



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA - UNESP
Faculdade de Ciências e Tecnologia – FCT
Campus de Presidente Prudente

TAINÁ MEDEIROS SUIZU

MORFODINÂMICA DO RIO AGUAPEÍ: PROCESSOS E FORMAS RESULTANTES

Presidente Prudente
2017

TAINÁ MEDEIROS SUIZU

MORFODINÂMICA DO RIO AGUAPEÍ: PROCESSOS E FORMAS RESULTANTES

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual Paulista – UNESP, Campus de Presidente Prudente, para a obtenção do título de Mestra em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Paulo Cesar Rocha

**Presidente Prudente
2017**

FICHA CATALOGRÁFICA

S946m Suizu, Tainá Medeiros.
Morfodinâmica do Rio Aguapeí : processos e formas resultantes / Tainá Medeiros Suizu. - Presidente Prudente : [s.n.], 2017
98 f. : il., gráfs., tab., mapas

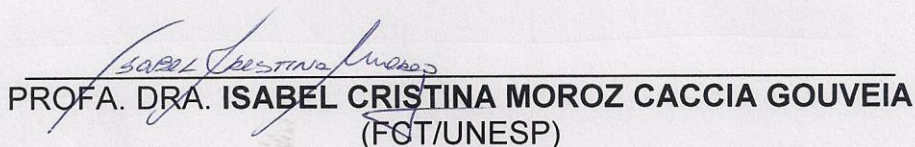
Orientador: Paulo Cesar Rocha
Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências e Tecnologia
Inclui bibliografia

1. Geomorfologia fluvial. 2. Canais meandantes. 3. Perfil longitudinal.
I. Rocha, Paulo Cesar. II. Universidade Estadual Paulista. Faculdade de Ciências e Tecnologia. III. Título.

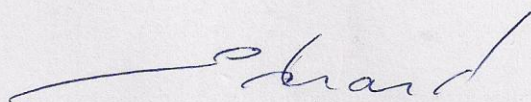
BANCA EXAMINADORA



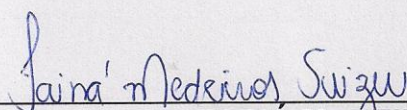
PROF. DR. PAULO CESAR ROCHA
ORIENTADOR



PROFA. DRA. ISABEL CRISTINA MOROZ CACCIA GOUVEIA
(FCT/UNESP)



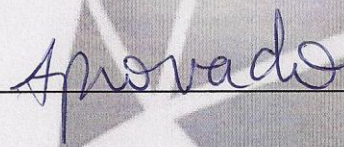
PROF. DR. EDVARD ELIAS DE SOUZA FILHO
(UEM)



TAINA MEDEIROS SUIZU

Presidente Prudente (SP), 25 de agosto de 2015.

RESULTADO:



Aos meus pais, Nelson e Suely, e ao meu irmão Danilo. Amo vocês.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por me conceder a graça de realizar este trabalho, dando-me a força e a sabedoria necessárias à sua realização.

À minha adorável família, por todo o suporte e incentivo, desde pequena, para seguir em meus estudos. Obrigada, ainda, pelo amor incomensurável que recebo de vocês.

Ao meu namorado Leandro, que com todo amor e atenção acompanhou cada etapa desta pesquisa. Obrigada pelo apoio, pela paciência e pelas correções.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), por acreditar no desenvolvimento desta pesquisa ao financiá-la (Processo nº 2013/04284-3) e pela oportunidade de realizar um estágio no exterior (Processo nº 2014/02298-0).

Ao Professor Dr. Paulo Cesar Rocha, pela amizade e confiança depositada em todos estes anos de orientação.

Ao Professor Dr. Gerald Charles Nanson, pelo carinho com que me recebeu na Austrália, pelas oportunidades únicas lá vivenciadas e por dividir tamanha experiência com a minha pesquisa. Obrigada por me mostrar como se faz ciência com excelência e humildade.

Ao Professor Dr. Márcio Henrique de Campos Zancopé pela disposição em me auxiliar nas metodologias adotadas e pelas considerações atenciosas no exame de qualificação.

Aos professores Dr. Edvard Elias de Souza Filho e Dr^a. Isabel Cristina Moroz Caccia Gouveia, pelas valiosas discussões e contribuições a esta pesquisa na ocasião da defesa.

À Companhia Energética do Estado de São Paulo (CESP) e aos funcionários do acervo do AFA (FFLCH – USP) pela disponibilização das fotografias aéreas.

Aos meus amigos do coração: Karime, Agnaldo, Baiano, Cirso, Silmara, Jonatas, Letícia, Márcio, Núbia, Yara e Melina. A amizade de vocês é a coisa mais valiosa que levo deste mestrado. Obrigada por cada sorriso, cada lágrima, cada dança.

Aos membros do GAIA e Laboratório de Geologia, Geomorfologia e Recursos Hídricos pela amizade e companheirismo amenizando o labor diário de nossas produções.

Aos que porventura a memória não permitiu lembrar, deixo aqui o meu agradecimento.

"A ignorância plenamente consciente é o prelúdio para cada avanço real na ciência."
James Clerk Maxwell (1831-1879)

RESUMO

A planície aluvial do Rio Aguapeí-SP caracteriza-se pela elevada frequência de meandros abandonados, os quais denotam a ocorrência de mudanças cruciais nos regimes de vazão e/ou sedimentos desse rio. Entretanto, em razão da ausência de estudos que visem compreender sua morfodinâmica, desconhece-se a escala temporal das referidas mudanças, bem como suas causas e implicações na morfologia do canal. Neste viés, o presente trabalho teve como objetivo geral identificar os ajustes ocorridos na morfologia dos meandros do Rio Aguapeí-SP em virtude da influência dos principais controles do sistema fluvial. A pesquisa teve como respaldo metodológico os princípios da Teoria Geral dos Sistemas. A avaliação das formas do perfil longitudinal deste rio foi realizada com base em sua correlação com os dados do meio físico regional; estabelecimento do perfil longitudinal de equilíbrio e; aplicação do índice RDE. Houve a constatação de três anomalias, as quais estão relacionadas à erosão diferencial e ao controle do curso d'água exercido por feições estruturais. Com o intuito de compreender a resposta geomórfica do canal perante às referidas anomalias, foi estabelecida uma análise regressiva do gradiente do vale com o índice de sinuosidade do canal, a qual demonstrou uma correlação negativa entre tais variáveis em virtude das diferenças longitudinais da composição litológica do leito do rio. Em escala de detalhe, realizou-se a quantificação das mudanças espaçotemporais ocorridas na morfologia de dois trechos específicos do rio, localizados no médio-curso superior e no baixo curso junto à foz. Observou-se que o canal sofreu grandes alterações ao longo de três cenários – 1962, 1979/1986, 2010. As causas dessas alterações podem ser tanto alogênicas quanto autogênicas. Em relação às alogênicas, o clima foi considerado a principal causa das mudanças observadas no canal. Os dados de precipitação da bacia hidrográfica possuem correspondência com a série histórica de vazão, especialmente no aumento da magnitude dos eventos a partir da década de 1970 em razão da condição de El Niño. A avaliação dos dados de sensores remotos e cartas topográficas permitiu verificar a evolução temporal das áreas de mata em toda a extensão da bacia hidrográfica. O desmatamento no baixo curso induziu um aumento na largura do canal no trecho localizado junto à foz. O alcance do limiar intrínseco ao sistema geomórfico foi avaliado enquanto causa autogênica dos ajustes no canal. Para tanto, o comportamento da sinuosidade foi analisado ao longo dos cenários, já que essa fornece indícios sobre a evolução e o grau de estabilidade do canal. Desta forma, considera-se que esta pesquisa contribuiu aos estudos do comportamento geomórfico dos rios meandantes, pois permitiu verificar que as mudanças nos controles do sistema fluvial resultam em nova morfodinâmica dos meandros, a qual poderá regredir ou acelerar a sequência evolutiva inerente a este tipo de canal.

