmica do Rio Mogi Guaçu, uma vez que, as anomalias na forma do perfil longitudinal e, como já notou Silva (1997) e Zancopé (2004), as seqüências dos meandramentos do médio-curso (setores 'a' e 'b') e do baixo-curso-superior (setor 'c') constituem ajustamentos da dinâmica do canal em resposta ao tectonismo da borda oriental da Bacia Sedimentar do Paraná e da transição lito-estrutural entre a Depressão Periférica Paulista e o Planalto Ocidental Paulista. O estudo dos meandramentos do Rio Mogi Guaçu compõem o objeto de discussão do próximo item deste trabalho.

⁵ O gradiente fluvial é dado pelo quociente da variação de altitude em determinado trecho fluvial pelo comprimento do canal no mesmo trecho, segundo a equação $G = \frac{\Delta h}{Cc}$; onde G é o gradiente, Δh é a variação altimétrica e Cc é o comprimento do canal.

⁶ A Figura 3.12 (item 3.2 Evolução dos meandros) apresenta também as correlações entre sinuosidade e gradiente fluvial, segundo estudo sobre rios aluviais realizado por Schumm e Khan (1972).

Ainda a respeito da influência litológica e estrutural sobre a dinâmica fluvial e a forma do perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu fazem-se necessário alguns apontamentos relativos ao arcabouço geo-tectônico regional.

Riccomini (1997) estabeleceu a relação entre os alinhamentos estruturais da região NE da Bacia Sedimentar do Paraná e o tectonismo gerador da Bacia Bauru (Cretáceo Superior), ligados a uma subsidência lenta e gradual, em resposta à retração do soerguimento crustal pós-abertura do Atlântico Sul, deriva da Placa Sul-Americana e arrefecimento do substrato basáltico. Esta dinâmica promoveu estruturas rúpteis que seccionaram o preenchimento sedimentar, orientando os alinhamentos. Ele ainda apresentou a existência de efeito deformador pós-deposicional nos sedimentos, o que demonstraria a continuidade dos processos tectônicos para além da gênese da Bacia Bauru.

Silva (1997) apresentou evidências de neotectonismo e desenvolvimento de estrutura transtensiva pouco profunda e assimétrica na região do médio Vale do Rio Mogi Guaçu relacionadas à gênese neoceno-zóica da deposição dos sedimentos da Formação Pirassununga, em bacia homônima, denominada pelo autor.

Etchebehere (2000) e Etchebehere *et al.* (2004) demonstraram que anomalias morfométricas do sistema de drenagem da bacia hidrográfica do Rio do Peixe, juntamente com a dinâmica fluvial e a gênese e a deformação pós-deposicional dos sedimentos aluviais representariam movimentações neotectônicas na porção paulista da Bacia Sedimentar do Paraná.

Hasui *et al.* (1982) explicaram que os alinhamentos estruturais da porção paulista da Bacia Sedimentar do Paraná são heranças do embasamento Pré-cambriano afetando as seqüências sedimentares e ígneas da própria Bacia do Paraná, sugerindo uma atuação “tectônica de caráter ressurgente”. Afirmaram ainda que as condições tectônicas atuais parecem ser residuais, resultantes da discreta acomodação dos blocos intensamente movimentados no Terciário que afetaram as superfícies geomorfológicas de maneira não generalizada, mas concentrada em áreas de maior incidência.

Observa-se assim que essas estruturas geológicas foram importantes na sedimentação meso-ceno-zóica da Bacia do Paraná e que orientaram tectonismos recentes de modo não único e contínuo, mas residual e ressurgente, demonstrando a continuidade desses processos na história geoestrutural regional. Constatam-se, portanto, atividades crustais em regiões intra-cratônicas

distantes de zonas tectonicamente ativas, porém relacionadas a estas, podendo-se afetar a Bacia do Rio Mogi Guaçu, como verificado pelas anomalias na forma do perfil longitudinal.

Assim, é saliente a influência dos fatores geológicos passivos e ativos na dinâmica fluvial do sistema do Rio Mogi Guaçu. Passivos, pois rochas mais resistentes funcionam como níveis de base regional; e ativos, pois alinhamentos estruturais e falhamentos atuaram na forma do perfil longitudinal, onde convexidades mostram áreas soerguidas e concavidades, áreas deprimidas. Isso estaria em acordo com o que apresentam os modelos de Ouchi (1985), Gregory e Schumm (1987) e Schumm (1993), bem como as pesquisas desenvolvidas por Burnett e Schumm (1983), por exemplo, ao sugerirem que as mudanças no padrão de canal do Rio Mississippi seriam o resultado do ajustamento do rio como resposta a atividades tectônicas.

3.2 Evolução dos Meandros

Os canais fluviais apresentam uma grande variedade morfológica. Há muito se tem discutido sobre os tipos dos canais, mas ainda não se conseguiu, de maneira consistente, ir além das três categorias difundidas por Luna Leopold e Gordon Wolman na década de 1960 (LEOPOLD; WOLMAN, 1970), como discutiu Zancopé (2004). Essa classificação tripartite reúne os tipos básicos de canais fluviais: os retilíneos, os entrelaçados e os meandantes (Figura 3-11). Todos eles constituem organizações espaciais que os canais fluviais apresentam pela disposição de um padrão observado na dimensão plana na superfície terrestre. Esses tipos básicos integram os denominados padrões de canais fluviais, e especialmente se aplicam aos rios aluviais, os quais o leito e as margens são constituídos de sedimentos transportados e depositados pela ação fluvial.

Contudo, como constatou Knighton (1984), esses padrões de canal fluvial representam uma simplificação excessiva das inúmeras formas de canais fluviais possíveis de se

encontrar na superfície terrestre. Dificilmente se encontrará em campo um canal com as mesmas características morfológicas definidas num daqueles padrões. A Figura 3-11 compara os padrões de canal fluvial e as possibilidades de variações morfológicas encontradas, ordenadas segundo a classificação realizada por Kellerhals, Church e Bray (1976), como mostrado por Cunha (1994).

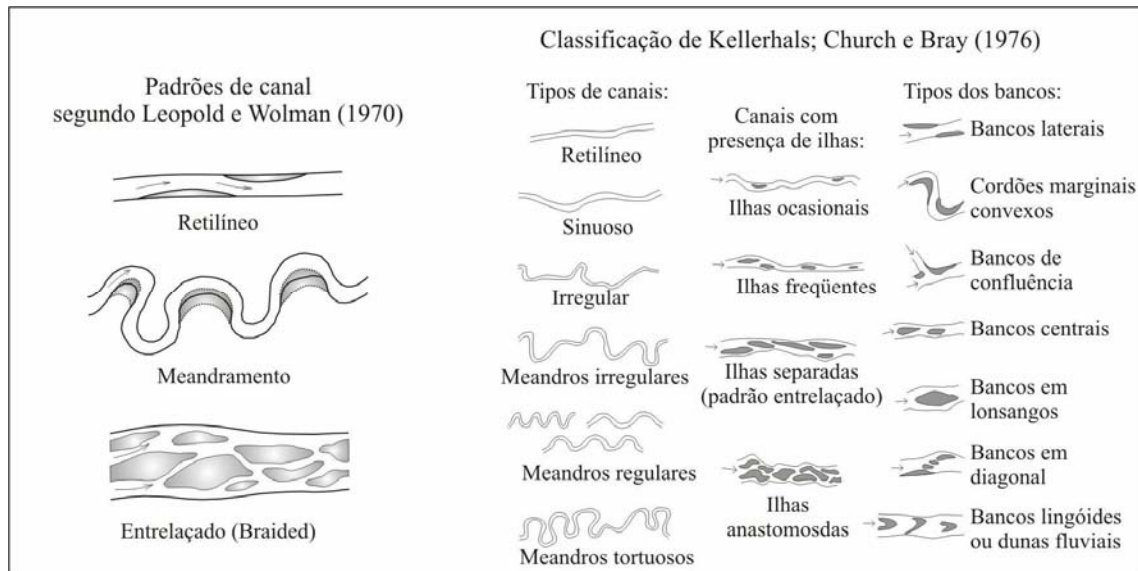


Figura 3-11 Comparação entre classificações de canais fluviais, segundo Morisawa (1985) e Cunha (1994).

No entanto, o mérito da classificação dos tipos de padrões de canal fluvial de Leopold e Wolman (1970) não está apenas em reunir as características básicas a respeito de cada um, mas na introdução do conceito do *continuum* dos padrões de canais fluviais. De acordo com este conceito, os padrões de canal resultam do ajustamento entre as variáveis do sistema fluvial, constituindo uma combinação entre: o débito ou vazão, a carga detrítica, a declividade ou gradiente fluvial, a razão largura-profundidade do canal, a velocidade do fluxo e a rugosidade do leito. Como um sistema aberto, havendo modificação de alguma variável, ou de um conjunto delas, o sistema canal fluvial reorganiza a interação entre as demais variáveis (auto-regulação), promovendo nova combinação, resultando um reajuste na forma do padrão (transformação), como no modelo de Gregory e Schumm (1987), observado na Figura 2-1. Esse ajustamento ocorre de modo contínuo na natureza, tanto no tempo (um padrão se transforma em outro) quanto no espaço (diversos padrões ao longo de um mesmo curso fluvial). Portanto, os tipos de padrões de canal fluvial representariam formas limiares entre os inúmeros tipos de canais que se pode

encontrar na superfície terrestre, ou seja, uma contínua variação de um ininterrupto ajustamento entre as diversas formas de canais fluviais.

Muito embora se verifique uma continuidade entre os padrões de canal, explicando a variedade morfológica dentro de um mesmo padrão (Figura 3-11) e a similaridade nos princípios físicos e nos processos que organizam os padrões (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 157), as mudanças de um padrão a outro não ocorrem linearmente, mas quando se atingem valores limiares. Em estudo experimental sobre rios aluviais, Schumm e Khan (1972), segundo Christofoletti (1981), demonstraram que canais retos se transformam em canais meandранtes quando a declividade ou gradiente atinge determinado valor crítico. Com o contínuo aumento da declividade os canais meandранtes, por sua vez, transformam-se em canais entrelaçados, quando se atinge novo valor crítico. A Figura 3-12/A apresenta essas transformações dos padrões de canal fluvial, a partir da correlação entre sinuosidade e declividade estabelecida no experimento de Schumm e Khan (1972).

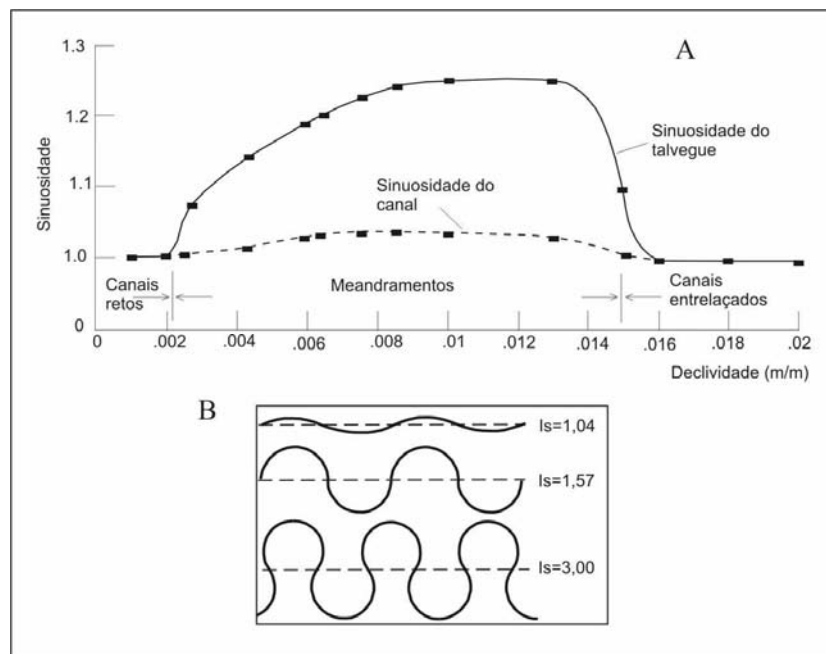


Figura 3-12 Relação entre sinuosidade e declividade dos canais fluviais (A), segundo Schumm e Khan (1972), e comparação entre diferentes índices de sinuosidade (B), de acordo com Christofoletti (1981).

Essas correlações entre padrões de canal fluvial, sinuosidade e gradiente fluvial são importantes para a análise morfodinâmica dos cursos d'água. Como visto na discussão do item

3.1.3, a respeito das correlações litológicas e estruturais e os perfis longitudinais, as transposições do canal fluvial sobre diferentes litologias e estruturas geológicas, distribuídas ao longo da trajetória de escoamento, promovem a formação de anomalias na forma do perfil longitudinal, que afetam a declividade ou gradiente, e conseqüentemente, a sinuosidade e os padrões de canal do Rio Mogi Guaçu.

O tipo de canal fluvial que interessa a esta pesquisa é o canal meandrante, pois é este que se destaca ao longo do curso do Rio Mogi Guaçu. Por definição, o padrão de canal meandrante é aquele que exibe um canal único, cujo traçado se afasta da direção normal de escoamento, retornando à mesma após delinear um circuito pronunciadamente harmônico, descrevendo assim curvas altamente sinuosas e semelhantes entre si (LEOPOLD; WOLMAN, 1960).

De modo a transpor o caráter extremamente descritivo desta definição, diversos pesquisadores propuseram indicadores analíticos para determinar os canais meândricos a partir da analogia com a senóide. A senóide é uma forma de onda cuja representação no plano cartesiano é idêntica a da função seno, e são analisadas por meio de parâmetros como comprimento de onda, amplitude, frequência, etc. Assim, os meandros, por apresentarem uma forma semelhante, podem ser identificados e analisados por esses parâmetros ondulatórios, sendo a aplicação de alguns deles mostrada na Figura 2-4/A.

Outro indicador analítico importante, devido ao emprego generalizado nos estudos dos canais meandrant, é o índice de sinuosidade (I_s). Existem metodologias diferentes para se determinar o índice de sinuosidade, porém a mais simplificada e disseminada compreende o quociente do comprimento do canal pelo comprimento longitudinal do vale no respectivo trecho fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1981). Leopold, Wolman e Miller (1964) sugeriram que canais verdadeiramente meandrant são aqueles cujo índice de sinuosidade é igual ou superior a 1,5. A Figura 3-12/B compara senóides (canais fluviais, analogamente) com valores diferentes de índices de sinuosidade (I_s).

Ao padrão meandrante ainda se sugere que seja responsável pelo transporte de carga detrítica em suspensão ou mista. A carga em suspensão é aquela transportada em suspensão na água por fluxo turbulento, enquanto que parte da carga mista é transportada ao longo do leito, juntamente com a outra parte em suspensão (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964; MIAL, 2006).

Além da peculiar morfologia, os canais meandrantos apresentam um processo hidrodinâmico de escoamento resultante das propriedades hidráulicas dos fluxos helicoidais, intrínsecos aos canais meândricos, como verificaram Corney *et al.* (2006). A Figura 3-13/A mostra a distribuição geral das velocidades dos fluxos nos meandros e a origem do fluxo helicoidal. Essa hidrodinâmica de escoamento gera processos geomorfológicos caracterizados pela contínua escavação da margem côncava e deposição da carga detrítica na margem convexa, demonstrando o modo como o padrão meandrante executa o trabalho fluvial de transporte de sedimentos e a íntima relação entre o canal e as planícies aluviais adjacentes (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964; ZANCOPÉ, 2004, p. 30).

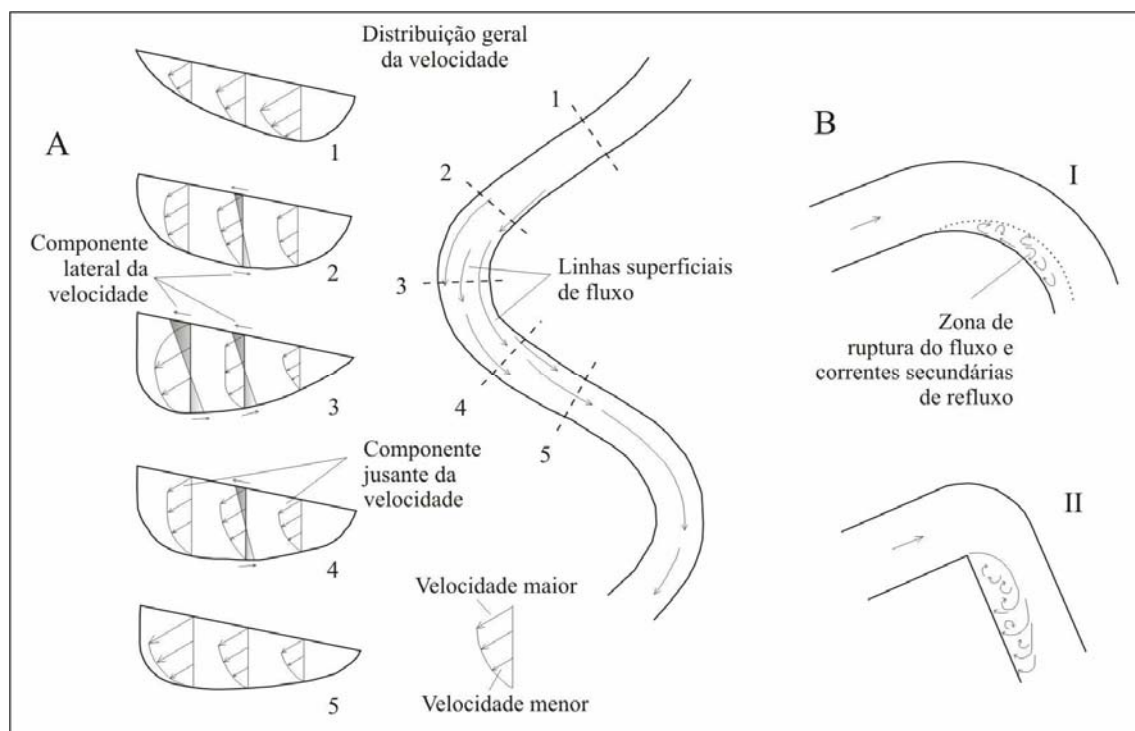


Figura 3-13 Distribuição geral das velocidades dos fluxos nos canais meandrantos. A) Os fluxos mais velozes concentram-se junto à superfície da água e da margem côncava. A aceleração centrífuga atua sobre os fluxos superficiais, gerando uma componente lateral da velocidade, a qual carrega as águas superficiais para a margem côncava e as águas do fundo para a margem convexa. A interação entre a componente lateral e a componente jusante (fluxo para jusante) da velocidade dá origem ao fluxo helicoidal, que apresenta maior expressão na seção transversal n. 3. B) Enquanto o fluxo helicoidal concentra as correntes mais velozes junto à margem côncava, promovendo remoção dos materiais e erosão por solapamento, na margem convexa ocorre uma ruptura do fluxo, gerando uma zona estagnante, instável e dissipativa com correntes secundárias de refluxo (I), favorecendo a deposição da carga detrítica. Em curvas meandricas abruptas a zona de ruptura do fluxo é mais pronunciada (II). Segundo Leopold, Wolman e Miller (1964).