Palavras-chave: Geomorfologia Fluvial. Sistema fluvial. Perfil longitudinal. Canais meandantes.

ABSTRACT

The Aguapeí River floodplain, located in São Paulo state - Brazil, is characterized by high frequency of oxbow lakes, which suggest the occurrence of crucial changes in flow and sediment regimes of the river. However, due to lack of studies aiming to understand its morphodynamic, the timescale of these changes as well their causes and implications in channel morphology are unknown. In this sense, the present study aimed to identify the adjustments occurred in meanders morphology of Aguapeí River due to the influence of the main controls on fluvial system. The methodological support of the research was the principles of general systems theory. The assessment of the forms in river longitudinal profile was carried out through the correlation to the physical environment data in a regional scale; the establishment of the graded river profile and; the application of Hack index. Based on that, three anomalies were detected, which are related to the differential erosion and the channel control exerted by structural features. In order to understand the channel geomorphic response to such anomalies, a regression analysis of the valley gradient to sinuosity index was established. It showed a negative correlation between these variables due to differences in the lithological compositions of the riverbed. In detailed scale, the spatio-temporal changes in the morphology of two specific reaches of the river - in the upper-middle course and lower course next to mouth – were quantified. It was verified that the channel has undergone significant changes over three years - 1962, 1979/1986 and 2010. The causes of these changes can be both allogenic as autogenic. Regarding the allogenic ones, the climate was considered the main cause of channel changes. The watershed rainfall data correspond to the historical discharge records, especially in the increase of magnitude of the events from the 1970s because of the El Niño conditions. The assessment of remote sensing and topographic maps data allowed verifying the evolution of forest areas to the full extent of the watershed. Deforestation in the lower course led to an increase of channel width in the reach located next to mouth. The achievement of the intrinsic threshold of geomorphic system was assessed as autogenic cause of channel adjustments. For this purpose, the sinuosity behavior was analyzed over the years, as it provides clues about the evolution and the degree of channel stability. The present research contributes to geomorphic behavior studies in meandering rivers, as it was possible to verify that changes in the fluvial system controls result in new meanders morphodynamic, which may regress or accelerate the evolutionary sequence inherent to this channel pattern.

Keywords: Fluvial Geomorphology. Fluvial system. Longitudinal profile. Meandering channels.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Localização do Rio Aguapeí no estado de São Paulo - Brasil.....	18
Figura 2 -	Esboço idealizado dos componentes do sistema fluvial.....	20
Figura 3 -	Variabilidade morfológica no trecho do canal, fruto da atuação de diversos controles.....	21
Figura 4 -	Diagrama ilustrando a mudança no padrão de canal em resposta aos valores de declividade.....	22
Figura 5 -	Canais subdimensionados, mostrando o caráter e a possível origem de algumas combinações entre padrões de canal e padrões de vale.....	26
Figura 6 -	Os tipos de canais meandantes.....	28
Figura 7 -	As principais abordagens no estudo da geometria dos meandros.....	28
Figura 8 -	Processos envolvidos na evolução dos meandros.....	29
Figura 9 -	Diagrama esquemático dos principais fatores de controle da resposta do canal e da planície de inundação a grandes enchentes.....	31
Figura 10 -	Parâmetros utilizados no cálculo do índice de prioridade da drenagem a montante e a diferença de altitude entre dois pontos selecionados e o índice do segmento de drenagem entre os pontos selecionados.....	39
Figura 11 -	Representação da linha média do vale e os demais componentes da planície fluvial.....	41
Figura 12 -	Alterações no comprimento do canal ao transpor superfícies de diferentes declividades.....	42
Figura 13 -	Localização dos trechos selecionados para a análise morfológica do canal em escala de detalhe.....	43
Figura 14 -	A obtenção do raio de curvatura e a largura média do canal.....	45
Figura 15 -	Procedimento para obtenção dos valores de migração dos meandros.....	46
Figura 16 -	Maneiras de se proceder ao abandono dos canais.....	47
Figura 17 -	Classificação das avulsões.....	47
Figura 18 -	Mapa de localização da estação fluviométrica selecionada para o estudo.....	48
Figura 19 -	O perfil longitudinal do rio Aguapeí e sua correlação com o substrato litológico.....	54

Figura 20 - Representação Cartográfica das Unidades Litoestratigráficas da Bacia do Rio Aguapeí (SP).....	55
Figura 21 - Representação Cartográfica dos Dados Geomorfológicos da Bacia do Rio Aguapeí (SP).....	58
Figura 22 - perfil longitudinal do rio guape e sua correlação com os compartimentos do relevo.....	59
Figura 23 - A aplicação do índice de entalhe ao perfil longitudinal do rio guape com o intuito de estabelecer as transições identificadas.....	60
Figura 24 - Perfil de equilíbrio do Rio Aguapeí - Setor A.....	61
Figura 25 - Perfil de equilíbrio do Rio Aguapeí - Setor B.....	61
Figura 26 - feições estruturais da bacia do rio guape	63
Figura 27 - Planície aluvial associada ao setor do canal de ocorrência da segunda anomalia do perfil longitudinal.....	64
Figura 28 - x e pl os de corredeiras (e) e ue da d'água (C) associadas ao afloramento dos basaltos no médio-curso inferior do Rio Aguapeí	65
Figura 29 - Relação entre a declividade do vale e a sinuosidade do canal a partir de (a) estudos experimentais e (b) dados do baixo curso do Rio Mississippi	68
Figura 30 - O perfil longitudinal do vale do Rio Aguapeí	69
Figura 31 - Taxas adimensionais de migração em relação à curvatura para vários rios	70
Figura 32 - Exemplos de meandros abandonados pelo corte do pedúnculo (<i>neck cut-off</i>) no baixo curso do Rio Aguapeí.....	75
Figura 33 - Exemplo de meandro abandonado por travessia seguindo depressão topográfica (<i>chute cut-off</i>) no baixo curso do Rio Aguapeí	75
Figura 34 - Avulsão do canal no médio-curso superior do Rio Aguapeí	76
Figura 35 - Anos de ocorrência registrada do fenômeno El Niño	82
Figura 36 - Áreas de mata da Bacia do Rio Aguapeí nos anos de 1962, 1986 e 2010	84

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 -	Correlação entre a sinuosidade do canal em 1962 e o gradiente do vale do Rio Aguapeí	67
Gráfico 2 -	Correlação entre a sinuosidade do canal em 2010 e o gradiente do vale do Rio Aguapeí	67
Gráfico 3 -	Comportamento longitudinal do gradiente do vale e da sinuosidade do Rio Aguapeí em 1962 e 2010	69
Gráfico 4 -	Modelo de curvatura (r_c/l) e migração do canal do trecho A do Rio Aguapeí	71
Gráfico 5 -	Modelo de curvatura (r_c/l) e migração do canal do trecho B do Rio Aguapeí	71
Gráfico 6 -	Frequência das curvas no trecho A em relação a sua razão r_c/l	73
Gráfico 7 -	Frequência das curvas no trecho B em relação a sua razão r_c/l	73
Gráfico 8 -	Precipitação anual média da Bacia do Rio Aguapeí (1948-2010)	77
Gráfico 9 -	Variabilidade da descarga média anual no trecho A (1948-2000)	78
Gráfico 10 -	Vazões de pico do Rio Aguapeí (1948-2000)	79
Gráfico 11 -	Correlação linear entre a largura do canal nos trechos A e B e o desmatamento das áreas a montante (1962-2010)	85

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Tabela resumo das variáveis envolvidas na obtenção do índice RDE para o Rio Aguapeí	60
Tabela 2 - Frequência dos meandros abandonados e mudanças na sinuosidade do trecho A	74
Tabela 3 - Frequência dos meandros abandonados e mudanças na sinuosidade do trecho B	74
Tabela 4 - Características da descarga média anual para cada período hidrológico do Rio Aguapeí	78