Esta dinâmica remobilização dos materiais constituintes das margens côncavas e a deposição da carga detrítica nas margens convexas promovem o deslocamento lateral das curvas meândricas, ou seja, a migração da curva ao longo do eixo meândrico, muitas vezes denominada de divagação meândrica. A Figura 2-4 mostra as variáveis geométricas e os processos geomorfológicos ligados à migração dos canais meandantes. Deve ser destacada a tendência dos meandros migrarem tanto lateralmente quanto longitudinalmente, isto é, de lado a lado ou para jusante ou montante, como mostraram Cândido (1971) e Hickin e Nanson (1975). A migração contínua do canal meandrante reconstrói a planície aluvial gerando uma sucessão faciológica dos depósitos específica, e um conjunto de formas de relevo (meandros abandonados, paleocanais, bacias de decantação ou inundação, cordões marginais convexos, etc.), associados às condições de sedimentação e ao arranjo estrutural do acamamento sedimentar, como demonstraram Christofolletti (1981), Nanson (1980) e Miall (1981), tendo Miall (2006) feito um apanhado sobre os diversos sistemas fluviais deposicionais.

3.2.1 Meandros do Rio Mogi Guaçu

Nos estudos sobre o desenvolvimento e evolução dos meandros, normalmente são lembrados a migração do canal, as mudanças na amplitude dos meandros e o abandono de canal por estrangulamento do pedúnculo. Para o estudo dos meandramentos do Rio Mogi Guaçu dedicou-se especial atenção aos processos de migração e abandono de canal. A migração consiste no deslocamento do canal em relação ao eixo do meandro (transversalmente à direção do vale fluvial) e da faixa meândrica (longitudinalmente à direção do vale fluvial). O abandono de canal pode ocorrer quando, pelo processo de migração, dois meandros adjacentes se chocam e se unem, desenvolvendo um atalho para o fluxo d'água, abandonando um trecho do canal. Este é o denominado abandono de canal por corte de pedúnculo.

O deslocamento do canal foi verificado pela medição de parâmetros morfométricos raio de curvatura e direção do eixo do meandro, medidos em 1962 e 2005 (ou ao longo deste intervalo temporal). Quando se verificou aumento no raio de curvatura de um momento para outro, ocorreu o processo de migração denominado de expansão da curva meândrica. Quando se verificou redução no raio de curvatura ocorreu o processo de encurtamento da curva meândrica.

Quando se verificou uma mudança de direção do eixo do meandro, ou seja, como deslocamento angular do eixo do meandro, ocorreu migração por rotação da curva meândrica. Nos casos em que se verificou um deslocamento paralelo do eixo do meandro, ou seja, o meandro moveu-se longitudinalmente a direção do vale fluvial mantendo a mesma direção do eixo, ocorreu a translação da curva. Mudanças do eixo do meandro e no tamanho do raio de curvatura podem ocorrer concomitantemente no mesmo meandro no mesmo intervalo temporal, ocorrendo uma migração composta ou mista, sendo identificados os deslocamentos ocorridos, como por exemplo, expansão e rotação.

Foram analisados dois meandramentos do Rio Mogi Guaçu, ambos relacionados às anomalias na forma do perfil longitudinal. Um deles se localiza no baixo-curso-superior, denominado de *Jataí*, correspondendo ao setor 'c' mostrado na Figura 3-5, como também no mapa da Figura 2-4. O outro meandramento se localiza no médio-curso-superior e foi denominado de *Fazenda Campininha*, correspondendo ao setor 'a' mostrado na Figura 3-5, como também no mapa da Figura 2-4.

3.2.2 Migração dos meandros de *Jataí*

Entre os processos ligados à migração dos meandros de *Jataí* observou-se a ocorrência de encurtamento, expansão, rotação e translação da curva meândrica. Entre os processos ligados ao abandono de canal observou-se a ocorrência de abandono por corte de pedúnculo e avulsão por retomada de canal abandonado. As Figuras 3-14 e 3-15 ilustram a evolução do canal do Rio Mogi Guaçu nos trechos dos meandros de *Jataí* nos períodos estudados, mostrando o número elevado de tipos de deslocamento dos meandros.

Em ambos os trechos das Figuras 3-14 e 3-15 verificam-se que o processo de maior ocorrência é a expansão da curva meândrica (40%), seguido dos processos ligados ao encurtamento da curva (20%), translação (11,4%), avulsão por retomada de canal abandonado (11,4%), expansão e rotação da curva (8,5%), corte de pedúnculo (5,7%) e rotação da curva (2,8%). A Tabela 3-1 mostra a distribuição da frequência entre os processos de migração dos meandros de *Jataí*.

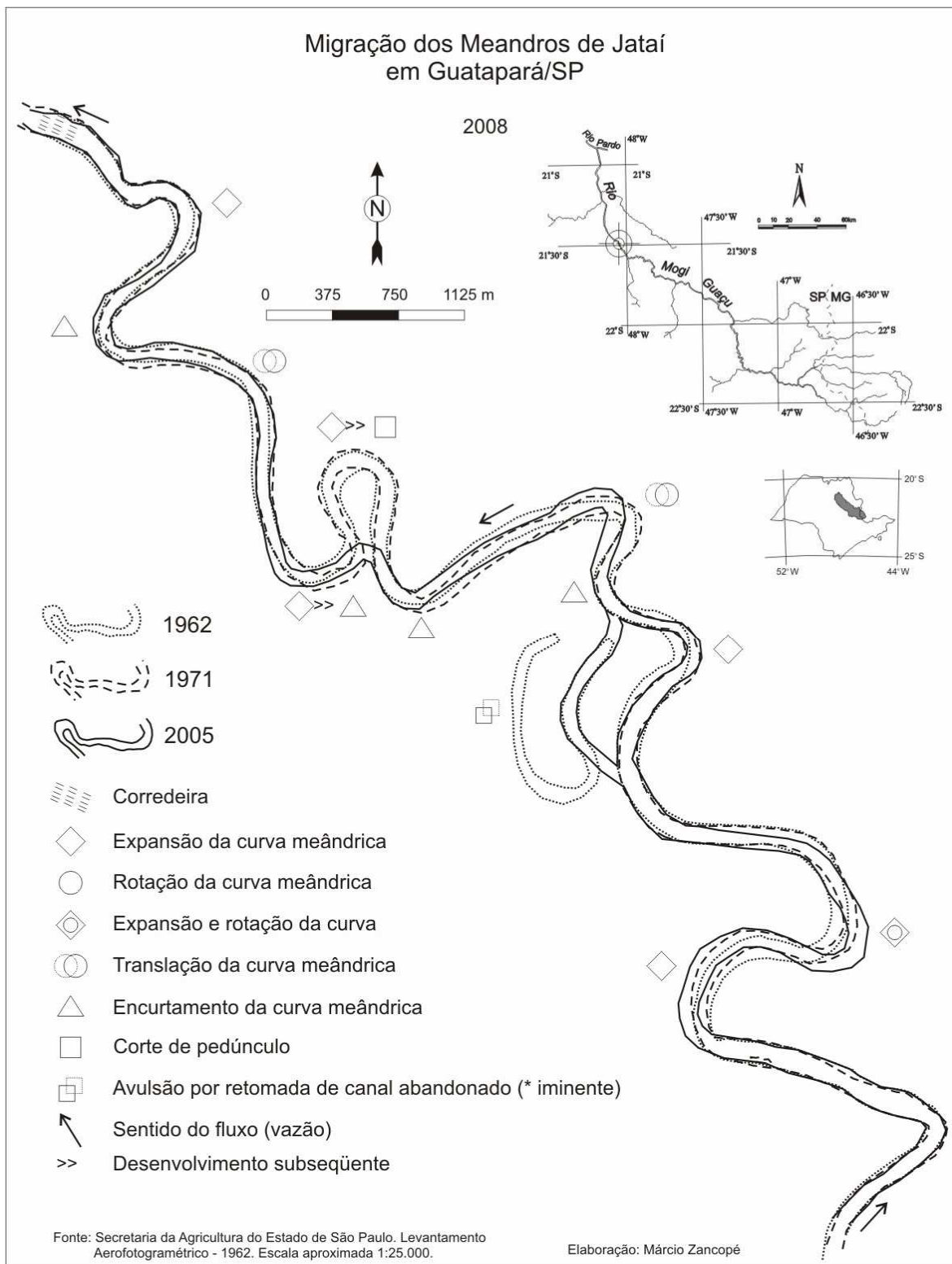


Figura 3-14 Migração dos meandros de Jataí em Guataporã/SP.

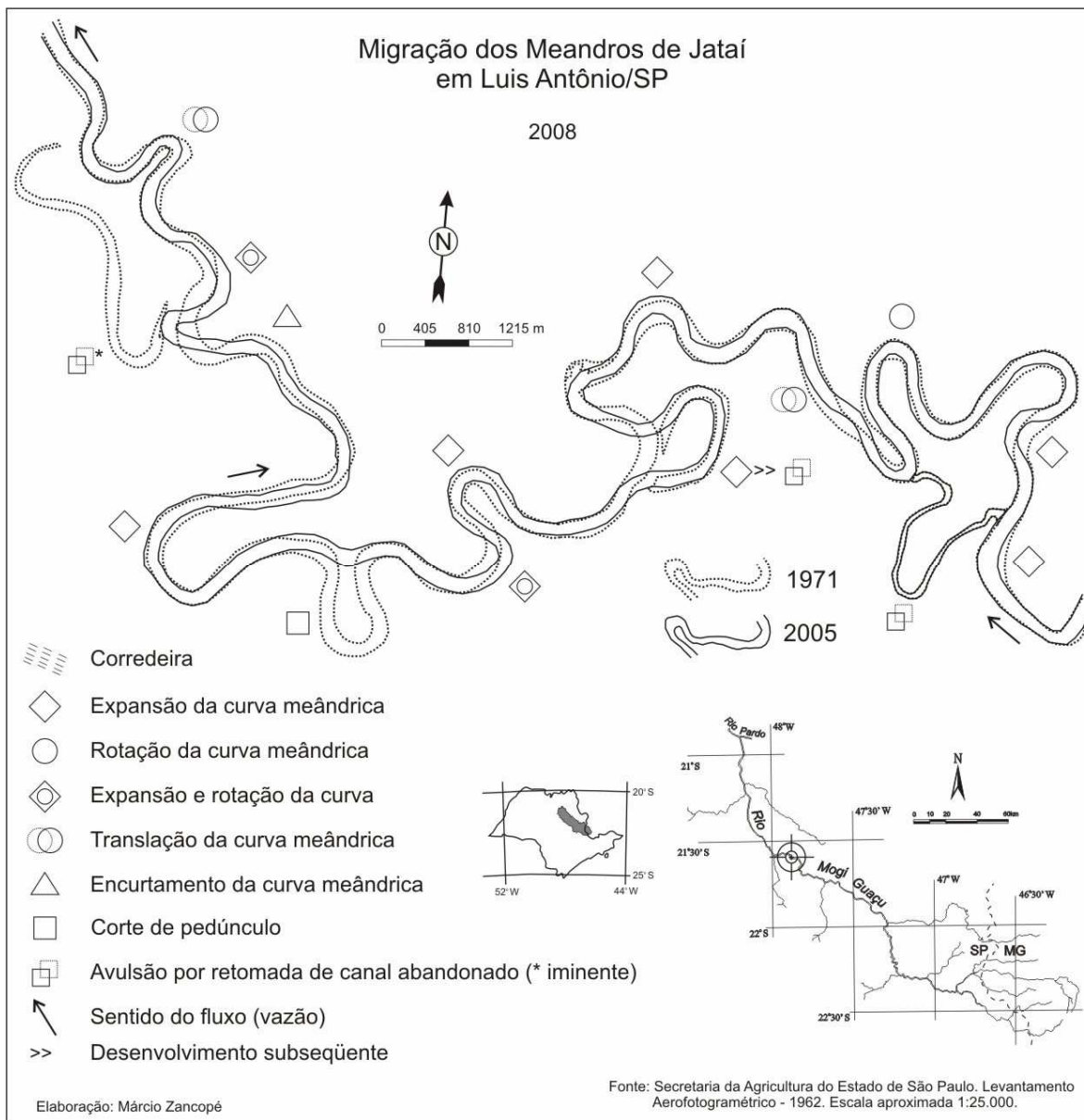


Figura 3-15 Migração dos meandros de Jataí em Luis Antônio/SP.

Tabela 3-1 Frequência dos tipos de migração de meandros do Rio Mogi Guaçu – Meandros de Jataí.

Tipo de migração	%
Expansão	40
Encurtamento	20
Rotação	2,8
Expansão e rotação	8,5
Translação	11,4
Corte de pedúnculo	5,7
Avulsão	11,4

A expansão da curva meândrica assinala o aumento do raio de curvatura e do comprimento do meandro. Segundo Hickin e Nanson (1975) o aumento do raio de curvatura de determinada curva resulta no decréscimo no raio de curvatura da curva adjacente. Conseqüentemente, a taxa e a direção da erosão lateral em determinado trecho do canal não são independentes da taxa e nem da direção da erosão nas curvas adjacentes. O aumento contínuo do raio de curvatura e do comprimento do meandro leva ao aumento do índice de sinuosidade e subsequente abandono de canal por corte de pedúnculo. Ou seja, a expansão contínua faz os meandros adjacentes unirem-se por meio do estrangulamento do pedúnculo.

A ocorrência elevada da expansão da curva nos meandros de Jataí mostra a acelerada migração lateral do canal nestes trechos do Rio Mogi Guaçu. Isto pode ser corroborado pela grande difusão de formas de relevo na planície associadas à migração lateral do canal (cordões marginais convexos, paleocanais e canais abandonados), como observado nas Figuras 2-9 e 2-10, pelo valor elevado do índice de sinuosidade ($I_s = 2,13$, segundo Zancopé, 2004), bem como pela avulsão por retomada do fluxo em canais abandonados; processo de relativa ocorrência (11,4%) nos períodos observados nestes trechos do Rio Mogi Guaçu. A avulsão por retomada do fluxo em canais abandonados mostra a acelerada migração lateral, uma vez que os canais abandonados, que ainda não sofreram colmatagem completa, retomaram novamente o fluxo com a aproximação do canal principal pela migração lateral.

Deve ser observado que a avulsão por retomada de canal abandonado constitui um processo de abandono de canal, igualmente ao corte de pedúnculo. O corte de pedúnculo é o abandono de canal pela união de dois meandros, enquanto que a avulsão é o abandono de canal pela retomada do fluxo em canais abandonados ainda não completamente colmatados. Ambos são resultantes do processo de migração da curva meândrica. Contudo, a avulsão também pode

ocorrer quando o canal passa a escoar em área da planície aluvial topograficamente mais rebaixada, como as bacias ou planícies de inundação, em relação à faixa de escoamento recém abandonada. Este tipo de avulsão não é exclusivo dos padrões de canal meandrante, sendo muito freqüente nos canais entrelaçados e anastomosados.

Outro processo muito freqüente observado nos meandros de Jataí foi o encurtamento da curva meândrica (20%). O encurtamento da curva resulta da redução do raio de curvatura e do comprimento do meandro. De certa forma, este é o processo inverso da expansão do meandro. Como citado anteriormente, as análises de Hickin e Nanson (1975) mostraram que o encurtamento da curva está ligado à expansão da curva adjacente, demonstrando a relação entre os meandros de montante e de jusante e suas taxas e direções de erosão lateral. A ocorrência elevada da expansão dos meandros provoca, conseqüentemente, a elevada ocorrência do encurtamento das curvas, demonstrando o equilíbrio entre os meandros, os processos e as formas.

Outro processo de migração observado nos meandros de Jataí foi a rotação da curva meândrica, a qual assinala a mudança de direção do eixo de curvatura. Verifica-se que nos trechos ilustrados nas Figuras 3-14 e 3-15, a rotação está quase sempre associada a outro processo, como a expansão da curva. A expansão e rotação dos meandros apresenta uma ocorrência maior que a rotação simples (8,5% e 2,8%, respectivamente, Tabela 3-1) nos meandros de Jataí. Tal processo caracteriza-se pelo aumento do raio de curvatura e do comprimento do meandro e mudança de direção do eixo de curvatura. Hickin e Nanson (1975) observaram que este processo está ligado ao ajustamento entre tipo de carga detrítica, o tipo de fluxo e o material constituinte do leito e das margens. Este ajustamento, nesses trechos do Rio Mogi Guaçu, estaria também ligado ao processo de translação da curva, o qual indicaria que as margens e o leito constituiriam meio uniformemente erodível. O processo de translação dos meandros assinala a migração longitudinal do canal, isto é, em direção de montante ou de jusante, demonstrando a uniformidade nas características das aluviões depositadas nessas planícies fluviais.

3.2.3 Migração dos meandros da *Fazenda Campininha*

A análise dos processos ligados à migração dos meandros da Fazenda Campininha mostrou a ocorrência de um número menor de tipos de movimentos dos meandros. Enquanto que

a análise dos meandros de Jataí mostrou sete tipos de processos, nos meandros da Fazenda Campininha notaram-se quatro tipos. O processo de maior ocorrência continua sendo a expansão da curva (50%), seguido dos processos de corte de pedúnculo (28,6%), encurtamento da curva (14,2%) e expansão e rotação (7,2%), como pode ser visto na Tabela 3-2.

Tabela 3-2 Frequência dos tipos de migração de meandros do Rio Mogi Guaçu – Meandros da Fazenda Campininha.

Tipo de migração	%
Expansão	50
Encurtamento	14,2
Rotação	-
Expansão e rotação	7,2
Translação	-
Corte de pedúnculo	28,6
Avulsão	-

A Figura 3-16 ilustra a evolução do canal do Rio Mogi Guaçu no trecho dos meandros da Fazenda Campininha nos períodos estudados, mostrando os tipos de deslocamento dos meandros encontrados.

Como nos meandros de Jataí, a expansão do meandro continua sendo o processo predominante, assinalando a acelerada migração lateral dos meandros da Fazenda Campininha. Os demais processos de maior ocorrência, abandono de canal por corte de pedúnculo e encurtamento da curva meândrica, estão ligados ao processo de expansão. Nos meandros de Jataí, o processo de encurtamento da curva atua de modo a inibir relativamente o processo de corte de pedúnculo, enquanto que, nos meandros da Fazenda Campininha, a elevada ocorrência da expansão dos meandros e a menor ocorrência dos processos de encurtamento favorecem a elevada ocorrência de abandono de canal por corte de pedúnculo.