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

DAEE-SP	- Departamento de Águas e Energia Elétrica do estado de São Paulo
EMBRAPA	- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ENOS	- El Niño-Oscilação Sul
FAPESP	- Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
IPT	- Instituto de Pesquisas Tecnológicas
RDE	- Relação Declividade-Extensão
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	16
1.1	Objetivo	19
2	ASPECTOS TEÓRICOS SOBRE OS PROCESSOS E AS FORMAS FLUVIAIS	20
2.1	O sistema fluvial	20
2.2	Os controles à morfologia do canal	21
2.3	O perfil longitudinal do rio	23
2.3.1	O perfil de equilíbrio	23
2.3.2	O Índice de Hack	24
2.4	Os padrões de canal: os canais meandantes	25
2.5	O regime hidrológico do rio: causas e efeitos das vazões de enchente	30
3	MÉTODO E TÉCNICAS	35
3.1	Método	35
3.2	Técnicas	37
3.2.1	O levantamento do meio físico regional	37
3.2.2	A elaboração do perfil longitudinal do rio	37
3.2.3	O gradiente do vale fluvial	40
3.2.4	O índice de sinuosidade	41
3.2.5	Avaliação dos ajustes morfológicos à escala do trecho	43
3.2.5.1	A razão r_c/l	44
3.2.5.2	A migração dos meandros	45
3.2.5.3	Os meandros abandonados	46
3.2.6	O regime hidrológico do rio	48
3.2.7	Dinâmica temporal da cobertura vegetal	49
4	A ÁREA DE PESQUISA	52
5	ANÁLISE DOS RESULTADOS	54
5.1	Os elementos do meio físico regional na configuração do perfil longitudinal	54

5.2	As anomalias do perfil longitudinal	59
5.3		67
5.4	A evolução morfológica dos meandros nos trechos A e B	70
5.5	As causas das mudanças no canal	76
5.5.1	O clima	77
5.5.1.1	O regime hidrológico do Rio Aguapeí	77
5.5.2	As mudanças na cobertura vegetal	83
5.5.3	O limiar intrínseco ao sistema	86
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	88
	REFERÊNCIAS	90

1 INTRODUÇÃO

Os rios se precondicionaram à vida dos homens e das grandes cidades da antiguidade, cresceram ao longo desses e os rios forneciam os canais por onde, no passado e até hoje, se fazem e fazem os locais mais importantes (MORISAWA, 1968). Atualmente, há inúmeros tipos de uso de suas águas, desde abastecimento, navegação e geração de energia, até recreação e estética. Não obstante, os rios também representam uma ameaça potencial aos bens e às atividades humanas por meio das inundações, da escassez de água, da erosão, etc. Tanto como recurso quanto como ameaça, os rios são relevantes do ponto de vista político, social e econômico (KNIGHTON, 1998).

É importante salientar, ainda, a sua relevância física, uma vez que os rios integram a dinâmica do ciclo hidrológico em escala local e global. Além disso, os rios se constituem como significativos agentes geomórficos, responsáveis pela permanente esculturação do relevo da superfície terrestre e, assim, contribuindo para as contínuas transformações ocorridas nas paisagens (ZANCOPE, 2008).

Desse modo, a dinâmica e as formas topográficas resultantes da ação fluvial sempre chamaram a atenção dos pesquisadores. Desde os primórdios da história das geociências são comuns as menções sobre o trabalho desenvolvido pelos rios (CHRISTOFOLETTI, 1981).

A importância da dinâmica fluvial relacionada aos processos de erosão, transporte e deposição, autores como Gregory e Park (1974), Petts (1979) e Williams e Wolman (1984) já reconheciam a aptidão dos rios em promover ajustes em sua morfologia.

Ziliani e Surian (2012) afirmam que tais trabalhos mostraram que a morfologia do canal pode mudar drasticamente em curtos períodos de tempo, que o canal dos rios passa por diferentes fases de ajuste e que as mudanças no canal possuem implicações às sociedades (danos às estruturas de engenharia, perda de recursos hídricos subterrâneos, mudanças no equilíbrio ecológico, etc.), as quais são questões-chave para o manejo dos rios.

Para Charlton (2008), potencialmente, há quatro principais graus de liberdade para o ajuste do canal, a saber: a seção transversal, a declividade, o padrão de canal e a rugosidade do leito. A autora ainda admite que

[...] as alterações do canal são conduzidas pelos regimes de vazão e de sedimentos e são o resultado da interação, espacialmente complexa, entre o processo e a forma [...] No entanto, limitações podem ser impostas pelas condições do entorno: o grau de confinamento do vale, o substrato em que o

canal é formado, a declividade do vale e a mata ciliar. (CHARLTON, 2008, p. 155, tradução nossa¹).

Nesse contexto, torna-se evidente a complexidade do sistema fluvial. Ao lado dos principais controles do canal, deve-se acrescentar a ação humana, a qual se constitui uma restrição aos ajustes do rio. Esta ação pode ser direta, com a canalização, construção de barragens e reservatórios, ou indireta, por meio do desmatamento de áreas na bacia hidrográfica, provocando alterações no fornecimento de água e sedimentos.

O perfil longitudinal do rio também pode ser apreciado como controle à morfologia do canal. Apesar de ser a representação de um dos graus de liberdade do canal acima descritos por Charlton (a declividade). Nesse contexto, nington () afirma que esse o componente menos mutável e pode adequadamente ser considerado uma restrição aos componentes ajustáveis.

Entre os demais componentes, o padrão de canal foi amplamente discutido na literatura geomorfológica (LEOPOLD; WOLMAN, 1957; SCHUMM; KHAN, 1972; BRICE, 1975; PARKER, 1976, ROSGEN, 1994) em razão de sua coexistência nos mais variados ambientes naturais. A clássica divisão em padrão retilíneo, meandrante, entrelaçado e anastomosado (MIALL, 1977) é a mais difundida até os dias de hoje.

Dos referidos padrões, o meandrante é o mais comumente encontrado na natureza. Um amplo levantamento do comprimento do vale dos rios no noroeste dos Estados Unidos relevou que 90% do total apresentavam padrão meandrante (LEOPOLD, 1994). A ausência de longos trechos retilíneos e a presença de fluxos sinuosos nos mesmos são evidências da tendência natural dos canais em meandrar, independentemente da escala ou do material do entorno (KNIGHTON, 1998).

Deve-se ressaltar que os rios meandrantess são uma das partes mais sensíveis da paisagem e importantes questões ainda precisam ser respondidas sobre os seus mecanismos de mudança nos trechos dinâmicos dos rios, o grau em que as alterações se propagam a montante e a jusante, a escala de tempo e a variabilidade das mudanças (HOOKE, 2007).