A baixa ocorrência dos processos de expansão e rotação e a ausência de translação e de rotação das curvas meândricas sugerem, como observaram Hickin e Nanson (1975), uma variabilidade maior entre os materiais constituintes das aluviões depositadas na planície fluvial. Comparando a ocorrência destes processos de migração dos meandros da Fazenda Campininha com a dos meandros de Jataí, situados a jusante (baixo-curso-superior) sugere o aumento da seleção do material transportado em direção de jusante ao longo do Rio Mogi Guaçu.

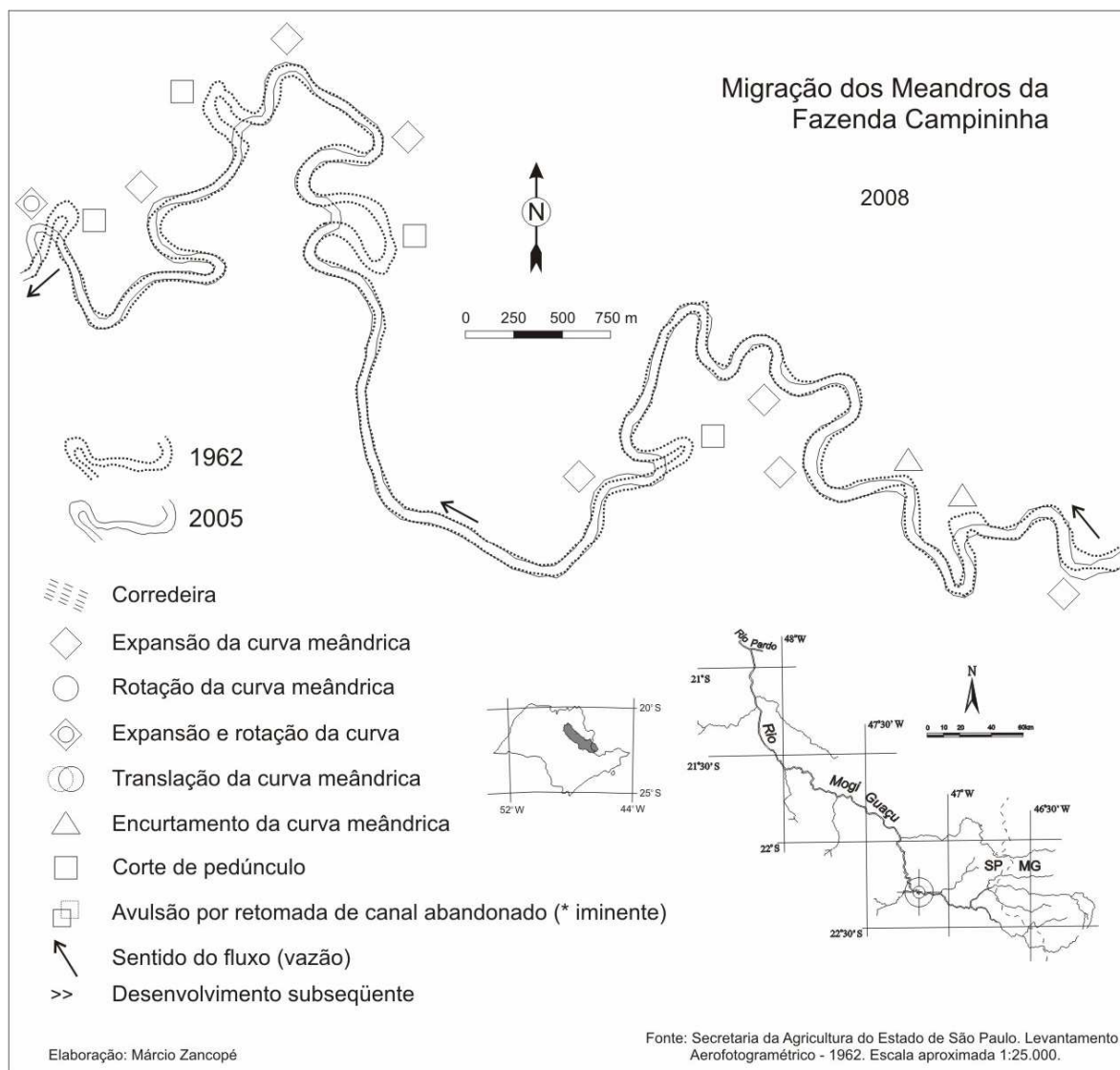


Figura 3-16 Migração dos meandros da Fazenda Campininha.

3.2.4 Comparação dos processos de migração entre os meandramentos

Os processos de migração dos meandros de Jataí e da Fazenda Campininha são graficamente comparados na Figura 3-17. Além do discutido anteriormente, são observadas as diferenças entre as planícies aluviais e o inter-relacionamento entre os processos de migração. Nos meandros de Jataí, a elevada ocorrência de expansão da curva meândrica é compensada pelo encurtamento, provocando a baixa ocorrência do abandono de canal por corte de pedúnculo.

Entretanto, a ampla ocorrência dos demais processos promoveria a acentuada migração lateral do canal, levando à colisão entre os meandros atuais e os meandros abandonados, provocando a avulsão por retomada de canal abandonado. Nos meandros da Fazenda Campininha concentram-se os processos de migração relativos à expansão da curva e abandono de canal por corte de pedúnculo. Ao aumentar de tamanho (expansão), sem a compensação sistemática exercida pelo encurtamento da curva, o meandro acaba por se chocar com o meandro adjacente, provocando o abandono de canal por corte de pedúnculo.

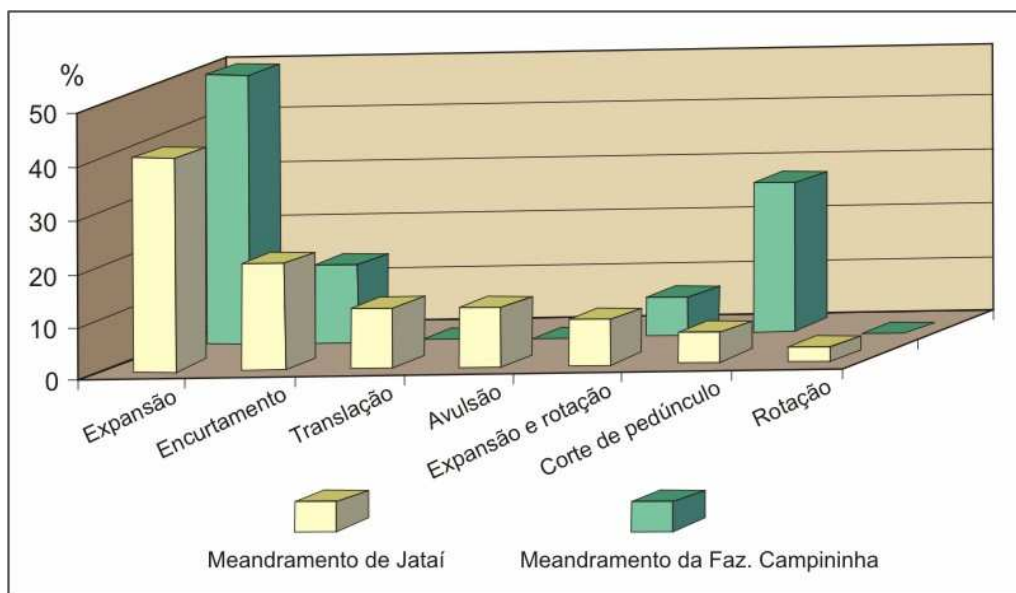


Figura 3-17 Comparação entre os processos de migração dos meandramentos de Jataí e Fazenda Campininha.

Assim, nos meandros da Fazenda Campininha, a acelerada expansão do meandro e abandono por corte de pedúnculo faz a migração lateral do canal restringir-se à faixa meândrica. O meandro expande-se, mas logo é abandonado; novamente se expande, e é abandonado outra vez. Nos meandros de Jataí, o conjunto dos processos de migração faz o canal deslocar-se lateralmente por toda a planície aluvial, de base da vertente à base da vertente. Assim, ao expandir e migrar lateralmente, o meandro encontra os lagos semicirculares dos meandros abandonados (*oxbow lakes*), passando a escoar o fluxo por este, e abandonando (avulsão) aquele trecho.

Essa migração lateral por toda a planície aluvial remobiliza todo o material depositado. Isto demonstrar que a relação entre migração lateral, meandramento, sedimentação e erosão (interação entre o sistema canal e o sistema planície) constitui o modo como os meandramentos de Jataí e da Fazenda Campininha executam o trabalho do transporte da carga detrítica. Nestes trechos, sob padrão meandrante, o rio deposita temporariamente na planície parte de sua carga detrítica, colocando-a posteriormente em trânsito devido à erosão imposta pela migração dos meandros e depositando-a novamente mais a jusante.

No caso do meandramento de Jataí, essas relações ocorrem de lado a lado na planície fluvial. No meandramento da Fazenda Campininha, essas relações acontecem apenas dentro da faixa meândrica e aquele modo de transporte dá-se apenas ali. Isso favorece o desenvolvimento e individualização de níveis geomórficos (terraços fluviais) na planície adjacente ao meandramento da Fazenda Campininha, como encontraram Perez Filho, Donzelli e Lepsch (1980) e Perez Filho (1987).

As diferenças observadas nos processos de migração do canal nesses meandramentos do Rio Mogi Guaçu mostram o comportamento diferente das duas planícies aluviais. Como ambos constituem meandramentos livres, são capazes de ajustarem-se individualmente a influências sobre o sistema fluvial. Isso demonstra que a morfodinâmica do Rio Mogi Guaçu é afetada ao longo do curso fluvial, dando origem a planícies aluviais com meandramentos de características morfológicas e dinâmica migratória diferentes. Essas planícies e suas diferenças morfológicas e dos processos de migração estão ligadas às mudanças no gradiente e às anomalias na forma do perfil longitudinal, que obedecem à orientação dos fatores litológicos e geo-estruturais da bacia do Rio Mogi Guaçu, como discutido no item 3.1.3 e como mostraram Zancopé e Perez Filho (2006).

3.2.5 Análise morfometria dos meandros

Os estudos analíticos dos meandramentos quase sempre relacionam o débito fluvial (vazão) com as demais propriedades geométricas (razão largura-profundidade, comprimento de onda, amplitude, raio de curvatura, etc.). Como apontaram Cândido (1971) e Cristofolletti e Oliveira (1974, 1975), ao pesquisarem a morfometria dos meandramentos de rios paulistas, o tamanho dos meandros está diretamente relacionado com os débitos fluviais, indicando um

comportamento alométrico. Uma das propriedades geométricas que define o tamanho dos meandros é o raio de curvatura. Mudanças nas características do débito (volume, velocidade, etc.) afetam o tamanho dos meandros, e, por conseguinte, dos raios de curvatura (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 166; LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964, p. 297).

Os processos de migração dão origem aos meandros abandonados, os quais se tornam registros das propriedades geométricas e dos débitos fluviais na época do abandono, uma vez que, ficam “impressos” nas planícies aluviais. A Figura 3-18 mostra um setor da planície do Rio Mogi Guaçu com as cicatrizes de meandros abandonados e paleocanais. Assim, as mudanças das propriedades morfométricas entre meandros de várias gerações (atuais e pretéritos/paleocanais) indicariam alterações na magnitude e na frequência dos débitos, e conseqüentemente representariam oscilações paleoclimáticas sobre os sistemas fluviais durante o Quaternário.

Para análise morfométrica da evolução dos meandramentos do Rio Mogi Guaçu (Jataí e Fazenda Campininha) foram estudadas as variações dos raios de curvatura entre os meandros atuais e os paleocanais (meandros abandonados completamente colmatados). Os dados morfométricos referentes à distribuição de frequência, mediana e média dos raios de curvatura dos meandros estão contidos nas Tabelas 3-3 e 3-4.

Observa-se que nos meandros de Jataí a média dos raios de curvatura dos meandros atuais (M_{At}) é maior que a média dos raios dos meandros atuais (M_{At}) da Fazenda Campininha. Isto pode ser explicado pelo fato de o meandramento de Jataí encontrar-se a jusante do meandramento da Fazenda Campininha. Como o débito fluvial cresce para jusante, decorrente do aumento da área de drenagem da bacia, as variáveis morfométricas seguem a mesma tendência de crescimento alométrico, explicando o aumento do raio de curvatura em função do crescimento do débito em direção de jusante, similarmente às pesquisas de Christofolletti e Oliveira (1974, 1975). Situação análoga pode ser observada pelas classes dos raios de curvatura.

A classe de maior frequência dos raios de curvatura dos meandros de Jataí, tanto para os meandros atuais quanto para os abandonados (paleocanais), situa-se entre 100-200 m, tendo como mediana o raio de 187,5 m. Contudo, verificou-se um aumento da média dos raios de curvatura dos meandros abandonados para os meandros atuais: de 210,5 m de raio médio de curvatura dos meandros abandonados para 243,3 m de raio médio de curvatura dos meandros atuais.



Figura 3-18 Planície do Meandramento de Jataí. Nota-se a difusão de cicatrizes de meandros.

Tabela 3-3 Frequência dos raios de curvatura dos meandros de Jataí. M At – meandros atuais; M Ab – meandros abandonados (paleocanais).

Meandros de Jataí		
Classe (m)	M Ab (%)	M At (%)
1-100	4,76	-
101-200	61,90	52,94
201-300	14,29	17,64
301-400	19,04	20,58
401-500	-	5,88
501-600	-	-
601-700		2,94
Média:	210,5 m	243,3 m
Mediana:	187,5 m	187,5 m

Tabela 3-4 Frequência dos raios de curvatura dos meandros da Fazenda Campininha. M At – meandros atuais; M Ab – meandros abandonados (paleocanais).

Meandros da Fazenda Campininha		
Classe (m)	M Ab (%)	M At (%)
1-100	83,3	50
101-200	16,6	46,6
201-300	-	3,3
301-400	-	-
401-500	-	-
501-600	-	-
601-700	-	-
Média:	67,7 m	111,4 m
Mediana:	62,5 m	93,7 m

O meandramento da Fazenda Campininha possui classe de maior frequência entre 50-100 m, tanto para os meandros atuais quanto para os abandonados (paleocanais). Também se verificou um aumento da média dos raios de curvatura entre os meandros abandonados e os meandros atuais (de 67,7 m para 111,4 m, respectivamente). A mediana também apresentou crescimento (de 62,5 m para 93,75 m, respectivamente), porém, ainda permanecendo dentro da mesma classe (50-100 m).

A Figura 3-19 compara graficamente a distribuição dos raios de curvatura dos meandros de Jataí. Além da observação gráfica do verificado logo anteriormente, é possível notar um tênue deslocamento da curva de distribuição dos raios de curvatura dos meandros atuais em

relação à curva dos meandros abandonados (paleocanais), no sentido do crescimento dos raios dos meandros. Isso se daria pelo aumento da amplitude da base e redução da agudez da curva (curtose) dos meandros atuais, mostrando a tendência do crescimento dos raios de curvatura dos meandros.

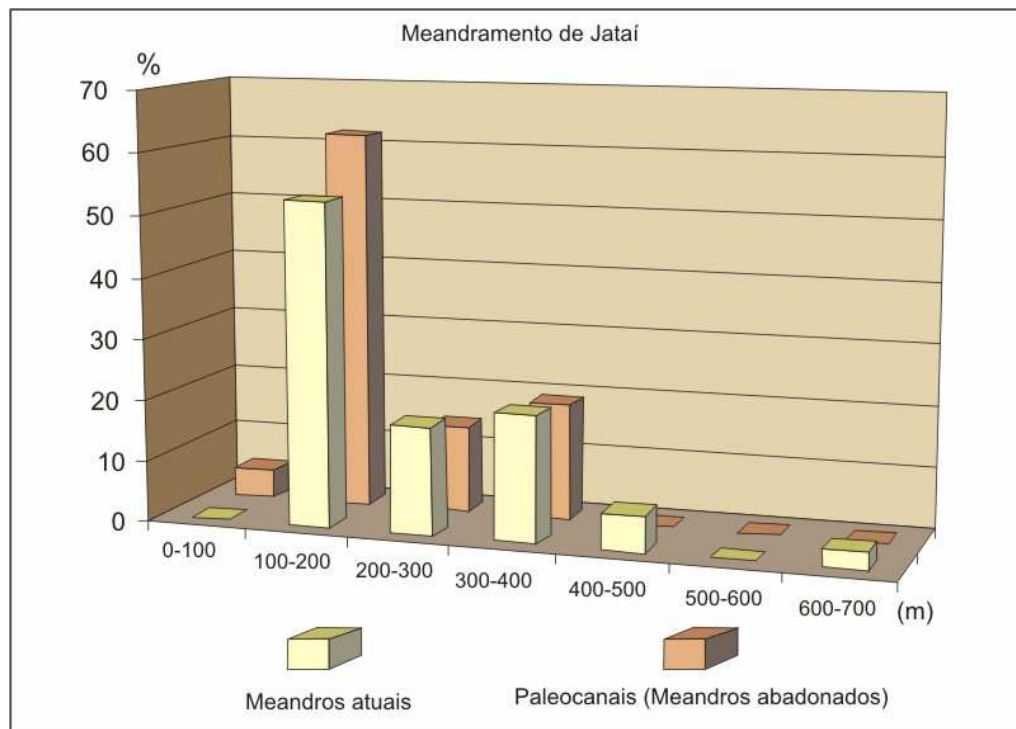


Figura 3-19 Variação dos raios de curvatura dos meandros atuais e abandonados (paleocanais) do meandramento de Jataí.

Para o meandramento da Fazenda Campininha, a Figura 3-20 mostra mais claramente o deslocamento da curva de distribuição dos raios de curvatura dos meandros atuais em relação aos meandros abandonados (paleocanais). Observa-se que o deslocamento da curva de distribuição dar-se-ia com o aumento da frequência nas classes de maior raio de curvatura (100-150 m e 150-200 m) e redução na classe de menor raio (0-50 m), mostrando a tendência do crescimento dos raios de curvatura dos meandros.

O aumento da média e o deslocamento das curvas de distribuição dos raios de curvatura dos meandros abandonados (paleocanais) para os meandros atuais em ambos os trechos do Rio Mogi Guaçu (Jataí e Fazenda Campininha) sugerem um crescimento do débito histórico.

Esse crescimento da vazão seria decorrente de o clima ter se tornado mais úmido, ou seja, a mudança de um clima passado mais seco, com débitos fluviais menores, para um clima atual mais úmido, com débitos fluviais maiores. Deve ser lembrado que a mesma tendência entre dados morfométricos foi obtida por Cândido (1971) e Cristofolletti e Oliveira (1974, 1975) que aludiram à mesma hipótese interpretativa de mudança paleoclimática.