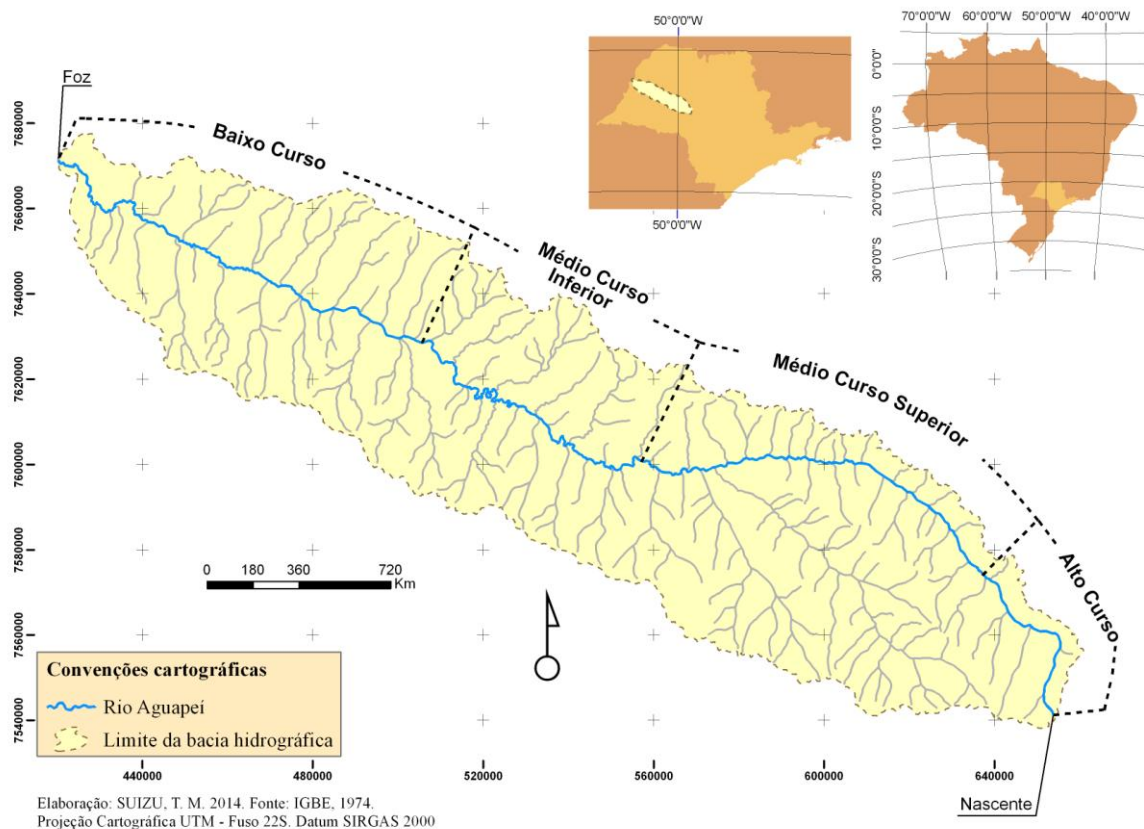
Um exemplo de sistema fluvial caracterizado pela presença de setores com amplos meandros divagantes é o Rio Aguapeí-SP. A elevada frequência de meandros abandonados e arcos meândricos, ao longo de sua vasta planície aluvial, revela a dinamicidade desse sistema e a ocorrência de mudanças cruciais nos regimes de vazão e/ou sedimentos. Entretanto, em

¹ *Channel adjustments are driven by the flow and sediment regimes and are the result of spatially-complex process-form feedbacks. [...] However, limitations are imposed by boundary conditions: the degree of valley confinement, the substrate in which the channel is formed, valley slope and riparian vegetation.*

razão da ausência de estudos que visem compreender a morfodinâmica desse rio, desconhece-se a escala temporal das referidas mudanças, bem como suas causas e implicações na morfologia do canal.

Rio Aguapeí localiza-se no extremo oeste do estado de São Paulo, entre as coordenadas geográficas $21^{\circ}03'$ e 22° ' de latitude Sul e $50^{\circ}30'$ e $50^{\circ}6'$ de longitude este (Figura 1). A sua nascente, situada no município de Gália, possui uma altitude aproximada de 645m, ao passo que sua foz, no rio Paraná, encontra-se a 256m acima do nível do mar, entre os municípios de Castilho e São João do Pau d'Alho.

Figura 1 - Localização do Rio Aguapeí no estado de São Paulo - Brasil



Fonte: Elaborado pela autora.

1.1 Objetivo

O presente trabalho teve como objetivo geral identificar os ajustes espaçotemporais ocorridos na morfologia dos meandros do Rio Aguapeí-SP, em virtude da influência dos principais controles do sistema fluvial. Como forma de atingir tal objetivo geral foram traçados os seguintes objetivos específicos:

- Analisar a forma do perfil longitudinal do Rio Aguapeí, identificando os setores anômalos e a influência dos elementos do meio físico regional na sua configuração.
- Identificar as variações no gradiente do afluente e sua repercussão na morfotectônica e planta do canal do Rio Aguapeí.
- Avaliar as mudanças espaçotemporais ocorridas na morfologia dos meandros em dois trechos diversos do rio.
- Analisar a influência dos controles extrínsecos (o regime das chuvas e as mudanças na cobertura vegetal) e intrínsecos (o limiar geomórfico) do sistema fluvial na configuração das mudanças morfológicas do canal.

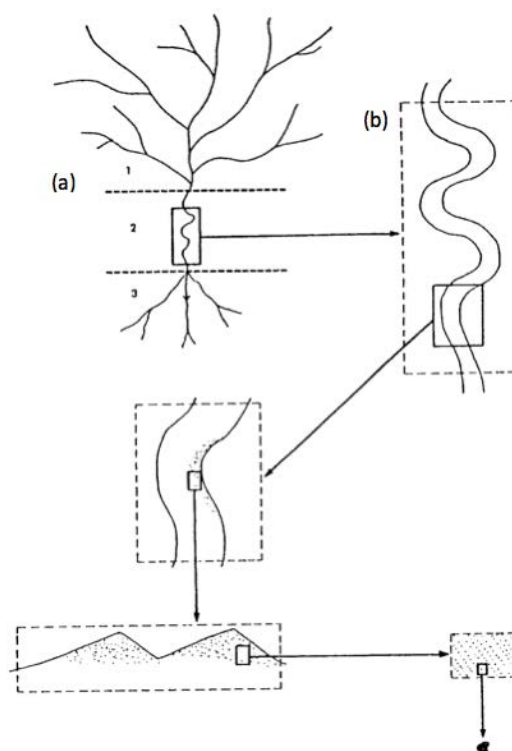
2 ASPECTOS TEÓRICOS SOBRE OS PROCESSOS E AS FORMAS FLUVIAIS

2.1 O sistema fluvial

O termo fluvial remonta ao verbete do latim *fluvi*, que significa rio. Quando levado à sua interpretação mais ampla, de um sistema, envolve não apenas os canais fluviais, mas também um conjunto complexo de formas de relevo (SCHUMM, 2005, p. 5).

A fim de simplificar a discussão acerca do sistema fluvial, pode-se dividi-lo em três zonas, conforme a Figura 2. A zona 1 é a área-fonte, responsável pelo fornecimento de sedimentos. A zona 2 é caracterizada pela transferência desses sedimentos, denotando estabilidade quando há um equilíbrio entre a entrada e a saída dos mesmos. A zona 3, por sua vez, é o local de saída ou deposição dos sedimentos (deltas, leques aluviais).

Figura 2 - Esboço idealizado dos componentes do sistema fluvial



Fonte: Adaptado de Schumm (2005).

Schumm (1988) adverte que essa divisão representa apenas um esquema teórico indicando o processo predominante em cada zona, pois os sedimentos são armazenados, erodidos e transportados em todas as situações.