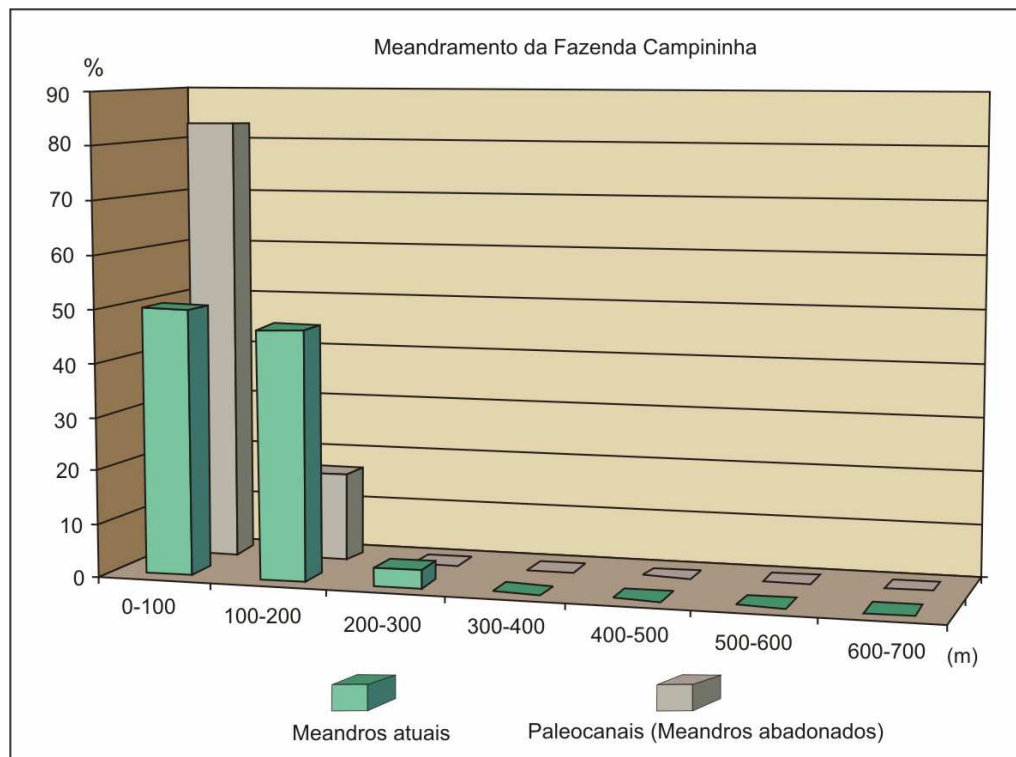


Figura 3-20 Variação dos raios de curvatura dos meandros atuais e abandonados (paleocanais) do meandramento da Fazenda Campininha.

A mudança para um clima mais úmido, com débitos fluviais maiores, que levariam ao aumento dos raios de curvatura dos meandros do Rio Mogi Guaçu, teria ocorrido a partir do Holoceno superior. Segundo observações de Christofolletti (1981, p. 180), habitualmente considera-se que a migração dos canais meandantes seja muito rápida, assinalando, em revisão por diversas pesquisas, que os meandramentos do baixo-curso do Rio Mississippi teriam sofrido grandes deslocamentos na planície nos últimos 200 anos. O Rio Ucaiali, no Peru oriental, teria o desenvolvimento e abandono completo dos meandros em 500 anos, enquanto que cortes de

pedúnculos de meandros do Rio Purus, na Amazônia ocidental, ocorreriam em 65 anos. Contudo, Christofolletti (*op cit.*) aponta que esses casos corresponderiam a desenvolvimentos muito acelerados e que cursos fluviais em geral surgiriam com maior estabilidade.

Latrubesse *et al.* (2005) discutiram a evolução quaternária dos grandes sistemas fluviais brasileiros, mostrando evidências de um período mais seco que o atual, no centro-sul do Brasil, durante o Holoceno médio, entre 3,5 a 2,5 mil anos A.P. As atuais condições de clima úmido teriam se estabelecido no Holoceno superior, tendo as planícies fluviais atuais do Rio Amazonas idades entre 3.000 a 1.000 anos A.P., ou mesmo inferiores.

A evolução do sistema fluvial do Rio Paraná teria sofrido influência de quatro eventos climáticos durante o Pleistoceno superior e Holoceno, segundo Latrubesse *et al.* (2005). O primeiro deles apresentava clima seco e teria ocorrido até 8.000 anos A.P., quando se iniciaria um segundo período caracterizado por clima úmido. Entre 3,5 a 2,5 mil anos A.P., o clima teria se tornado seco novamente, caracterizado pela ocorrência de depósitos eólicos e pequenos leques aluviais a partir de tributários da margem direita do Rio Paraná. O último período evolutivo, correspondente ao atual, teria se desenvolvido a partir de 2,5 mil anos A.P. e caracterizar-se-ia por um clima mais úmido que o anterior, com retrabalhamento dos depósitos antigos e aprofundamento do talvegue.

Barcyszczyn (2001) encontrou um nível de paleossolo entre os depósitos da planície de inundação do Rio Paraná, com idade de 1.700 ± 70 anos A.P. (^{14}C). Juntamente com dados palinológicos, indicando o aumento de plantas do tipo arbóreo (C3) em relação às gramíneas (C4), Barcyszczyn (*op cit.*) demonstra a passagem para o clima atual mais úmido que o período anterior.

Perez Filho, Donzelli e Lepsch (1980) e Perez Filho (1987) encontraram quatro níveis geomórficos na planície aluvial do Rio Mogi Guaçu, adjacentes ao meadramento da Fazenda Campininha (item 3.2.3). Os dois mais elevados corresponderiam a níveis de terraços, apresentando solos mais intemperizados, enquanto que os dois mais baixos, apresentando solos menos intemperizados, margeiam o canal fluvial e corresponderiam a níveis da planície de inundação atual (Figura 3-21). Esses diferentes níveis geomórficos e estágios de evolução dos solos corresponderiam às mudanças da dinâmica fluvial do Rio Mogi Guaçu ligadas às oscilações climáticas quaternárias (PEREZ FILHO, 1987).

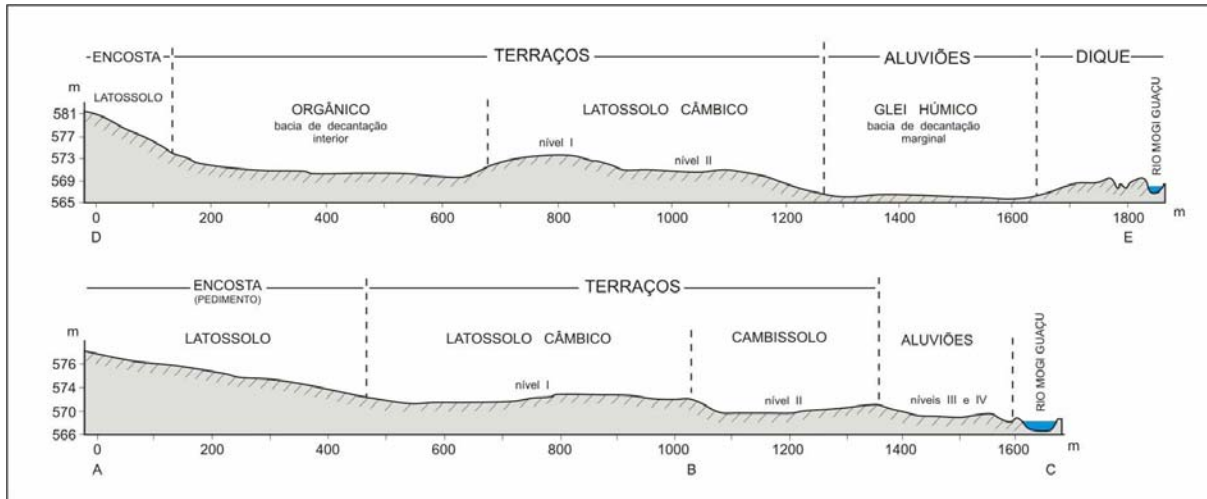


Figura 3-21 Perfis topomorfológicos associados aos solos da planície do meandramento da Fazenda Campininha, de acordo com Perez Filho, Donzelli e Lepsch (1980).

Os dois níveis geomórficos mais baixos da planície de inundação atual do Rio Mogi Guaçu, encontrados por Perez Filho, Donzelli e Lepsch (1980) e Perez Filho (1987), possivelmente estariam ligados às flutuações climáticas dentro do Holoceno, tal qual visto no Rio Paraná, mostrado por Latrubesse *et al.* (2005) e Barczyszczyn (2001). O Rio Mogi Guaçu constitui drenagem secundária do grande sistema fluvial do Rio Paraná e teria também sofrido as mesmas influências das oscilações climáticas.

Perez Filho (1987) e Soares (1995) mapearam os compartimentos geomorfológicos e Zancopé (2004) as formas de relevo ligadas à migração do canal fluvial na planície do Rio Mogi Guaçu, adjacente ao meandramento de Jataí (item 3.2.2). Eles mostraram a ocorrência de pequeno leque aluvial na margem direita do Rio Mogi Guaçu (Figura 2-10), que indicaria uma fase de clima mais seco.

As pesquisas sobre a evolução holocênica do sistema fluvial do Rio Paraná (LATRUBESSE *et al.*, 2005; BARCZYSCZYN, 2001; STEVAUX, 1993), as relações solo-relevo mostradas por Perez Filho, Donzelli e Lepsch (1980) e Perez Filho (1987) e as formas de relevo identificadas por Soares (1995) e Zancopé (2004) apóiam a interpretação dos dados

morfométricos relativos ao crescimento apresentado pelos raios de curvatura dos meandros do Rio Mogi Guaçu, como consequência do aumento do débito fluvial ligado à mudança para um clima atual mais úmido no Holoceno superior.

Por fim, a análise morfométrica e, principalmente, da migração dos meandros do Rio Mogi Guaçu mostra que todos os processos de evolução do canal são naturais à dinâmica dos meandramentos, não observando nenhum processo que indicasse uma tendência de mudança da morfologia (padrão) do canal nos períodos estudados. Paralelamente, a difusão por toda a planície de formas de relevo associadas à migração dos meandros indica que esta padronagem constitui a morfologia do Rio Mogi Guaçu ao longo do Holoceno superior.

Carpi Jr (2001) mapeou diversas situações de risco ambiental decorrentes do uso das terras da bacia hidrográfica do Rio Mogi Guaçu. Nas planícies aluviais, as principais formas de intervenção antrópica associadas a situações de risco ambiental apontadas foram a utilização agrícola inadequada, tais como cultivo em área de proteção permanente, cultivo de cana de açúcar com fertirrigação com vinhoto, causando contaminação das águas, entre outras; e a utilização de obras de terraplanagem, cavas de extração de areias e argilas, disposição de resíduos sólidos, abertura de canais de drenagem para secamento dos banhados, destruição da vegetação natural, etc. Apontou ainda para situações de risco ambiental associadas à dinâmica natural induzida pela ação antrópica, entre elas: erosão nas vertentes, solapamentos das margens dos rios, trechos fluviais com turbidez, assorimento e/ou inundação e barragens com eutrofização e diversos níveis de assoreamento.

Entretanto, as modificações na dinâmica fluvial e as situações de risco ambiental não foram suficientes para alterar o padrão do canal do Rio Mogi Guaçu, como apontaram Zancopé, Carpi Jr. e Perez Filho (2006). Isso sugere que o sistema canal fluvial é capaz de suportar tal nível de intervenção antrópica, ou seja, não se atingiu o limiar crítico para a alteração do padrão do canal fluvial. Porém, pode ser ainda uma questão de escala temporal, mostrando que o período de resiliência para processar os ajustes no sistema fluvial do Rio Mogi Guaçu seja superior ao intervalo estudado (1962-2005), não registrando uma mudança no padrão do canal.

3.3 Associação de Pedofácies

3.3.1 Depósitos sedimentares nas planícies de canais meandrant

A migração dos canais meandrant, função da hidrodinâmica da corrente fluvial, reorganiza o material sedimentar depositado na planície aluvial. Ao deslocar-se, o canal remove o material da planície que compõe a margem côncava e deposita, na margem convexa, parte da carga detrítica que transporta. O sentido do deslocamento do meandro estabelece a frente erosiva, e a deposição na margem oposta reconstrói a planície, fechando o ciclo sedimentar. Como ilustra Monteiro (196-), o fluxo da água nos meandros trabalha em função da horizontalidade mais do que da verticalidade, caracterizando a muito referida divagação meândrica e, como ele mencionou, a ‘morfo-dinâmica fluvial’ [sic]. Dessa forma, a reorganização do material constituinte da planície aluvial se dá em favor das condições ambientais de sedimentação dos fluxos fluviais promovidas pela migração dos meandros.

Os processos fundamentais de sedimentação nas planícies aluviais de rios meandantes são a deposição por acréscimo vertical e a deposição por acréscimo lateral, como nos modelos estabelecidos por Allen (1964, *apud* MIAL, 2006) e Leopold e Wolman (1960). Os depósitos de acréscimo vertical incluem os sedimentos depositados nas planícies nas épocas dos transbordamentos (*floodplain deposits*) junto às margens fluviais (depósitos proximais), como os diques marginais (*levee deposits*) e os depósitos de rompimento de diques (*crevasse splay deposits*); e aqueles que se depositam no interior da planície (depósitos distais), como nas bacias de decantação ou pântanos (*backswamp*). Os depósitos de acréscimo lateral são formados nas margens do canal fluvial pela atividade do fluxo, onde os sedimentos são dispostos, freqüentemente, em barras inclinadas, originados pela migração lateral do canal, como os cordões marginais convexos (*point bars*) e os depósitos residuais ou de defasagem (*channel lag deposits*).

Muito embora as planícies com canais meandantes apresentem ambos os processos de sedimentação, Cândido (1971) observou que há predomínio do acréscimo lateral em decorrência da divagação meândrica. Leopold, Wolman e Miller (1964) sugeriram que entre 60% e 80% dos depósitos sedimentares das planícies com meandramentos estão relacionados com processos de acréscimo lateral. Contudo, estas proporções são relativas às taxas de migração de cada meandramento. Canais meandantes de migração acelerada apresentam depósitos de acréscimo vertical de menor expressão, fortemente interdigitados por depósitos de acréscimo lateral, como demonstraram Nanson (1980) e Knighton (1984). Em canais de migração mais lenta podem ser formados espessos depósitos de acréscimo vertical, pois há disponibilidade de longos períodos para esta deposição, até que sejam influenciados pela migração dos meandros novamente (CHRISTOFOLLETTI, 1981).

A Figura 3-22/A mostra as relações entre estes tipos de processos de sedimentação e a migração lateral. O modelo esquemático da seqüência vertical da estratigrafia dos depósitos de uma planície de canal meandrante é mostrado na Figura 3-22/B. Neste modelo é possível verificar uma característica estratigráfica importante, a granulodescrescência ascendente (*fining-upward sequence*). A granulodescrescência ascendente mostra o decréscimo do tamanho dos grãos dos sedimentos em direção à parte superior da seqüência estratigráfica. Essa característica é resultante da redução da energia e competência do fluxo fluvial, da base para o topo da seqüência estratigráfica, na formação de cada fácies sedimentar e na mudança do acréscimo lateral para o acréscimo vertical.

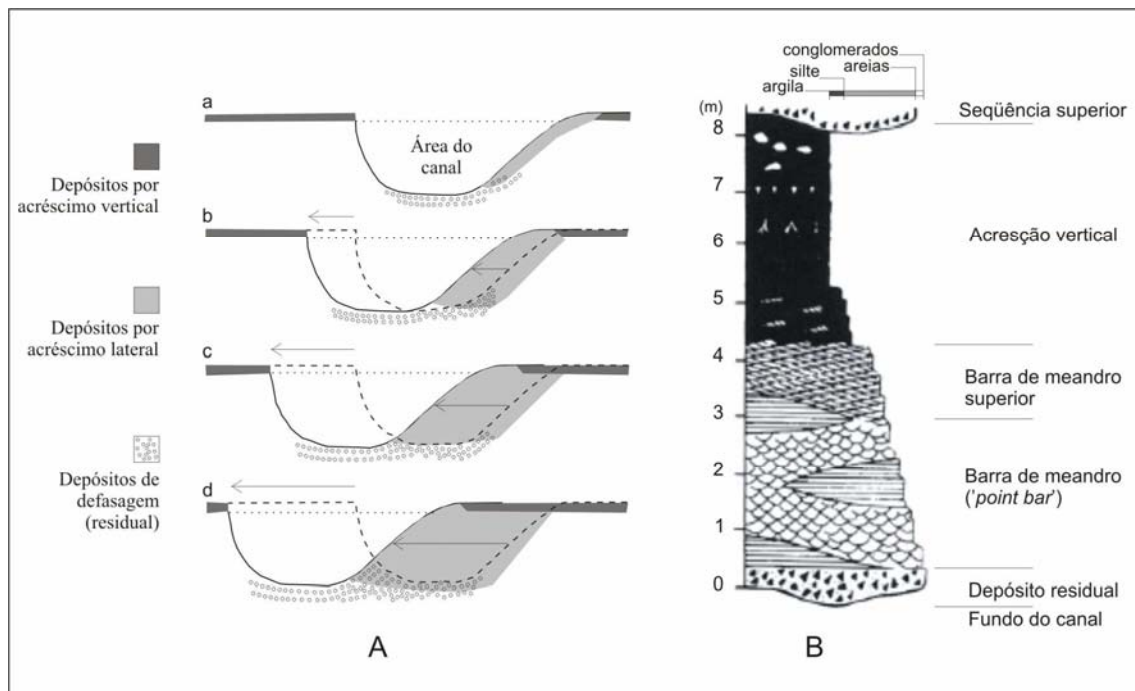


Figura 3-22 Relação entre a migração fluvial e os depósitos sedimentares. A – Diagrama da construção progressiva da planície fluvial pela migração lateral, modificado de Knighton (1984). B – Modelo esquemático da seqüência vertical de um depósito sedimentar para rios meandantes, destacando os diferentes tipos de fácies e a granulodecrescência ascendente, de acordo com Miall (2006).

Na parte inferior da seqüência (Figura 3-22/B) ocorrem sedimentos de granulometria mais grosseira (cascalhos), correspondentes aos depósitos residuais ou de defasagem. Estes se correlacionam à carga detrítica do leito ou de fundo, transportados pelos fluxos de maior energia. Na parte intermediária ocorrem sedimentos de granulometria média (areias), correspondentes aos depósitos de acréscimo lateral (cordões marginais convexos ou barras de meandro – *point bars*), habitualmente desenvolvendo estratificação com estrutura cruzada ou acanelada. Na parte superior da seqüência ocorrem sedimentos mais finos (siltes e argilas), correspondentes aos depósitos de acréscimo vertical (de planície de inundação ou bacias de decantação), comumente desenvolvendo estratificação com estrutura plana ou laminar. Estes depósitos se correlacionam à carga detrítica em suspensão, transportada pelos fluxos de menor energia e depositada nas planícies após os transbordamentos. Na porção basal destes depósitos finos da parte superior da seqüência freqüentemente aparecem lentes arenosas, correspondentes aos depósitos de rompimento de dique, sinalizando a transição entre os depósitos de canal e de planície (depósitos

proximais). Já na porção superior destes depósitos finos frequentemente aparecem mosqueamentos e feições de bioturbação, como marca de raízes e tocas de animais (pedotúbulos), sinalizando a intermitência da sedimentação (depósitos distais). Suguio e Bigarella (1990) apresentaram as características desses depósitos por meio de revisão da descrição dos tipos sedimentares de origem fluvial.

Contudo, no interior das seqüências de acréscimo vertical e lateral, ocorrem depósitos com texturas, estruturas e formas diferentes, decorrentes de variações do fluxo e da competência da corrente fluvial responsáveis pela sedimentação. Essas variações específicas do fluxo fluvial dão origem a corpos sedimentares com geometria e composição lítica definida e estruturas sedimentares próprias, gerados por padrões de paleocorrentes específicos – as fácies sedimentares (MIALL, 1981). Miall (2006) elaborou uma revisão da tipologia dos depósitos e dos processos sedimentares de origem fluvial, além de apresentar os tipos de fácies, suas características (texturas, estruturas, forma dos corpos sedimentares, processos e arquiteturas deposicionais, etc.) e os códigos para designar as principais litofácies.

Santos (2005), valendo-se da decodificação faciológica de Miall (1981) para estudar as unidades geomorfológicas e depósitos sedimentares do sistema fluvial do alto-curso do Rio Paraná (NW do Estado do Paraná), ressaltou que por meio da ‘associação de fácies’ é possível definir o ambiente de sedimentação. Ou seja, a reunião dos processos deposicionais registrados em cada fácies e suas inter-relações definem um ambiente de sedimentação. Por exemplo, em ambiente de planície distal (distante do canal), frequentemente ocorre a associação de fácies de códigos Fm, Fl e Sr, correspondente a siltes e argilas, ricos em matéria orgânica, e areia muito fina, resultante de lenta deposição em canais abandonados ou em bacias de inundação, nestes em forma de lençol, segundo Santos (2005). Ou quando ocorre a associação de fácies Sp, Sr, So, Fl e Fm correspondente a areia média e deposição lateral ao canal, em forma de cunha com macroformas e estratificação cruzada, tem-se o ambiente sedimentar de canal fluvial e arquitetura de barra lateral (SANTOS, 2005). Enquanto o primeiro exemplo trata-se de depósitos de acréscimo vertical, o segundo trata-se de depósitos de acréscimo lateral, porém com ambientes de sedimentação específicos. Sendo estes, no primeiro caso, canais abandonados ou bacias de inundação em planície distal, e no segundo caso, barra lateral em canal fluvial.

3.3.2 Pedofácies

A relação entre a migração lateral do canal fluvial e os processos de deposição promove uma rede de fácies sedimentares e formas de relevo nas planícies aluviais de rios meandantes. Adicionalmente, os processos pedogenéticos agem sobre esses materiais que, interagindo com a migração do canal e as taxas de sedimentação, dão origem a um complexo mosaico de tipos de solo na planície aluvial. Portanto, fácies, relevo e solos são resultantes das condições de sedimentação, do arranjo estrutural do acamamento sedimentar, da distância em relação ao canal, da flutuação do nível freático, da posição topográfica na planície, da composição mineralógica dos sedimentos, bem como do tempo de exposição aos processos pedogenéticos. Zancopé (2004) mapeou uma variedade de formas de relevo das planícies fluviais de trechos meandantes do Rio Mogi Guaçu. Perez Filho, Donzelli e Lepsch (1980), Perez Filho *et al.* (1983) e Soares (1995) encontraram diversos tipos de solos nas planícies do Rio Mogi Guaçu, ligados a superfícies geomórficas e compartimentos de relevo.

Kraus e Bown (1986) observaram que as planícies fluviais são marcadas por episódios não freqüentes e de curta duração de sedimentação ou erosão. Esses episódios seriam definidos pelos fluxos de inundação (*overbank discharge*), bem como pelos fluxos de margens plenas (*bankfull discharge*) na erosão decorrente da migração fluvial, como observou Christofolletti (1981). Na verdade, Kraus e Bown (*op cit.*) argumentaram que, a condição mais freqüente seria aquela na qual não ocorre sedimentação e nem erosão, ao apresentarem uma revisão de estudos de diversos pesquisadores (inclusive deles próprios), mostrando as baixas taxas de sedimentação e do volume do material depositado nas planícies aluviais em condições de estabilidade tectônica e climática. Essas situações favoreceriam o desenvolvimento e evolução pedogenética dos solos nas planícies fluviais. Cabe lembrar que esses estudos concentraram-se em regiões extratropicais, basicamente sobre a América do Norte. Contudo, essa argumentação teve o objetivo de mostrar a variável tempo na gênese dos solos das planícies, em relação à continuidade dos processos de migração dos canais e da sedimentação.

As mudanças do nível de base por diversas naturezas são aquilo que tornariam os processos de erosão e sedimentação mais freqüentes e de maior duração (denudação e aggradação, respectivamente), como demonstraram Aslan e Austin (1998) e Austin e Aslan (2001) sobre a

compartimentação do relevo e dos solos da planície do baixo-curso do Rio Mississippi, decorrentes de mudanças do nível médio do mar, durante o Quaternário.

Essas mudanças promoveriam, por um lado, a individualização de alguns solos em terraços pelo entalhamento do talvegue, quando não de sua destruição completa pela erosão decorrente da migração do canal fluvial. Por outro lado, essas mudanças poderiam provocar o aumento das taxas de sedimentação e do volume do material depositado, causando o soterramento de alguns solos, transformando-os em paleossolos. Andreis (1981) assegura que os paleossolos são verdadeiramente solos enterrados, pois são o resultado da interação ou reiteração de processos pedogenéticos até o momento do soterramento.

Bown e Kraus (1981), Kraus e Aslan (1993), Bown e Kraus (1993), Kraus (1999) e Kraus (2002) utilizaram a identificação de paleossolos como importantes marcadores estratigráficos de seqüências sedimentares aluviais, pois preservam o registro do evento deposicional e do intervalo de não-deposição e não-erosão ocorridos na planície e no sistema fluvial.

No entanto, esses argumentos explicam as variações temporais no balanço sedimentar de um sistema fluvial e, não, as variações espaciais ou os mosaicos de solos nas planícies aluviais. Bown e Kraus (1987) procuraram explicar essa variação lateral dos solos nas planícies ao indicar a relação inversa entre a maturidade dos solos e a razão de acumulação sedimentar de curta duração. Para eles a maturidade é entendida como estágio de desenvolvimento em função da quantidade de tempo requerida para formar o solo. Solos imaturos ou pouco desenvolvidos ocorreriam onde as taxas de acumulação sedimentar seriam altas como nos cordões marginais convexos (*point bars*), nos diques marginais e nos depósitos de rompimento de dique (*crevasse-splay*), devido à proximidade do canal principal (planície proximal). Esses solos também se desenvolveriam sobre os paleocanais e outros sulcos ou ravinas formados nos episódios de transbordamentos por fluxo de alta energia, como os depósitos de preenchimento de canais de rompimento de dique (*crevasse-channel*). Solos mais desenvolvidos ocorreriam quanto mais distantes do canal (planície distal), sobre os depósitos de planície de inundação ou bacias de decantação, onde as taxas de acumulação sedimentar seriam baixas. Solos de maturidade intermediária ocorreriam no intervalo entre o canal e planície proximal e a planície distal. Essa variação lateral dos tipos de solos ou paleossolos foi denominada de *pedofácies*, sendo conceituado como:

“...laterally contiguous bodies of sedimentary rock that differ in their contained laterally contiguous paleosols as a result of their distance (during formation) from areas of relatively high sediment accumulation.” (BOWN e KRAUS, 1987, p. 599).

Para estratígrafos e sedimentologistas, enquanto o termo *seqüência* é empregado com uma conotação temporal para variação vertical de unidades de rochas sedimentares ou sedimentos, o termo *fácies* é empregado tanto para variação vertical quanto lateral, porém na busca de definir os ambientes sedimentares formadores desses depósitos. O termo *catena* busca descrever a variação lateral dos solos ao longo das vertentes, em função das diferenças microclimáticas, das condições de drenagem e da translocação, vertente abaixo, dos constituintes do solo, porém, os solos desenvolver-se-iam na ausência de condições erosivas. Inversamente, os solos das planícies aluviais se desenvolveriam concomitantemente à acumulação sedimentar oriunda dos fluxos de inundação ou transbordamento de curta duração. Nesse sentido é que o termo *pedofácies* foi desenvolvido; para dar conta da variação lateral dos solos de planícies em função das taxas de acumulação sedimentar e suas relações com a distância do canal fluvial.

A Figura 3-23 apresenta um diagrama mostrando as relações laterais entre os paleossolos (pedofáceis) estudados por Bown e Kraus (1987). A parte superior (A) mostra os diferentes compartimentos da planície aluvial e a relação lateral, onde quanto mais próximo do canal (direita do diagrama) maior seria a taxa de acumulação sedimentar, maior seria a granulometria dos sedimentos e menor seria a maturidade dos solos. Quanto mais distantes do canal (esquerda do diagrama) menor seria a taxa de acumulação sedimentar, menor seria a granulometria dos sedimentos e maior seria a maturidade dos solos. A parte inferior (B) mostra a seqüência de paleossolos e os estágios de maturidade ou desenvolvimento, indicando suas respectivas posições na planície aluvial na parte superior da figura. As letras ao lado das seqüências correspondem aos horizontes dos paleossolos e seus diferentes tipos, segundo classificação adotada por Bown e Kraus (*op cit.*).

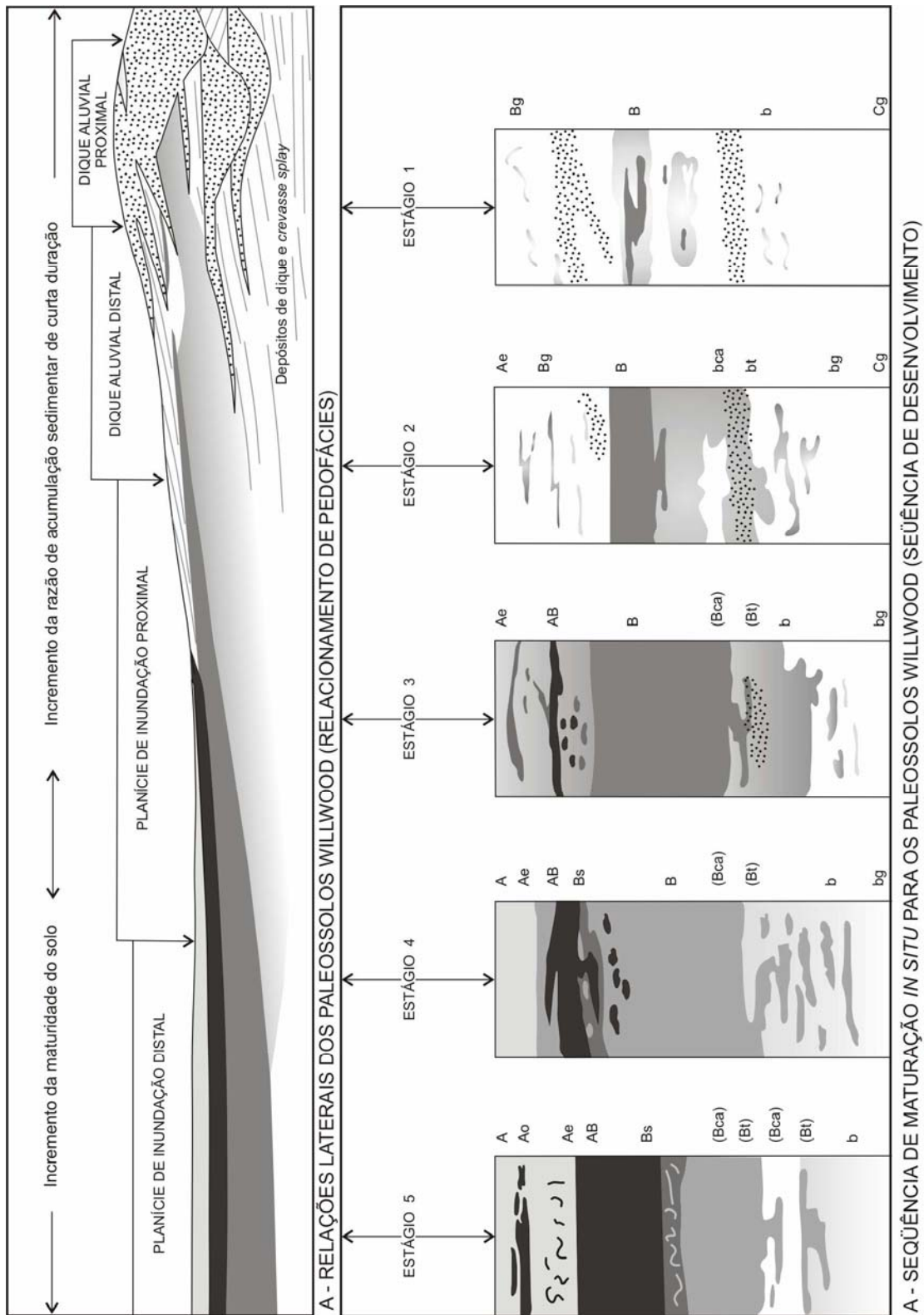


Figura 3-23 Modelo de pedofácies. A - Diagrama da relação lateral dos solos em planícies fluviais. B - Estágios de maturidade dos solos. Em (B), as letras correspondem aos tipos de horizontes de solo. Segundo Bown e Kraus (1987).

Além de ajudar a explicar a variação lateral dos solos das planícies aluviais, as pedofácies podem ajudar a compreender a migração dos canais fluviais e mudanças nos processos agradacionais, e, por conseguinte mudanças do nível de base ou outros fatores controlantes (climático ou tectônico) do sistema fluvial. Como observou Kraus (1987), ao estudar paleossolos do Eoceno (Terciário) da Bacia *Big Horn* no NW dos Estados Unidos, as seqüências verticais de pedofácies indicam a dinâmica migratória do distanciamento e/ou aproximação do canal fluvial. Seqüências verticais de pequena espessura com uma ou mais pedofácies com paleossolos mais desenvolvidos – denominadas de seqüências de pedofácies simples (*simple pedofacies sequences*) – indicam uma migração lateral lenta do canal e/ou período de quiescência tectônica ou subsidência lenta da bacia. A migração lenta do canal e/ou a baixa taxa de acumulação sedimentar permite um intervalo temporal maior para a atuação dos processos pedogenéticos e formação de solos mais desenvolvidos. As seqüências verticais mais espessas com várias pedofáceis de paleossolos imaturos – denominada de seqüências de pedofácies composta (*compound pedofacies sequences*) – indicam uma migração lateral rápida do canal e/ou atividade tectônica de subsidência acelerada da bacia. A migração rápida do canal e/ou a alta taxa de acumulação sedimentar permite um intervalo temporal menor para a atuação da pedogênese e formação de solos menos desenvolvidos, até o soterramento subsequente.

A Figura 3-24 apresenta os diagramas esquemáticos do desenvolvimento das seqüências de pedofácies, segundo Kraus (1987). O diagrama da esquerda mostra o desenvolvimento de uma seqüência de pedofácies simples, que se inicia (A) pela formação de depósitos de rompimento de dique (*cresasse splay*). Com a migração do canal (B) depositam-se sedimentos mais finos (siltes e argilas), sobre os quais se desenvolvem solos cuja maturidade evolui na medida em que o canal distancia-se. A migração aproxima novamente o canal (C) e novo depósito de rompimento de dique soterra e preserva o perfil. As colunas à esquerda da seqüência de pedofácies simples ilustram os perfis de solo, onde as letras indicam os horizontes nos respectivos estágios. O diagrama da direita mostra o desenvolvimento de uma seqüência de pedofácies composta. Os algarismos arábicos mostram o estágio de maturidade dos paleossolos (quanto maior o número, mais desenvolvido é o paleossolo). Os algarismos romanos indicam a idade dos depósitos de canal (quanto maior o número, mais jovem é o depósito). Observa-se que quanto mais distante o canal, paleossolos mais desenvolvidos são formados e, à medida que o

canal se aproxima, depositando sedimentos mais recentes, paleossolos menos desenvolvidos são formados. Nas colunas à esquerda da sequência de pedofácies composta, enquanto os algarismos romanos indicam a diminuição ascendente da idade dos depósitos, os arábicos aumentam e tornam a diminuir no mesmo sentido, indicando o aumento e posterior diminuição do nível de maturidade dos paleossolos, conseqüentemente a migração fluvial, ou seja, o afastamento e posterior aproximação do canal.

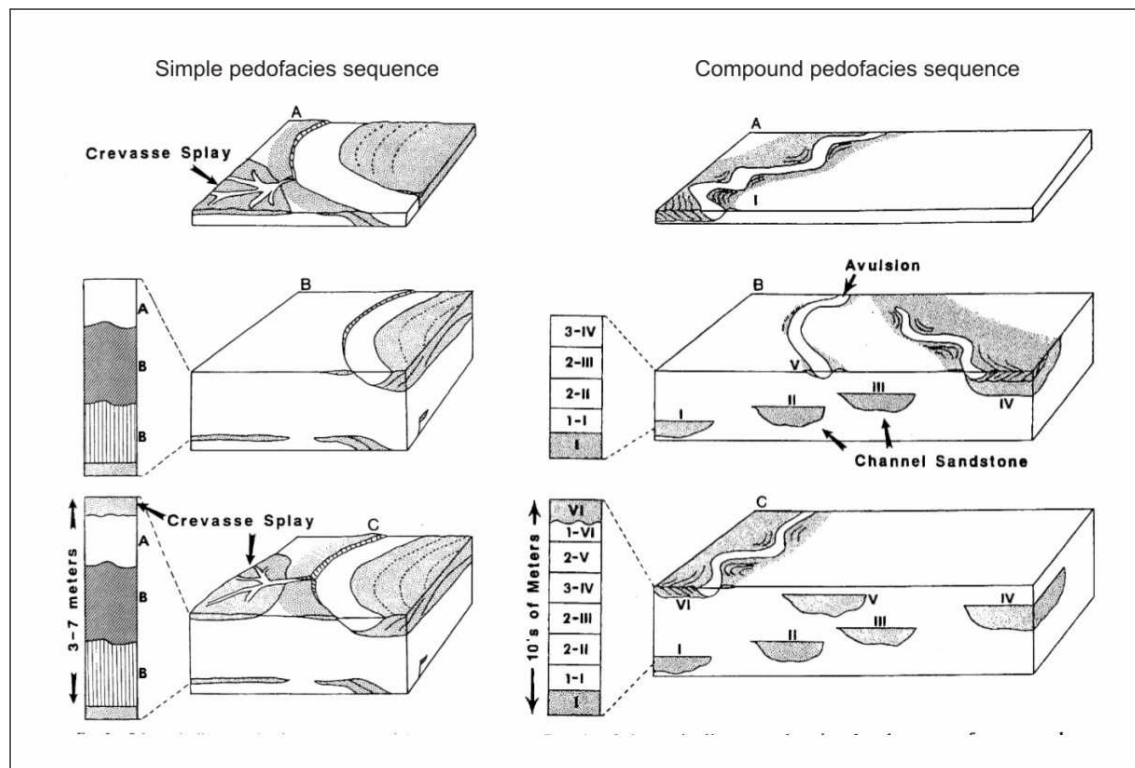


Figura 3-24 Diagrama esquemático do desenvolvimento de seqüências de pedofácies simples e de pedofácies composta, segundo Kraus (1987). Os algarismos arábicos indicam o estágio de maturidade dos paleossolos (quanto maior o número, mais maduro é o paleossolo). Os algarismos romanos indicam a idade dos depósitos de canal (quanto maior o número, mais jovem é o depósito).