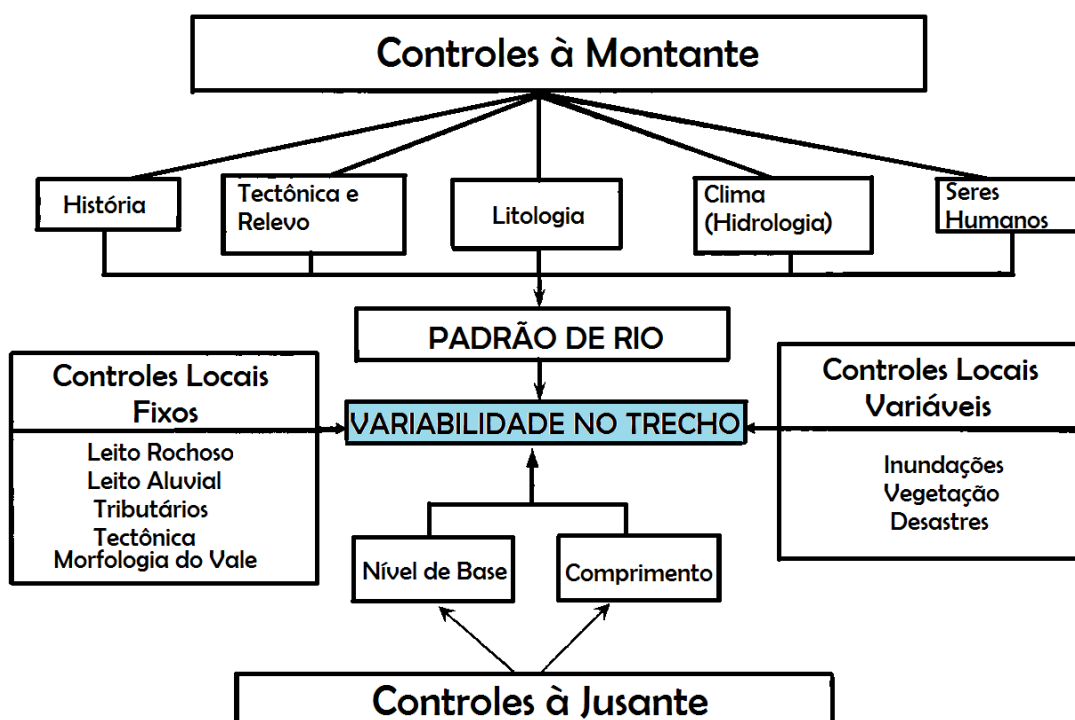
Além disso, o sistema fluvial pode ser avaliado em diferentes escalas, dependendo dos objetivos do pesquisador (SCHUMM, 2005). Por exemplo, um grande segmento de padrão de drenagem dendrítica (Figura 1a) pode dar informações acerca da eficácia do escoamento superficial ou mesmo do direcionamento dos lineamentos estruturais da região. Em uma escala mais detalhada, o trecho do rio (Figura 1b) pode revelar o seu comportamento e sua história morfológica, por meio de observações das mudanças ocorridas no padrão de canal.

2.2 Os controles à morfologia do canal

Cada trecho do rio é singular em virtude da atuação de numerosos controles no estabelecimento de uma única variável, a vazão, a qual determina a morfologia e o comportamento do rio (SCHUMM, 2005).

Schumm e Winkley (1994) restringem os referidos controles à geologia e às formas de relevo. Para Piégay e Schumm (2003), a gama de controles é muito mais ampla, sendo possível subdividi-los nos seguintes grupos: controles a montante, controles locais fixos e variáveis e controles a jusante, como ilustra a Figura 3.

Figura 3 - Variabilidade morfológica no trecho do canal, fruto da atuação de diversos controles



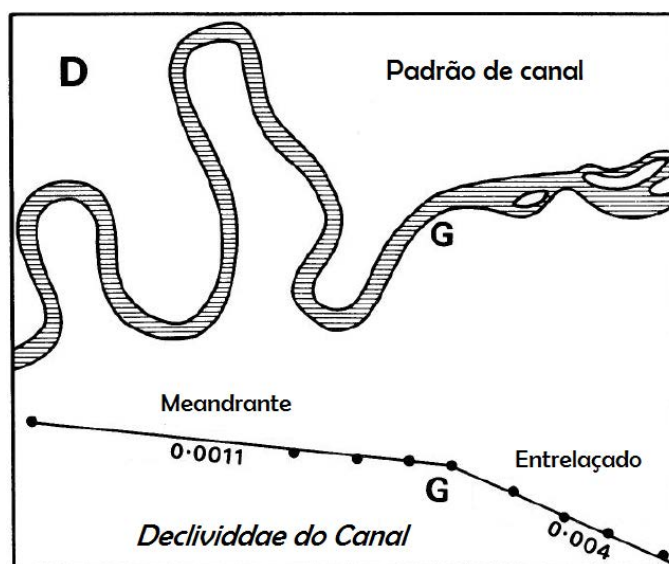
Fonte: Adaptado de Piégay e Schumm (2003).

Ibáñez, Ollero e Díaz (2011), ao pontuarem os controles sobre a morfologia do canal, ressaltam que a forma do canal, em particular, advém da interação entre o fluxo dos rios e a produção de sedimentos (variáveis de condução), as características do vale e as atividades humanas. Além disso, advertem que qualquer alteração nesses elementos levará a uma nova dinâmica fluvial e, conseqüentemente, morfológica do canal.

De acordo com Piégay e Schumm (2003, p. 107), as respostas morfológicas do canal decorrentes da atuação dos referidos controles podem ser denominadas de “afluentes e isostáticas/externas/dependentes” do sistema fluvial as quais se referem ao padrão, à declividade, à largura e à profundidade do canal.

Knighton (1998) alerta que, em razão da declividade e do padrão de canal ocorrerem no mesmo plano espacial, os ajustes ocorridos no último se dão de forma a modificar a declividade. Leopold e Wolman (1957) também enfatizam o forte relacionamento existente entre essas duas variáveis, sendo a declividade determinante às características do padrão de canal, como ilustra a Figura 4.

Figura 4 - Diagrama ilustrando a mudança no padrão de canal em resposta aos valores de declividade



Fonte: Adaptado de Leopold e Wolman (1957).

Knighton (1984) ainda afirma que a declividade pode ser considerada uma restrição a todos os demais graus de liberdade do canal, já que é a variável menos imutável. A representação da declividade é usualmente dada na geomorfologia fluvial por um gráfico de coordenadas cartesianas, o qual corresponde ao perfil longitudinal do rio.

2.3 O perfil longitudinal do rio

O perfil longitudinal do rio é tema de longa data na Geomorfologia (CHRISTOFOLETTI, 1981). Desde o século XIX, tem sido apreciado que esse tende a ser côncavo e busca alcançar um gradiente nulo ao nível de base (GREGORY; WALLING, 1973). O nível de base é a menor elevação a ser atingida pela incisão do canal (HUGGETT, 2011).

De acordo com Christofolletti (1981), a representação visual da forma do perfil longitudinal se dá na relação entre a altimetria e o comprimento de determinado curso d'água. Muitas explicações foram dadas para sua forma, as mais difundidas incluíam os processos físicos e estocásticos (McKEOWN et al., 1988).

Para Leopold, Wolman e Miller (1964), a determinação do perfil longitudinal pode ser expressa como uma função da inter-relação das seguintes variáveis: descarga, sedimentos, tamanho dos detritos, resistência do fluxo, velocidade, largura, profundidade e declividade.

Os mesmos autores ainda atentam para o fato de que, quando a descarga, a velocidade e a forma do canal estão ajustadas de forma a prover a energia necessária para transportar toda a carga do leito às taxas equivalentes aos sedimentos fornecidos, o rio é considerado “*graded*” que denota a noção de estado de equilíbrio.

2.3.1 O perfil de equilíbrio

O geógrafo físico William Morris Davis foi responsável por introduzir o termo “*graded*” na literatura geográfica (CHRISTOFOLLETTI) e ao aplicar tal noção à dinâmica fluvial, o rio em equilíbrio – *graded stream* – foi definido como

[...] aquele em que, ao longo de um período de anos, o declive é delicadamente ajustado a fornecer, com a descarga disponível e as características predominantes do canal, somente a velocidade requerida para o transporte da carga provinda da bacia de drenagem. [...] sua característica diagnóstica é que qualquer mudança em qualquer um dos controles causará um deslocamento do equilíbrio em uma direção que tenderá absorver o efeito da mudança. (MACKIN, 1948, p. 471, tradução nossa²).

² [...] one in which, over a period of years, slope is delicately adjusted to provide, with available discharge and with prevailing channel characteristics, just the velocity required for the transport of the load supplied from the drainage basin [...] its diagnostic characteristic is that any change in any of the controlling factors will cause a displacement of the equilibrium in a direction that will tend to absorb the effect of the change.