Sob essas perspectivas, a descrição e a comparação de afloramentos de perfis de sedimentos aluviais alterados pelo intemperismo e por processos pedogenéticos ajudou a entender a dinâmica do Rio Mogi Guaçu. Neste trabalho foram descritos dois perfis de Solos Aluviais (Neossolos flúvicos) localizados dentro da faixa meândrica da extensa planície dos Meandros de Jataí, no baixo-curso-superior do Rio Mogi Guaçu (Figura 3-25), na qual o canal apresenta migração lateral acelerada, como identificada no item 3.2.2 (Migração dos meandros de Jataí). Os

modelos de pedofáceis de Bown e Kraus (1987) e Kraus (1987) serviram de chave de interpretação para os perfis descritos.

Deve ser destacada a dificuldade de análise decorrente do pequeno número de afloramentos disponíveis e a pobre qualidade das exposições de modo geral. As fácies argilosas e arenosas, estas últimas muito friáveis, não se apresentam litificadas, corroboram ser sedimentos recentemente trabalhados pelo canal fluvial no Quaternário médio e superior.

3.3.3 Perfil do ponto 1

O perfil do ponto 1 trata-se de um afloramento no interior de uma curva meândrica, desenvolvendo-se a partir dos sedimentos de cordões marginais (*point bars*) e de planície de inundação, depositados na margem convexa, a posterior da migração lateral do meandro. A Figura 3-25 mostra a localização do ponto 1, enquanto que Figura 3-25 mostra a situação do afloramento do ponto 1. Trata-se de uma cava de exploração de argilas e areias a 150 m da margem direita do Rio Mogi Guaçu, no subúrbio do município de Guatapará.

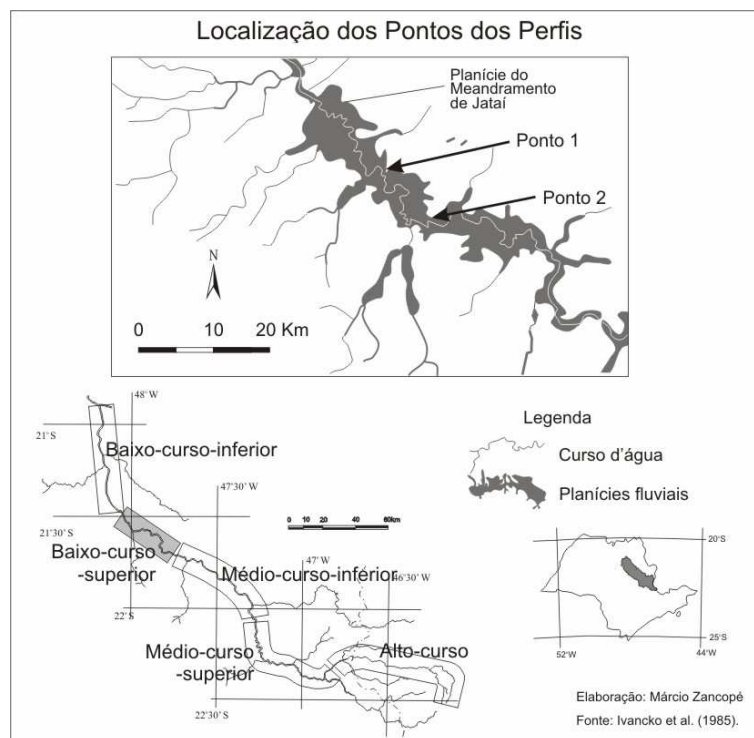


Figura 3-25 Localização dos pontos.



Figura 3-26 Localização do ponto 1. Foto: Salvador Carpi Jr. (Setembro/2007).

O perfil do ponto 1 (Figura 3-27), com uma profundidade aproximada de 1,4 m (face exposta do afloramento), apresenta uma sucessão de três camadas orgânicas negras (10YR 2/1) de 10 cm de espessura aproximadamente cada, alternadas por camadas argilosas maciças e pegajosas, de coloração Bruno-cinza-escuro (10YR 4/2), com transições abruptas entre elas. Estas camadas compreendem os primeiros 80 cm de profundidade e corresponderiam a fácies de planície de inundação (depósitos de acréscimo vertical), em virtude da granulometria fina, abundância de matéria orgânica e acamamento paralelo e horizontal.

Sotopondo essas fácies argilosas, por transição abrupta a aproximadamente 80 cm da superfície, encontra-se camada arenosa branca (10YR 8/1), sem estrutura ou estratificação, e que segue em profundidade para além da exposição do perfil (> 1,4 m). Esta camada corresponderia a fácies de canal (depósito de acréscimo lateral). Ainda apresenta lamelas de argila, de 0,4 a 0,6 cm de espessura, e aproximadamente a 1,1 m de profundidade ocorre um nível de acumulação de

argila de coloração Cinza-claro (10YR 7/1) de 5 cm de espessura aproximadamente (setas nas figuras 3-27 e 3-28). Presença de mosqueamento abundante ocorre a partir de 55 cm de profundidade e o nível freático se encontra a partir dos 1,6 m. A Figura 3-29 apresenta a sucessão destes depósitos pedogeneticamente alterados (Perfil – ponto 1).

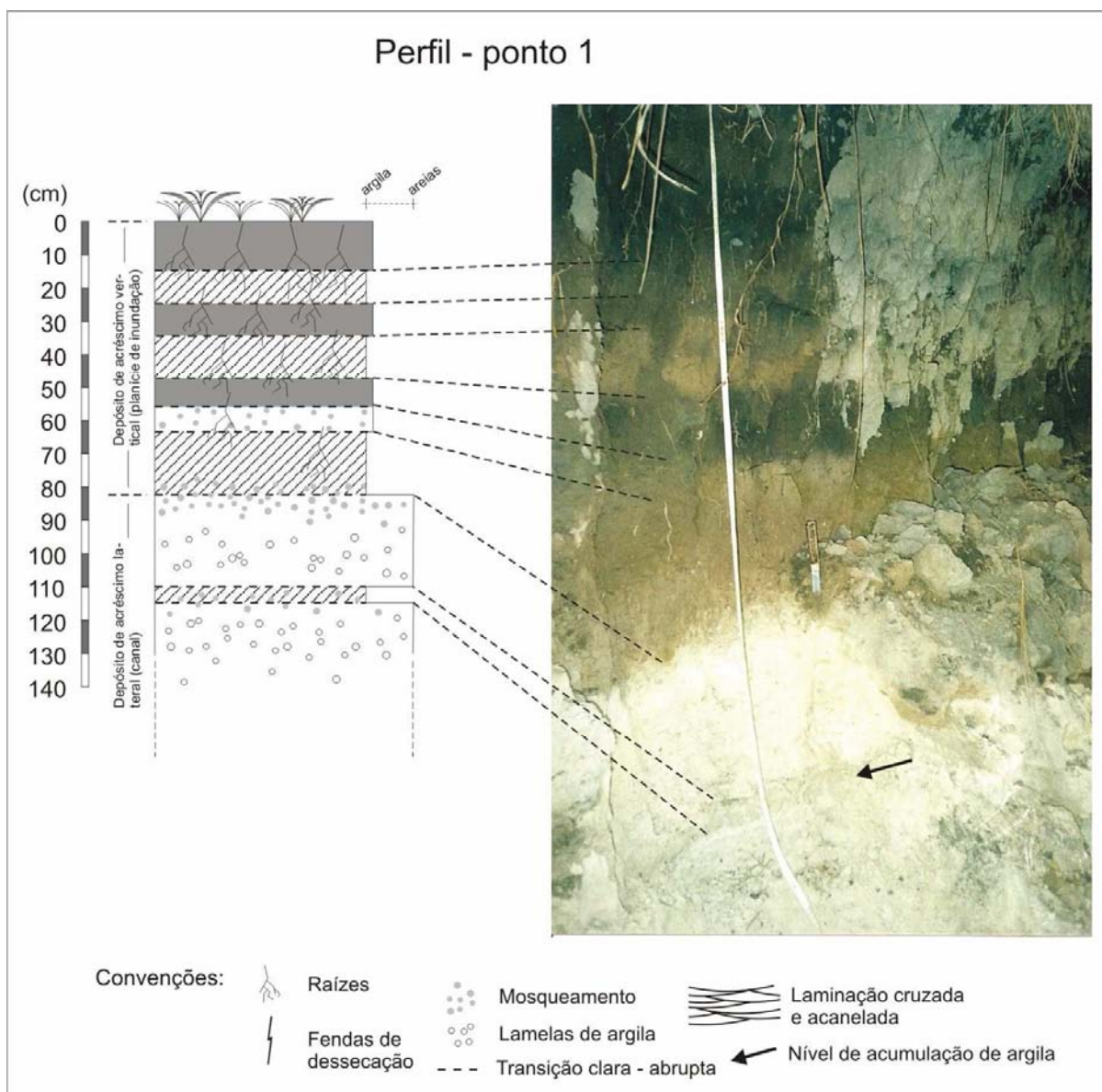


Figura 3-27 Perfil do ponto 1. Foto: Salvador Carpi Jr. (Setembro/2007).



Figura 3-28 Acumulação de argila no perfil do ponto 1 (seta). Foto: Salvador Carpi Jr. (Setembro/2007).

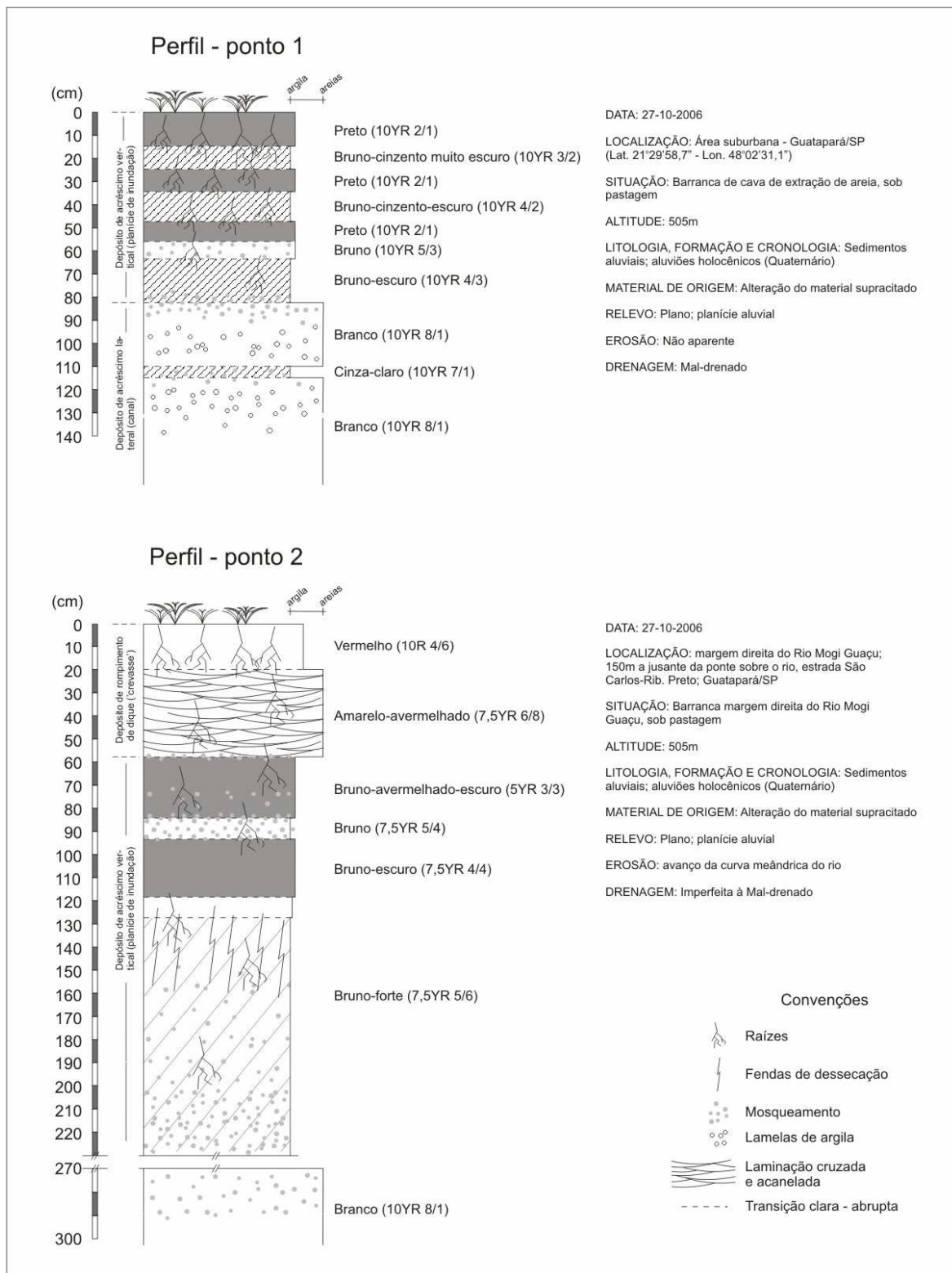


Figura 3-29 Sucessão dos depósitos dos perfis dos pontos 1 e 2.

3.3.4 Perfil do ponto 2

O perfil do ponto 2 trata-se de um afloramento à margem direita do Rio Mogi Guaçu, exposto pela frente erosiva da migração lateral do meandro, ou seja, está sendo erodido pelo avanço da margem côncava do meandro atual. A Figura 3-30 mostra a situação do perfil, localizado 15 quilômetros a montante do ponto 1, aproximadamente.

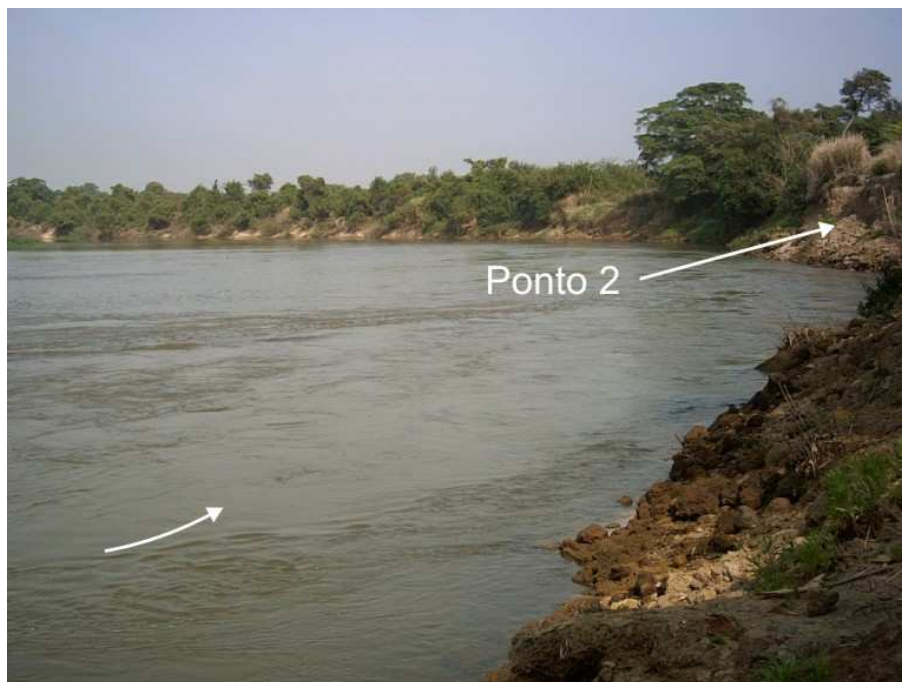


Figura 3-30 Situação do perfil do ponto 2. Margem direita do Rio Mogi Guaçu. A seta indica a direção da vazão. Foto: Salvador Carpi Jr. (Setembro/2007).

O perfil do ponto 2, com uma profundidade aproximada de 2,2 m, apresenta no topo camada Vermelha (10R 4/6) de textura média e 20 cm de espessura, tendo logo abaixo camada arenosa de 35 cm, aproximadamente, com laminação cruzada de pequena escala e coloração Amarelo-avermelhada (7,5YR 6/8). Estas camadas superficiais corresponderiam a depósitos de rompimento de dique (*crevasse splay*), onde a deposição de areias estratificadas dá lugar aos sedimentos menos grosseiros na parte superior à medida que o fluxo de transbordamento perde energia com o recuo da inundação (Figura 3-31 e Figura 3-32/seta 'a').



Figura 3-31 Depósito de rompimento de dique no perfil do ponto 2. Foto: Salvador Carpi Jr. (Junho/2006).

Sotopondo o depósito de rompimento de dique, por transição abrupta a aproximadamente 60 cm, encontra-se camada argilosa enegrecida por acúmulo de matéria orgânica (Bruno-avermelhado-escuro – 5YR 6/8) de 60 cm de espessura. Aproximadamente ao meio desta camada (em torno de 90 cm da superfície) ocorre um nível ligeiramente mais claro (Bruno – 7,5YR 5/4), de 10 cm de espessura e mosqueamento regular. Abaixo, a partir de 1,2 m, por transição clara, encontra-se camada argilosa maciça e pegajosa de coloração Bruno-forte (7,5YR 5/6) e que segue em profundidade para além da exposição do perfil (> 2,2 m). No contato com a camada superior enegrecida, entre 1,2 e 1,3 m, encontra-se um nível de coloração ligeiramente mais clara, que abaixo torna-se Bruno-forte. Entre 1,3 e 1,5 m de profundidade ocorrem fendas verticais de dessecação de 0,5 cm de espessura (Figura 3-32/ seta ‘b’), sendo a

presença de mosqueamento abundante a partir de 1,6 m da superfície. Estas camadas corresponderiam a fácies de planície de inundação (depósitos de acréscimo vertical).