Para McKeown et al. (1988), é consenso entre os autores que os rios aproximadamente equilibrados possuem um perfil côncavo para cima, passível de descrição por uma equação exponencial. Nesta linha de pensamento, verifica-se os estudos de Shulits (1941) e Leopold e Langbein (1962), os quais derivaram uma equação exponencial para os perfis pautada, respectivamente, na lei de abrasão de Sternberg (1875) e na geração de modelos de percurso aleatório, baseado em argumento probabilístico.

Snow e Slingerland (1987) avaliaram as funções matemáticas das curvas côncavas dos rios em equilíbrio em sua compatibilidade com o comportamento do canal na natureza. Os autores notaram que os canais caracterizados pelo aumento de vazão e carga de sedimentos a jusante desenvolvem perfis distintos da forma resultante da função de potência. Além disso, se há um relevante decréscimo do calibre dos sedimentos a jusante, a curva logarítmica é a mais indicada para a representação do perfil.

Leopold, Wolman e Miller (1964) advertem que o equilíbrio não necessariamente demanda um perfil longitudinal suave, côncavo para o céu, sem ondulações. Para os autores, o conceito é válido quando associado aos ajustes do canal perante as mudanças ocorridas nos controles, tais como a descarga e a carga de sedimentos. Ademais, implica uma estabilidade na forma, a qual está implícita no equilíbrio entre os processos agradacionais e degradacionais: a progressiva construção e remoção do leito do canal.

Na natureza, muitos perfis longitudinais dos rios não são suavemente côncavos, contendo sessões mais planas e outras mais íngremes (HUGGETT, 2011). Tais irregularidades podem ser avaliadas e mensuradas pelo Índice de Hack.

2.3.2 O Índice de Hack

De acordo com Hack (1973), o perfil longitudinal de um rio pode fornecer informações sobre o tipo dos materiais subjacentes, os processos geológicos e a história geomorfológica de uma área. Partindo desse pressuposto, o autor propôs, em 1957, o “*Stream-gradient index*”, também traduzido por Etchebehere et al. (2004, p. 47) como Relação Declividade-Extensão (RDE).

O índice de Hack pode ser obtido em qualquer ponto do canal, permitindo comparações significativas da declividade em rios de diversos tamanhos (HACK, 1973). Para McKeown et al. (1988), este é o índice mais eficiente da análise sinóptica do canal, possibilitando a identificação de bruscas diferenças regionais.

Em uma topografia ajustada, as mudanças no valor do índice, ao longo do curso d'água corresponde às curvas de menor concavidade e rupturas de declive (knickpoints). Ambas estão, geralmente, associadas ao afloramento de rochas mais resistentes, à ação de movimentos tectônicos locais, às mudanças repentinas na descarga ou, ainda, aos estágios críticos do desenvolvimento do vale, tais como a erosão remontante ativa (ETCHEBEHERE et al., 2004; HUGGETT, 2011).

Nesse viés, os eventos tectônicos, climáticos e a história geomorfológica, devem ser considerados na determinação do índice (HACK, 1973).

Ressalta-se que, condições de desequilíbrio em setores específicos do perfil, levam a corrente a se ajustar na busca de um novo equilíbrio, seja erodindo o próprio leito, seja propiciando a aggradação. Essa redefinição dos processos erosivos governada pelas características do gradiente reflete diretamente na geometria dos canais e, em última instância, nas características do padrão de canal ao longo do rio.

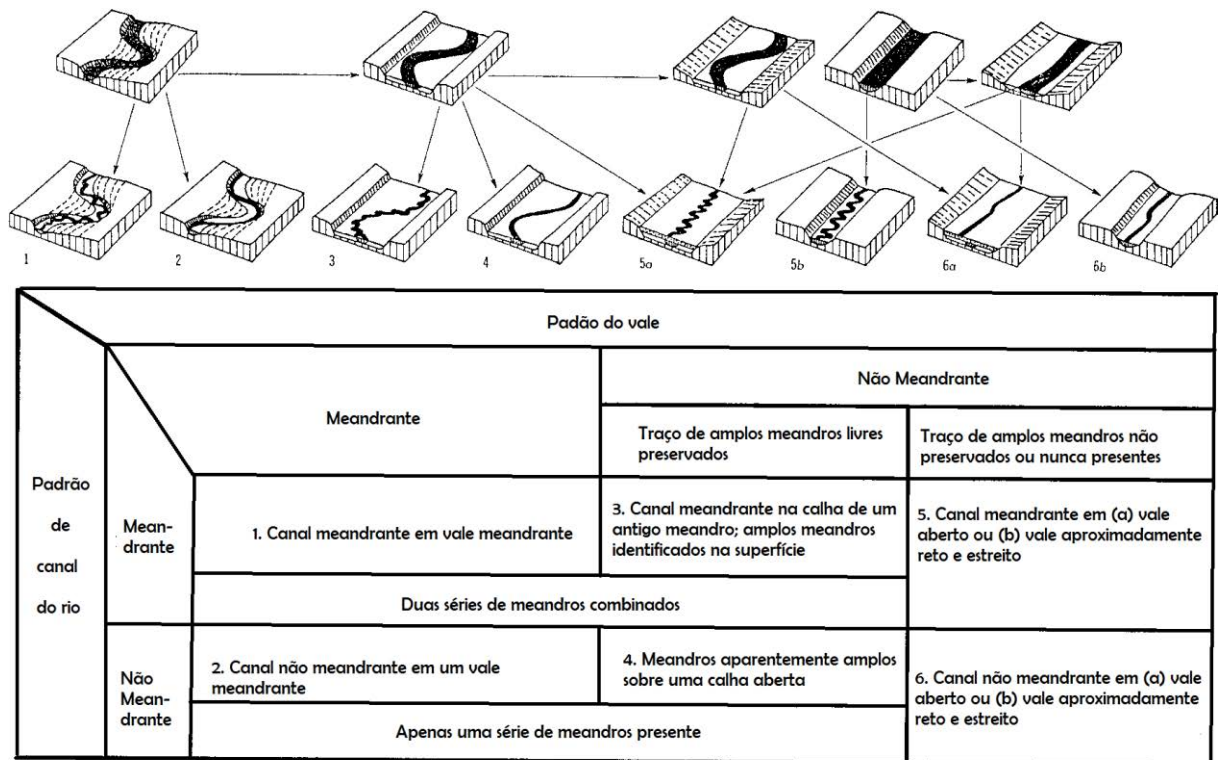
2.4 Os padrões de canal: os canais meandantes

A clássica divisão tripartite dos rios em entrelaçado, meandrante e retilíneo foi estabelecida com base em padrões limiares de descarga e declividade (LEOPOLD; WOLMAN, 1957). Assim, como Miall (1977), Brice (1982, 1983 apud SCHUMM, 2005) adicionou um quarto padrão a essa tríade, o anastomosado. Este último autor ainda distinguiu os canais meandantes em dois tipos – canais meandantes passivos, muito estáveis e de largura uniforme, e canais meandantes ativos, com amplas curvas e barras em pontal.

Morisawa (1968) reconheceu essa mesma distinção dos canais meandantes, a qual se deve à relação que este tipo de canal estabelece com seu próprio vale. Desta forma, os meandros podem fluir confinados por e tocando as paredes do vale, ou apresentar curvas bastante contorcidas, espalhadas por toda a planície aluvial.

Nesse mesmo viés, Dury (1964 apud SCHUMM, 2005) reconheceu seis combinações de vales com seus canais subdimensionados (Figura 5). Duas condições são predominantes, a primeira envolve os canais que mantêm o padrão do vale (exemplo 2) e o padrão do paleocanal (exemplos 4, 6a, 6b) e a segunda indica um aumento na sinuosidade do canal atual comparado às condições pretéritas (exemplos 1, 3, 5a, 5b).

Figura 5 - Canais subdimensionados, mostrando o caráter e a possível origem de algumas combinações entre padrões de canal e padrões de vale



Fonte: Adaptado de Schumm (2005).

O padrão meandrante sempre recebeu a atenção dos pesquisadores, uma vez que suas curvas sinuosas largas e a r oniosas s o a for a pela ua l o rio efetua seu tra a l o pela “lei do enor esforço” (CH ST TT 7)

Leopold e Wolman (1960, p. 787, tradução nossa³) definiram esse tipo de canal como

[...] u a aneira na ual a eros o e a deposiç o possam alterar a distribuição, localização e quantidade de energia despendida por unidade de canal. Através do aumento do comprimento do canal entre dois pontos de diferentes altitudes, o gasto de energia será reduzido.

Estudos detalhados dos meandros foram realizados a fim de elucidar seu mecanismo de origem. Baseada nesses estudos, uma série de teorias foi proposta (THAKUR; SCHEIDEGGER, 1968). Entretanto, há um consenso entre os pesquisadores de que o fluxo helicoidal é o fator determinante para o desenvolvimento dos meandros (LEOPOLD;

³ [...] one way in which erosion and deposition may change the distribution, location, and amount of energy expenditure per unit of channel boundary. By lengthening the channel between two points at different elevations, the energy expenditure per foot of length is reduced.

WOLMAN, 1960). Leliavsky (1955, p. 128, tradução nossa⁴) sintetizou sua ocorrência a partir de canais retilíneos, como segue:

Por uma razão ou outra, uma pequena abrasão à margem de um canal retilíneo, supostamente tenha ocorrido. As partículas da água movendo-se ao longo da porção erodida da margem seguem uma trajetória curvilínea e, conseqüentemente, desenvolvem uma força centrífuga. Esta força, por sua vez, dá origem a uma corrente helicoidal local, a qual intensifica a abrasão original, que passa a ocorrer de forma mais profunda e para dentro da margem [...] até que todo o canal finalmente se envolva no processo e o material erodido se acumule na margem oposta. Este é, então, o nascimento de um meandro.

Em razão de seu constante mecanismo de erosão na margem côncava e deposição na margem convexa, os rios meandantes exibem curvas altamente sinuosas e semelhantes entre si.

Várias relações têm sido sugeridas na descrição da sinuosidade dos meandros (LEOPOLD; WOLMAN, 1957; SCHUMM, 1963). No entanto, a mais difundida é a relação entre o comprimento do canal e a distância do eixo do vale, tendo o valor de 1,5 como limiar para a designação do canal na qualidade de meandrante (CHRISTOFOLETTI, 1974; 1981).

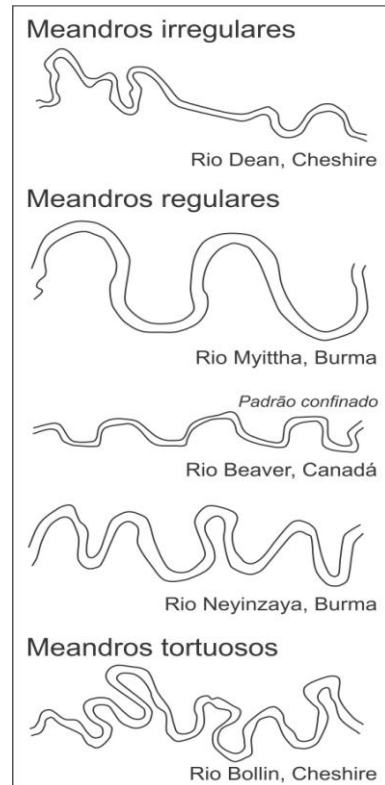
Para Schumm (1963), uma classificação qualitativa dos meandros permite distingui-los em três classes diversas – irregulares, regulares e tortuosos. Os exemplos dessas classes encontrados na natureza podem ser visualizados na Figura 6.

A geometria de meandros também tem sido objeto de extensivos estudos. Knighton (1998) afirma que ela pode ser analisada em duas abordagens principais: a tradicional paramétrica, lidando com estatísticas de curvas individuais, tais como o comprimento de onda e o raio de curvatura (Figura 7a); e a abordagem em série, a qual avalia sequências de curvas e considera o traçado do fluxo com o eixo espacial de direção (θ) ou direção de mudança ($d\theta$) e a distância (x) ao longo do caminho (Figura 7b).

Estudos acerca dos elementos que compõem a geometria dos meandros indicam a existência de consistentes correlações entre o comprimento de onda, a largura do canal e o raio de curvatura (LEOPOLD; WOLMAN, 1960).

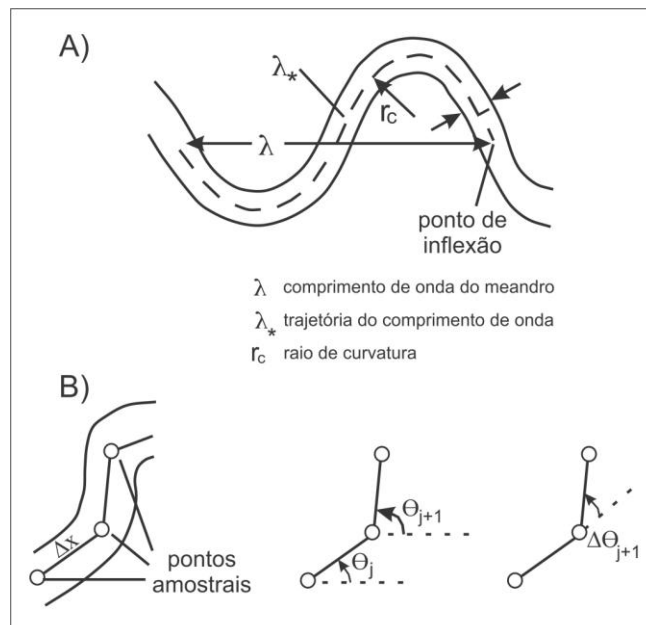
⁴ *For some reason or other, a small abrasion in the bank of a straight channel is supposed to have taken place. The water particles moving alongside the eroded portion of the bank follow a curved trajectory and develop, consequently, a centrifugal force. This force, in turn, gives rise to a local helicoidal current, which intensifies the original abrasion and works its way deeper and farther into the shore, [...] until the whole channel becomes finally involved in the process and the eroded material accumulates on the opposite bank. This, then, is the birth of a meander.*

Figura 6 - Os tipos de canais meandrantos



Fonte: Adaptado de Knighton (1998).

Figura 7 - As principais abordagens no estudo da geometria dos meandros



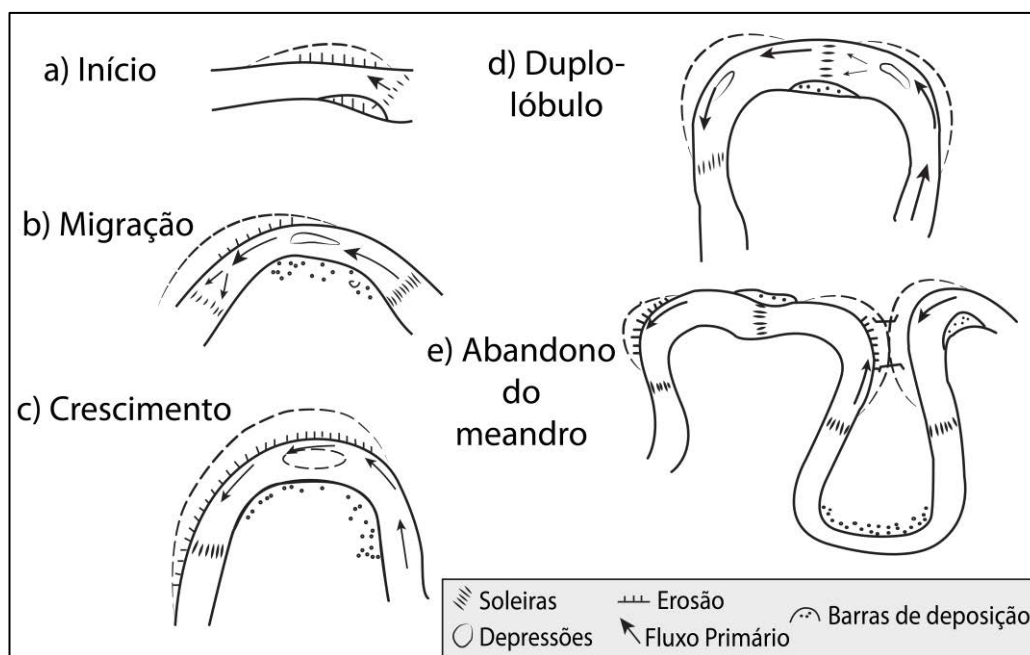
Fonte: Adaptado de Knighton (1998).