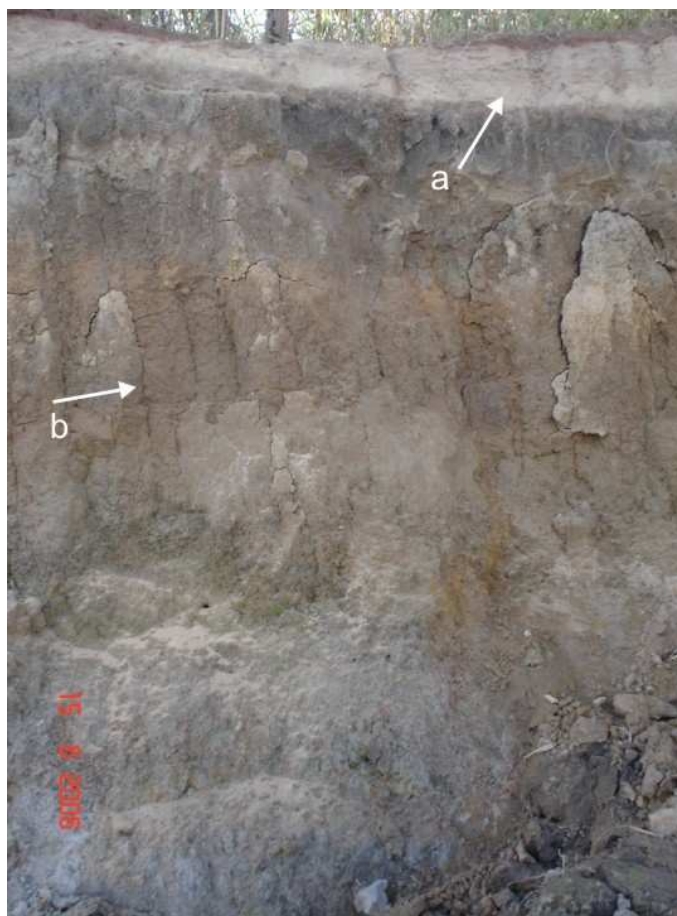


Figura 3-32 Fendas de dessecação no perfil do ponto 2. Foto: Salvador Carpi Jr (Junho/2006).

Abaixo do afloramento do perfil 2 e próximo à superfície da água do Rio Mogi Guaçu, a aproximadamente 2,7 m, encontra-se camada arenosa branca com estratificação cruzada de pequena escala pouco visível e lamelas de argila. Esta camada corresponderia a fácies de canal (depósitos de acréscimo lateral). As Figuras 3-29 e 3-33 apresentam a sucessão destes depósitos pedogeneticamente alterados (Perfil – ponto 2).

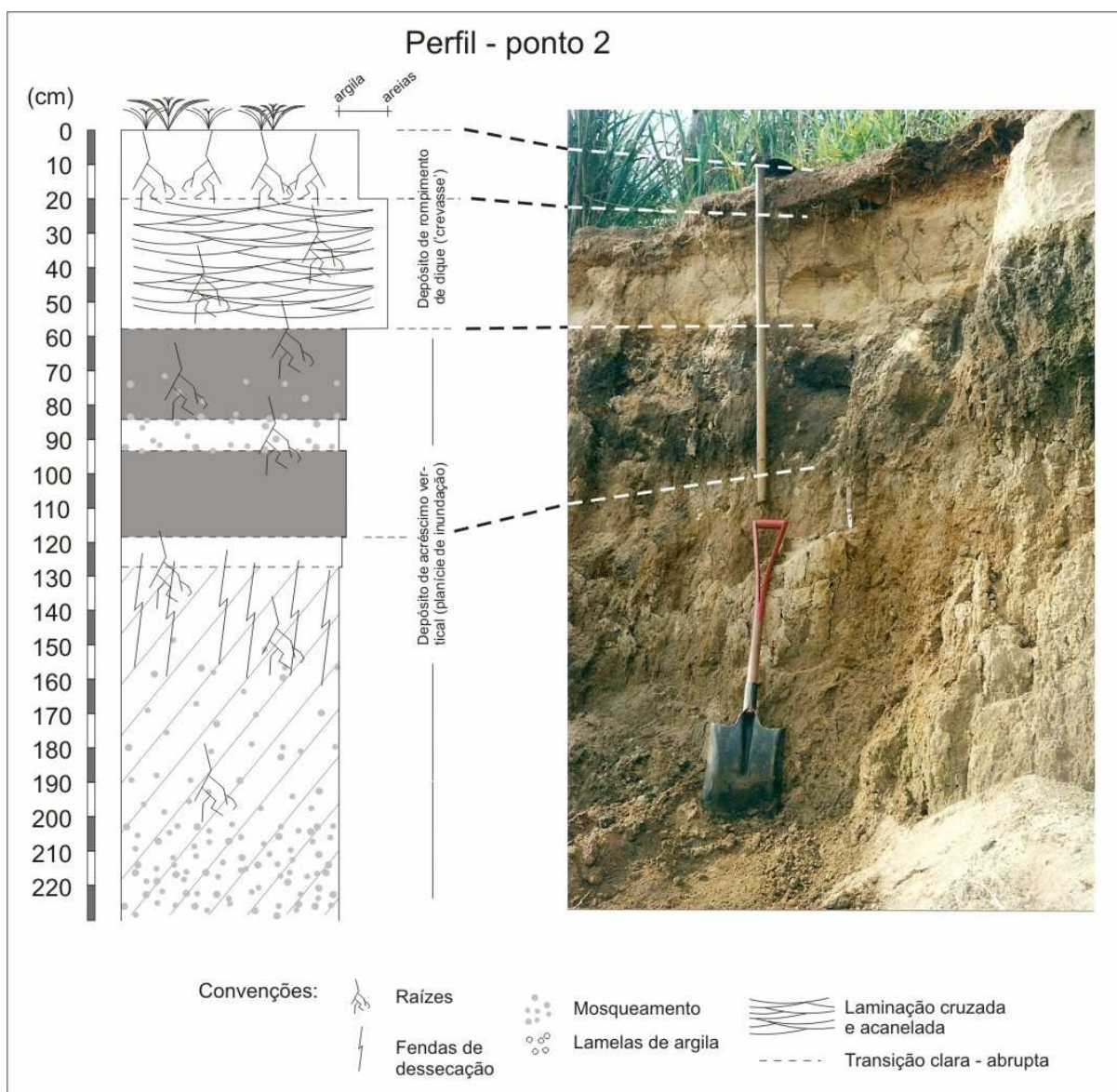


Figura 3-33 Perfil do ponto 2. Foto: Salvador Carpi Jr. (Setembro/2007).

3.3.5 Correlações das pedofácies

A associação das pedofácies indica que o perfil do ponto 1 corresponderia a um Solo Aluvial (Neossolo flúvico) imaturo, desenvolvido no cinturão meândrico sobre sedimentos depositados no interior de uma curva meândrica, posteriormente à passagem do canal decorrente da migração lateral. A pequena espessura dos depósitos de acréscimo vertical (planície de

inundação), sobrejacente aos depósitos de acréscimo lateral (canal), sugere que o canal tenha se afastado recentemente.

O perfil do ponto 2 corresponderia a um solo de maturidade pouco maior que a do perfil 1, pois teria se desenvolvido sobre sedimentos depositados em planície de inundação distante do canal, demonstrado pela espessura das fácies argilosas (1,5 m), ricas em matéria orgânica na parte superior. A migração lateral aproximou o canal até a posição atual, promovendo o recobrimento pelos depósitos de rompimento de dique e a destruição por solapamento decorrente do avanço do meandro. Essas correlações são compatíveis aos dados encontrados e modelo proposto por Bown e Kraus (1987).

A presença de mosqueamento, lamelas de argila e nível de acumulação de argila próximo do nível freático no perfil do ponto 1 apontam a atuação de processos pedológicos em caráter incipiente. Mesmo assim, os processos pedológicos foram suficientes para destruir ou mascarar as estruturas sedimentares. As lamelas de argila podem corresponder à acumulação da fração argila controlada por propriedades estruturais do material sedimentar (rocha parental), herdadas de sua deposição, como planos de estratificação (lamelas iluvio-sedimentares), como observou, por exemplo, Paisani (2004). No perfil do ponto 2 encontra-se, além desses indicadores, a presença das fendas de dessecação, reforçam a ação pedológica. As fendas de dessecação não significam a formação pedogenética de argilas expansivas *in situ*, mas sua acumulação por processos sedimentares, uma vez que se tratam de depósitos neo-quaternários, ou seja, muito recente para uma formação pedogenética. A formação pedogenética dessas argilas necessitaria de um nível de maturidade (grau de desenvolvimento) superior ao mostrado por esses perfis. No entanto, essas são hipóteses que necessitam de mais estudos para sua confirmação.

Perez Filho, Donzelli e Lepsch (1980), Perez Filho (1987) e Soares (1995) encontraram correlações semelhantes, muito embora por metodologias diferentes. Soares (1995) mapeou a compartimentação geomorfológica na mesma planície do Rio Mogi Guaçu (Meandros de Jataí), porém 11 quilômetros a montante dos perfis analisados aqui. Identificando os solos de cada compartimento explicou sua origem e grau de desenvolvimento. Assim, encontrou Solos Aluviais (Neossolos flúvicos) pouco desenvolvidos na faixa meândrica, Solos Orgânicos (Organossolos) e Glei-húmicos (Gleissolos) nas bacias de decantação, Areias Quartzosas Hidromórficas (Nossolos quartzarênicos) em cone de dejeção adjacente à planície, etc. Concluiu que a relação solo-relevo é condicionada pela natureza do material depositado em cada

compartimento e pelo traçado e regime do rio. Perez Filho, Donzelli e Lepsch (1980), Perez Filho (1987) estabeleceram relações semelhantes entre níveis geomórficos e os solos da planície dos Meandros da Fazenda Campininha (Figura 3-20). Nos níveis geomórficos mais elevados (terraços) encontraram solos mais evoluídos, enquanto que nos níveis mais baixos (planície fluvial atual) encontraram solos menos evoluídos.

Os perfis de Solos Aluviais descritos neste trabalho, suas características morfológicas, suas posições na planície e suas distâncias em relação ao canal, demonstram as relações entre migração fluvial, pedogênese e sedimentação. Na planície dos Meandros de Jataí, o Rio Mogi Guaçu migra lateralmente por toda extensão, explicando o mosaico de solos encontrados por Soares (1995), bem como ajuda a entender os solos encontrados por Perez Filho, Donzelli e Lepsch (1980), Perez Filho (1987) na planície dos Meandros da Fazenda Campininha.

4. CONCLUSÕES

As estruturas geológicas e a distribuição das litologias ao longo do curso do Rio Mogi Guaçu atuam como fatores importantes na dinâmica fluvial. As anomalias na forma do perfil longitudinal e a sucessão de padrões de canal encontradas ao longo do curso do Rio Mogi Guaçu são resultados das relações entre esses fatores e a dinâmica fluvial.

As estruturas geológicas condicionaram as atividades neotectônicas afetando a forma do perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu, desenvolvendo anomalias caracterizadas por movimentos de subsidência, identificadas por estarem abaixo da linha de tendência do perfil. Essas estruturas geológicas, que são herdadas de tectonismos antigos, evidenciam um caráter ressurgente ou residual de uma discreta acomodação de blocos movimentados no Terciário, como apontaram Hasui *et al.* (1982) e Riccomini (1997), sobre as Formações terciárias das Bacias de Taubaté, São Paulo e Resende e Formações costeiras quaternárias do SE Brasileiro. Essas acomodações teriam influenciado a gênese da Formação Pirassununga (Terciário) na Bacia do Mogi Guaçu, segundo Silva (1997) e das aloformações quaternárias da Bacia do Rio do Peixe, segundo Etchebehere (2004).

As litologias resistentes à erosão do entalhe fluvial, como os diques e *sills* de diabásio Jura-Cretáceos, numerosos na região do médio-vale do Mogi Guaçu, associados às estruturas geológicas, condicionaram o desenvolvimento das anomalias identificadas acima da linha de tendência do perfil. Tais litologias comportam-se como soleiras, assumindo função de níveis de base locais, resistindo ao entalhe fluvial e desenvolvendo acumulação de sedimentos e formação das planícies fluviais a montante.

As litologias e estruturas afetam o perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu, promovendo anomalias na sua forma, alterando o gradiente fluvial e, conseqüentemente, as condições de transporte da carga sedimentar. Isso deu origem a trechos com predomínio de sedimentação – as planícies aluviais – e trechos onde predomina entalhamento e transporte de sedimentos.

A sucessão de trechos com gradientes fluviais diferentes promoveu a formação de padrões de canal meandantes distintos. Esses trechos meandantes apresentam características morfodinâmicas próprias, devido a combinação entre os processos de migração dos meandros. Foi possível perceber tal fato pelos dados resultantes da análise das migrações e morfometria dos meandramentos. Embora as planícies fluviais analisadas apresentem meandramentos livres, exibiram diferenças nos processos de migração do canal, mostrando um comportamento morfodinâmico diferente entre elas. Enquanto os meandros divagam de lado a lado na planície do Meandramento de Jataí, no Meandramento da Fazenda Campininha, a migração fluvial é restrita à faixa meândrica.

Esses diferentes comportamentos morfodinâmicos são uma característica extremamente importante do Sistema do Rio Mogi Guaçu, pois se reflete no balanço sedimentar, nas taxas de acumulação de sedimentos e na modificação mineralógica dos sedimentos aluviais das planícies por alteração pedogenética. No Meandramento de Jataí, a migração meândrica atua por toda a planície, promovendo a formação de um mosaico de solos imaturos ou de pedogênese pouco desenvolvida, em virtude do tempo de atuação dos processos pedogenéticos. No Meandramento da Fazenda Campininha, a dinâmica migratória é limitada à faixa meândrica, resultando num mosaico de solos de ampla variedade de desenvolvimento pedogenético. Solos imaturos se desenvolvem dentro do cinturão meândrico, enquanto que solos mais desenvolvidos evoluem em níveis geomórficos ou topográficos mais elevados dentro da planície fluvial.

A proposta metodológica trouxe resultados satisfatórios para a análise morfodinâmica do Rio Mogi Guaçu. A análise do perfil longitudinal e as correlações com as estruturas geológicas e a distribuição da litologia da bacia permitiram explicar as anomalias da forma do perfil e a presença de trechos com dinâmica fluvial distinta; conjectura levantada por Zancopé (2004). A análise da migração dos meandros apresentou resultados esclarecedores que puderam elucidar as diferenças entre a dinâmica migratória e explicar que as planícies fluviais meandantes funcionam como áreas de sedimentação temporária, onde a erosão e deposição marginal meandrante (divagação meândrica) organiza e processa o transporte da carga detrítica, isto é o trabalho fluvial. A análise morfométrica dos meandros permitiu verificar a influência dos fatores climáticos no Sistema do Rio Mogi Guaçu. A associação das pedofácies permitiu explicar a procedência dos mosaicos de solos das planícies fluviais e as interligações existentes entre migração fluvial, sedimentação e pedogênese, levando seu entendimento para além da relação entre as oscilações do nível freático e a posição topográfica de níveis geomórficos.

Os resultados e as conclusões deste trabalho levantam novas questões e orientam direções para estudos futuros sobre a morfodinâmica fluvial do Rio Mogi Guaçu. Análises das formas dos perfis longitudinais dos afluentes do Rio Mogi Guaçu ajudariam a compreender a dinâmica morfoestrutural da bacia hidrográfica e suas influências sobre o sistema fluvial. Análises micromorfológicas dos solos e dos sedimentos aluviais ajudariam a compreender o desenvolvimento pedogenético e determinar os estágios de maturidade dos mosaicos de solos e paleossolos das planícies do Rio Mogi Guaçu e a evolução quaternária dos meandramentos. Datações absolutas dos paleocanais (meandros abandonados), dos ambientes formadores das fácies sedimentares e dos paleossolos ajudariam a compreender a velocidade de migração dos meandramentos e determinar o ritmo e o período da dinâmica neotectônica envolvida na gênese das anomalias da forma do perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu. Análises palinológicas dos sedimentos dos paleocanais ajudariam a compreender as mudanças paleoclimáticas quaternárias que influenciaram o crescimento da vazão histórica e, conseqüentemente, o aumento dos raios de curvatura dos meandros, bem como a possível distinção entre as influências neotectônicas e climáticas quaternárias na formação dos níveis de terraços do Rio Mogi Guaçu.

Com efeito, por fim, parece evidente o papel das políticas públicas relacionadas ao planejamento físico-territorial regional. Para o caso do Rio Mogi Guaçu, essas políticas públicas devem levar em consideração os diferentes comportamentos morfodinâmicos do canal fluvial e

especialmente os processos de migração dos meandramentos. O uso agrícola das planícies aluviais deve observar os tipos de solos e os sistemas de manejo adequado, conjecturando as relações com a proximidade do canal fluvial (drenagem, irrigação, etc.) e a dinâmica migratória (risco de erosão). Rodovias, ferrovias, pontes, portos e demais obras de infra-estrutura devem observar os processos e as direções de migração dos meandros, pois a morfodinâmica migratória obedece às condições hidrodinâmicas da corrente fluvial, desconsiderando imposições da engenharia e das necessidades humanas.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU, A. A. Surell e as leis da morfologia fluvial. **Craton & Intracraton**: Escritos e documentos. São José do Rio Preto, n. 7, p. 1-13, 1980. (IBILCE/Unesp).

AB'SABER, A. N. Regiões de circundenudação Pós-Cretáceas no planalto brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**. São Paulo, n. 1, 1949.

_____. Da participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do planalto brasileiro. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 28, 1972.

ALLEN, J. R. L. Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh basin. **Sedimentology**, vol. 3, n. 3, p. 163-198, 1964.

ANDREIS, R. R. **Identificación e importancia geológica de los paleosuelos**. Porto Alegre: Ed. da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1981.

ANEEL. **Atlas de energia elétrica do Brasil**. 2ª. Ed. Brasília: Aneel, 2005.

ANEEL. **Sistema de informações georreferenciadas do setor elétrico**. Brasília: Aneel, 2007. Disponível em: < <http://sigel.aneel.gov.br/brasil/viewer.html> >. Acessado em: 10 nov. 2007.

ARCHE, A.; LÓPEZ-GÓMEZ, J. Tectonic and geomorphic controls on the fluvial styles of the Eslida Formation, Middle Triassic, Eastern Spain. **Tectonophysics**, vol. 315, p. 187-207, 1999.

ASLAN, A.; AUSTIN, W. J. Holocene flood-plain soil formation in the southern lower Mississippi Valley: implications for interpreting alluvial paleosols. **The Geological Society of America Bulletin**, v. 110, n. 4, p. 433-449, 1998.

AUSTIN, W. J.; ASLAN, A. Alluvial pedogenesis in Pleistocene and Holocene Mississippi River deposits: effects of relative sea-level change. **The Geological Society of America Bulletin**, v. 113, n. 11, p. 1456-1466, 2001.

BARCZYSCZYN, O. **Paleossolos na planície de inundação do Rio Paraná**: caracterização e interpretação paleoambiental. Dissertação (Mestrado – Geociências e Meio Ambiente). Unesp-IGCE, Rio Claro, 2001. p. 83.

BAULIG, H. La notion de profil d'équilibre: histoire et critique. In: BAULIG, H. **Essais de Géomorphologie**. Strasbourg: Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg, n. 114, 1950. p. 43-77.

BIGARELLA, J. J. Variações climáticas no Quaternário superior no Brasil e sua datação Radiométrica pelo método do Carbono 14. **Paleoclimas**, São Paulo, v. 1, 1971.

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.

BOWN, T. M.; KRAUS, M. J. Lower Eocene alluvial paleosols (Willwood Formation, Northwest Wyoming, USA) and their significance for paleoecology, paleoclimatology, and basin analysis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, vol. 34, p. 1-30, 1981.

_____. Integration of channel and floodplain suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. **Journal of Sedimentary Petrology**, vol. 57, n. 4, p. 587-601, 1987.

_____. Time-stratigraphic reconstruction and integration of paleopedologic, sedimentologic, and biotic events (Willwood Formation, Lower Eocene, Northwest Wyoming, USA). **Palaios**, vol. 8, p. 68-80, 1993. (Research Reports).

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. 780 p. (6 mapas: geologia; geomorfologia; pedologia; vegetação; uso potencial da terra; avaliação do relevo).

BURNETT, A. W.; SCHUMM, S. A. Alluvial-river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. **Science**, Washington, v. 222, n. 4619, p. 49-50, 1983.

CÂNDIDO A. J. Contribuição ao estudo dos meandramentos fluviais. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 11, n. 22, p. 21-38, 1971.

CARPI JÚNIOR, S. **Processos erosivos, recursos hídricos e riscos ambientais na Bacia do Rio Mogi Guaçu**. Rio Claro, 2001. Tese (Doutorado – Geociências e Meio Ambiente) IGCE – Unesp.

CHORLEY, R. J. Geomorphology and general system theory. **U.S. Geological Survey Professional Paper**, v. 500–B, p. 1-10, 1962.

CHORLEY, R. J.; KENNEDY, B. A. **Physical geography**: a systems approach. London: Prentice Hall, 1971. 370 p.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1974. 149 p.

_____. **Análise de sistemas em geografia**: introdução. São Paulo: Hucitec/Edusp, 1979.

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

_____. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgard Blücher, 1999. 236 p.

CHRISTOFOLETTI, A.; OLIVEIRA, A. A. B. Análise morfométrica dos meandramentos do Vale do Paraíba, na área da Bacia Sedimentar de Taubaté. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 14, n. 27/28, p. 45-60, 1974.

_____. Densidade de meandramentos. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 15, n. 29, p. 83-87, 1975.

COMPTON, R. R. **Geology in the field**. New York: John Wiley & Sons, 1985.

CORNEY, R. K. T. *et al.* The orientation of helical flow in curved channels. **Sedimentology**, v. 53, p. 249-257, 2006.

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

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária; Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos e análise de solos**. 2ª. ed. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1997. 211p.

ETCHEBEHERE, M. L. **Terraços neoquaternários do Vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista**: implicações estratigráficas e tectônicas. 2000. Tese (Doutorado – Geologia Regional). IGCE-UNESP. Rio Claro, 2000.

ETCHEBEHERE, M. L. *et al.* Aplicação do índice Relação declividade-extensão – RDE na bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Geologia – USP**, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004. (Série Científica).

FITZPATRICK; E. A. **Soils**: their formation, classification and distribution. 2a. ed. London: Longman, 1983. 353p.

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

GREGORY, D. I.; SCHUMM, S. A. 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.

GREGORY, K. J. **A natureza da Geografia Física**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1992. 367 p.

HACK, J. T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. **U.S. Geological Survey Professional Paper**, v. 294–B, 1957.

_____. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science**, v. 258–A, p. 80-97, 1960.

_____. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the United States Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HASUI, Y. *et al.* **Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da Praia de Itaorna**. São Paulo: IPT, 1982. 149 p. (Monografias, 7).

HICKIN, E. J.; NANSON, G. C. The character of channel migration on the Beatton River, northeast British Columbia, Canada. **The 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, 1985. 15 p. (Boletim Científico, 2)

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapas IBGE**. Rio de Janeiro: IBGE, 2008. Disponível em: < http://www.ibge.gov.br/mapas_ibge/especialistas_bases_cartas.php >. Acesso em: 15 jan. 2008.

KELLERHALS, R.; CHURCH, M.; BRAY, D. I. Classification and analysis of river processes. **Journal of the Hydraulics Division** of American Society of Civil Engineers, vol. 102, p. 813-829, 1976.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms and process**. London: E. Arnold, 1984. 218 p.

KRAUS, M. J. Integration of channel and floodplain suites, II. Vertical relations of alluvial paleosols. **Journal of Sedimentary Petrology**, vol 57, n. 4, p. 602-612, 1987.

_____. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. **Earth-Science Reviews**, vol. 47, p. 41-70, 1999.

KRAUS, M. J. Basin-scale change in floodplain paleosols: implication for interpreting alluvial architecture. **Journal of Sedimentary Research**, vol. 72, n. 4, p. 500-509, 2002.

KRAUS, M. J.; ASLAN, A. Eocene hydromorphic paleosols: significance for interpreting ancient floodplain processes. **Journal of Sedimentary Petrology**, vol. 63, n. 3, p. 453-463, 1993.

KRAUS, M. J.; BOWN, T. M. Paleosols and time resolution in alluvial stratigraphy. In: WRIGHT, V. P. (ed.), **Paleosols: their origin, classification, and interpretation**. London: Blackwell, 1986. Cap. 6, p. 180-207.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Grandes sistemas fluviais tropicais: uma visão geral. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 1, p. 01-18, 2005.

LATRUBESSE, E. M. *et al.* Grandes sistemas fluviais: geologia, geomorfologia e paleohidrologia. In: SOUZA, C. R. G. (ed.) **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos ed., 2005. Cap. 13, p. 276-297.

LEEDER, M. R.; ALEXANDER, J. The origin and tectonic significance of asymmetrical meander-belts. **Sedimentology**, v. 34, n. 2, p. 217-226, 1987.

LEMOES, R.C.; SANTOS, R.D. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 4ª. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência de Solo, 2002. 83p.

LEOPOLD, L. B.; MADDOCK, J. T. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. **U.S. Geological Survey Professional Paper**, v. 252, p. 1-57, 1953.

LEOPOLD, 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 terraces**. London: Macmillan, 1970. Cap. 7, p. 197-236.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial process in geomorphology**. San Francisco: W. H. Freedman & Co., 1964. 522 p. (Books in Geology).

MACKIN, J. H. Concept of the Graded River. **The Geological Society of America Bulletin**, v. 59, p. 463-512, 1948.

- MAGALHÃES JR., A. P.; FERREIRA, A. O. Dinâmica fluvial quaternária em zona de cisalhamento – Bacia do Rio Turvo – Sul de Minas Gerais. **Geosul**, Florianópolis, v. 4, n. 27, p. 452-456, 1998.
- MENDES, J. C. **Elementos de Estratigrafia**. São Paulo: T. E. Queiroz – Edusp, 1984.
- MIALL, A. D. **Analysis of fluvial depositional systems**. Tulsa: University of Toronto, 1981. 75 p.
- MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits**: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. 4ª. ed. New York: Springer, 2006. 582 p.
- MONTEIRO, M. Y. **O sacado**: morfo-dinâmica fluvial. Manaus: INPA, 196-. (Cadernos da Amazônia, 3)
- MORISAWA, M. **Rivers**: forms and process. N. York: Longman, 1985. (Geomorphology texts, 7).
- NANSON, G. C. Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeast British Columbia, Canada, **Sedimentology**, v. 27, n. 1, p. 03-29, 1980.
- OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. **The Geological Society of America Bulletin**, v. 96, p. 504-515, 1985.
- PAISANI, J. C. Gênese de lamelas (“estruturas de dissipação”) associadas à evolução de paleoargissolos em rampa arenosa, Praia Mole (Ilha de Santa Catarina)/SC, Brasil: subsídios para uma interpretação paleogeomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 5, n. 1, p. 29-42, 2004.
- 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. *et al.* Análise de uma topossequência de solo no vale do Rio Mogi Guaçu. **Geociências**, Rio Claro, v. 2, p. 33-41, 1983.
- PEREZ FILHO, A. **As relações entre solos-relevo na porção Centro-Oriental do Estado de São Paulo**. 1987. Tese (Doutorado em Geografia Física) – FFLCH. USP. São Paulo, 1987.
- RESENDE, M.; *et al.* **Pedologia**: base para distinção de ambientes. 4ª. ed. Viçosa: Neput, 2002. 367p.
- RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, vol. 27, n. 2, p. 153-162, 1997.
- ROSS, J. L. S. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Revista do Departamento de Geografia da USP**. São Paulo, n. 4, p. 25-49, 1985.

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

SANTOS, M. L. Unidades geomorfológicas e depósitos sedimentares associados no sistema fluvial do Rio Paraná no seu curso superior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 6, n. 1, p. 85-96, 2005.

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). Escala 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). Escala 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). Escala 1:250.000.

SÃO PAULO (Estado). Secretaria do Meio Ambiente; BRASIL. Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Levantamento geoquímico das bacias dos rios Mogi Guaçu e Pardo/SP. In: Idem. **Estudos geoambientais e geoquímicos das bacias hidrográficas dos rios Mogi Guaçu e Pardo/SP**. São Paulo, 2005. 1 CD-ROM. Anexo 2 – Carta Geológica Compilada e Simplificada.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. N. York: J. Wiley & Sons, 1977. 338 p.

_____. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. **The Journal of Geology**. Chicago, v. 101, n. 2, p. 279-294, 1993.

SCHUMM, S. A.; KHAN, H. R. Experimental study of channel patterns. **The Geological Society of America Bulletin**, v. 83, n. 6, p. 1755-1770, 1972.

SILVA, C. L. **Aspectos neotectônicos do médio vale do Rio Mogi Guaçu: região de Pirassununga**. 1997. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – IGCE-UNESP, Rio Claro, 1997.

SOARES, P. R. B. **Levantamento do meio físico e recuperação da matas ciliares em planície de inundação**. 1995. Dissertação (Mestrado) – Faculdade de Engenharia Agrícola, Unicamp, Campinas, 1995.

STEVAUX, J. C. **O Rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária do seu curso superior (região de Porto Rico/PR)**. 1993. Tese (Doutorado) IG-USP. São Paulo, 1993.

STRAHLER, A. N. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. **American Journal of Science**, v. 248, n. 10, p. 673-696, 1950.

_____. Dynamic basis of Geomorphology. **The Geological Society of America Bulletin**, v. 63, p. 923-938, 1952.

SUGUIO, K. **Rochas sedimentares**: propriedades, gênese, importância econômica. São Paulo: Edgard Blücher, 1980.

_____. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Paulo's comunicações e artes gráficas, 2001.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. **Ambiente fluvial**. 2ª. ed., Florianópolis: Ed. da UFPR e Ed. da UFSC, 1990. 130 p.

TRINDADE, E. S.; MAGALHÃES JR., A. P. Morfodinâmica fluvial quaternária e compartimentação geomorfológica em faixa transicional entre zona de cisalhamento e maciço alóctone – A bacia do Rio Mandu, Sul de Minas Gerais. **Geosul**, Florianópolis, v. 4, n. 27, p. 492-496, 1998.

ZANCOPÉ, M. H. C. **Estudo dos padrões de canal fluvial do Rio Mogi Guaçu – SP**. 2004. 101 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Inst. de Geociência e C. Exatas, UNESP, Rio Claro, 2004.

ZANCOPÉ, M. H. C.; CARPI JR, S.; PEREZ FILHO, A. Mudanças no canal do Rio Mogi Guaçu. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 6. Goiânia, 2006. **Anais do**. Goiânia: UFG, 2006. p.63.

ZANCOPÉ, M. H. C.; PEREZ FILHO, A. Três vertentes para ‘ver’ um rio. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 4. São Luis, 2002. **Anais do**. São Luis: UFM, 2002. p. 109-110.

_____. Variáveis geológicas na estruturação dos padrões de canal do Rio Mogi Guaçu/SP. **GeoUERJ**, Rio de Janeiro, vol. especial, p. 1562-1565, 2003.

_____. Estudo dos padrões de canal fuvial do Rio Mogi Guaçu. In: MENDES, A. A.; LOMBARDO, M. A. (Org.). **Paisagens Geográficas e Desenvolvimento Territorial**. Rio Claro: PPGG/Ageteo, 2005. Cap. , p. 141-153.

_____. Considerações a respeito da distribuição das planícies fluviais do Rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 7, n. 1, p. 65-71, 2006.

5.1 Bibliografia

ABDALLA, S. L. F. A evolução da drenagem conforme a teoria davisiana. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 13, n. 26, p. 69-77, 1973.

AB'SABER, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**, São Paulo, v. 18, 23 p, 1969.

_____. O suporte geoecológico das florestas beiradeiras (ciliares). In: RODRIGUES, R. R.; LEITÃO FILHO, H. de F. **Matas Ciliares: conservação e recuperação**. São Paulo: Edusp/Fapesp, 2000. Cap. 1. p. 15-43.

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

BULL, W. B. Transformações alométricas em formas de relevo. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 18, n. 35, p. 3-44, 1978.

CHRISTOFOLETTI, A; PENTEADO, M.M. Cronologia relativa do Quaternário na depressão periférica paulista. **Not. Geomorfológica**. Campinas, v.10, n. 19, p. 35-46, 1970.

COLTRINARI, L. Geomorfologia e dinâmica quaternária no sudeste do Brasil. **Revista do Departamento de Geografia**. São Paulo, v. 6, p. 6-16, 1992.

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

FERNADEZ, O. V. C. **Mudanças no canal fluvial do Rio Paraná e processos erosivos nas margens: região de Porto Rico/PR**. Rio Claro, 1990. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – IGCE/UNESP, 1990.

GRAF, W. L. A lei da razão em Geomorfologia Fluvial. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 19, n. 36, p. 57-78, 1978.

MELLO, M.H. de A. Determinação da Largura Efetiva de Escoamento na Bacia do Rio Mogi Guaçu: Aplicação do Modelo “McNeill e Serra”. **Boletim Instituto Geológico**. São Paulo, v. 4, 1979.

OLIVEIRA, P.S.G. **Relação solo-vegetação aplicada ao planejamento da recomposição das matas ciliares na hidroelétrica Mogi-Guaçu, da CESP, no Rio Mogi Guaçu, SP**. Campinas, 1997. 91 p. Dissertação (Mestrado) FEAGRI – UNICAMP, 1997.

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. *et al.* Contribuição do sensoriamento remoto orbital no mapeamento de solos na planície de inundação do Rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola**, v. 12, p. 86-95, 1992.

PONÇANO, W. L. *et al.* **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. Divisão de Minas e Geologia aplicada. São Paulo: IPT, 1981. (Vol. 1 e 2) Escala 1:1.000.000.

RICHARDS, K. (ed.) **River Channel**: environment and process. Oxford: B. Blackwell, 1987.

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

RODRIGUES, C. A teoria geossistêmica e sua contribuição aos estudos geográficos e ambientais. **Revista do Departamento de Geografia da USP**. São Paulo, n. 14, p. 69-77, 2001.

RUST, B. R. The Interpretation of ancient alluvial successions in the light of modern investigations. In: DAVIDSON-ARNOTT, R.; NICKLING, W. (ed.) **Research in Fluvial Systems**. Norwich-Canada: Geo Abstracts Ltd., 1977. Cap. 4. p. 67-105.

SANTOS, J.E.; MOZETO, A.A.; GALETTI JÚNIOR, P.M., **Caracterização Preliminar da Estação Ecológica do Jataí (Luís Antônio), Lagoas Marginais de Rio Mogi Guaçu: Avaliação Ambiental e Papel Ecológico**. São Carlos: Ufscar, 1989. 50 p.

SÃO PAULO (Estado), Sec. do Meio Ambiente, Sec. de Agri. e Abastecimentos, Sec. de Econ. E Planejamento. **Macrozoneamento das bacias dos rios Mogi Guaçu, Pardo e Médio Grande**: questões sócio-ambientais regionais. V.1, 1995. 168 p.

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

SILVA, C.M.S. **Mineração de areia e cascalho e o meio ambiente num setor do rio Mogi-Guaçu (município de Araras/SP)**. Rio Claro, 1997b. 126 p. Dissertação (Mestrado) ICGE – UNESP.

SOUZA, I. de A. **Mudanças no canal do rio Paraná durante o Holoceno**. Rio Claro, 2000. Dissertação (Mestrado/Geociências e Meio Ambiente) IGCE–Unesp, 2000.

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

TITARELLI, A.H.V. **O vale do Parateí**: estudo geomorfológico. São Paulo. 186 p. Tese (Doutorado) Inst. de Geografia – USP, 1975.

TRICART, J. 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.

_____. Os tipos de leitos fluviais. **Not. Geomorfológico**. Campinas, v. 6, n. 11, p. 41-49, 1966.

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

UNICAMP-FEAGRI. **Diagnóstico do Meio Físico e Estabelecimento de Diretrizes para Controle e Prevenção de Erosão na Bacia do Rio Mogi Guaçu**. Campinas, 2.000. 80p. (Relatório Final, convênio Funcamp/Banespa - FEHIDRO/CBH – Mogi Guaçu).

WORKSHOP DE INTEGRAÇÃO DE INFORMAÇÕES DA BACIA DO RIO MOGI GUAÇU. n. 1, 1998, Espírito Santo do Pinhal/SP: resumos. Esp. Santo do Pinhal. p. 109.

WORKSHOP DE INTEGRAÇÃO DE INFORMAÇÕES DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO MOGI GUAÇU. N. 2, 1999, Jaboticabal/SP: resumos. UNESP: Jaboticabal/SP, 1999. p. 81.

ZANCOPÉ, M. H. C.; PEREZ FILHO, A. Influência sobre as larguras das planícies fluviais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 5. ENCONTRO SUL-AMERICANO DE GEOMORFOLOGIA, 1., Santa Maria, 2004. **Anais do**. Santa Maria: UFSM, 2004. p. 01-13.