Hickin (1974) e Hickin e Nanson (1975) admitem a possibilidade de expandir essas consistentes correlações para os aspectos do sistema fluvial. Os referidos autores constataram

a existência de relacionamentos entre o raio de curvatura, a largura do canal (r_c/l) e a migração dos meandros. Para Hudson e Kesel (2000), esses trabalhos fornecem um parâmetro para o entendimento do estado e do comportamento dos sistemas fluviais, bem como da forma pela qual esses sistemas podem ser influenciados por ações humanas.

Outro importante aspecto inerente aos canais meandrantés é a sua evolução. De acordo com Camporeale, Perucca e Ridolfi (2008), essa se caracteriza por três processos básicos: o crescimento contínuo do eixo do canal (Figura 8c), com a formação de lóbulo simples ou composto (Figura 8d); a migração a jusante, ou a montante, da curva meândrica (Figura 8b) e; o abandono do meandro (Figura 8e).

Figura 8 - Processos envolvidos na evolução dos meandros



Fonte: Adaptado de Hooke (2013).

Em se tratando desse último processo, dois principais tipos são amplamente reconhecidos: o corte do pedúnculo (*neck cut-off*) e a travessia seguindo depressão topográfica (*chute cut-off*) (CHRISTOFOLETTI, 1981; KNIGHTON, 1998).

De acordo com Hooke (2013), o corte do pedúnculo (*neck cut-off*) é interpretado como o ponto final da evolução dos meandros. Acredita-se que sua causa está relacionada à ocorrência de eventos de máxima vazão.

Os controles e mecanismos do processo de abandono por travessia seguindo depressão topográfica (*chute cut-off*) ainda não estão totalmente esclarecidos, entretanto, a altura da

planície de inundação, o aporte de sedimentos e o regime de vazão do rio podem ser considerados os principais fatores envolvidos em sua ocorrência (HOOKE, 2013).

2.5 O regime hidrológico do rio: causas e efeitos das vazões de enchente

O fluxo natural de um rio varia nas escalas de tempo de horas, dias, estações, anos, décadas, etc. Em geral, são necessários muitos anos de observação de uma estação fluviométrica para descrever o padrão característico de quantidade, tempo e variabilidade das vazões, isto é, seu regime hidrológico. Os componentes de um regime hidrológico podem ser caracterizados por meio de várias séries temporais e análises probabilísticas de, por exemplo, um conjunto de vazões expresso em médias diárias ou em eventos extremos de estiagem e enchente (POFF et al., 1997).

O papel das enchentes no desenvolvimento do canal foi amplamente reconhecido, entretanto, ainda há controvérsias. Muitos geomorfólogos têm seu enfoque nas vazões que formam o canal. Com base nos conceitos de equilíbrio e descarga dominante, esses estão convictos de que a geometria do canal em equilíbrio está ajustada às frequentes cheias de moderada magnitude. Contudo, em conformidade com o renascimento de uma doutrina catastrófica, há a necessidade crescente de avaliar os efeitos potencialmente desestabilizadores de grandes inundações (KNIGHTON, 1998).

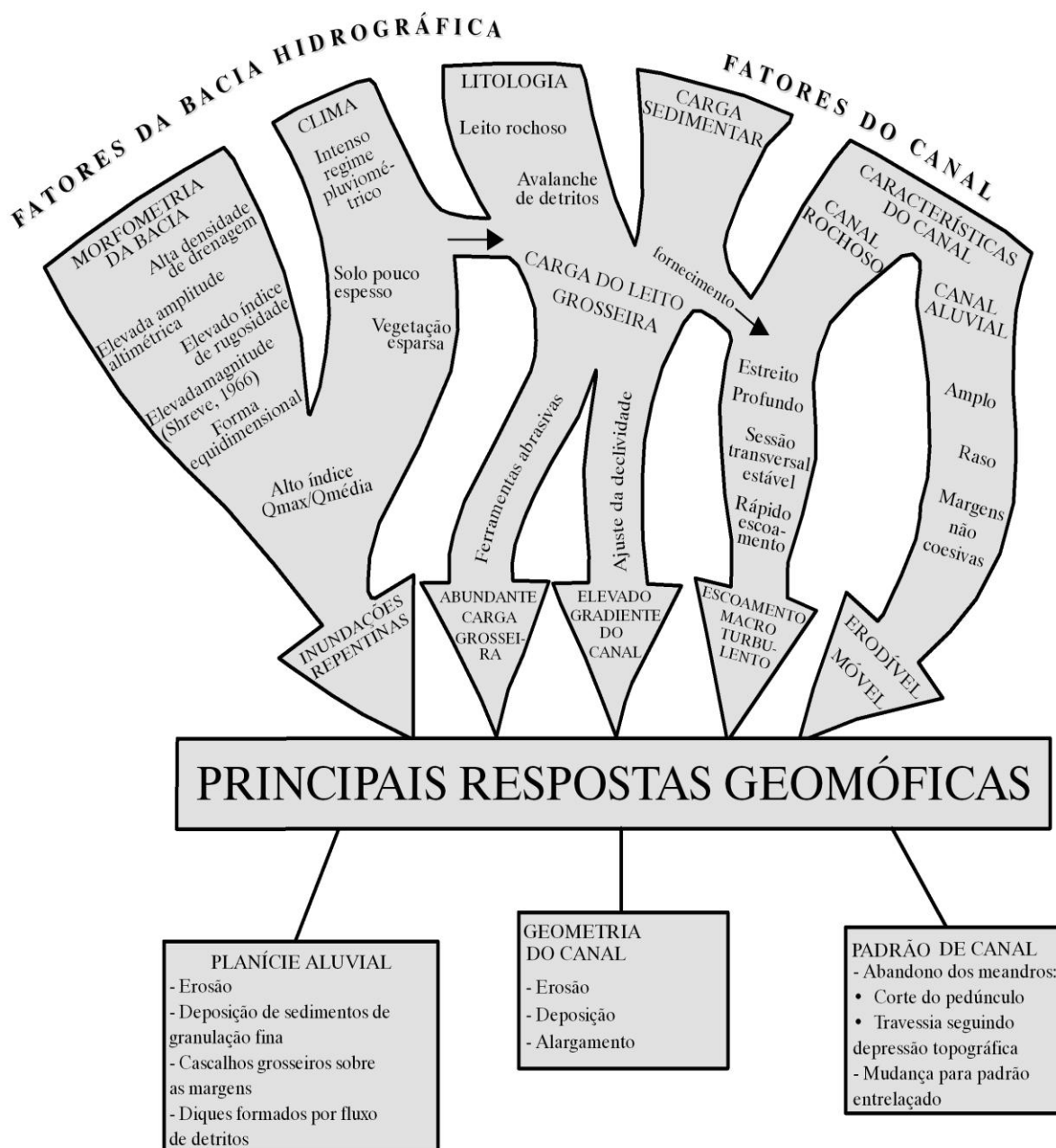
Gupta (1988) adverte sobre as dificuldades na definição adequada de uma inundação, seja por intervalo de recorrência seja por algum tipo de medida padronizada, como a unidade de descarga. Assim, o autor a define como uma vazão de pico cujo canal é um sistema de transporte insuficiente, sendo que sua passagem envolve, ao menos, a parte baixa do vale.

A eficácia de uma inundação sobre o canal deve ser avaliada tanto em termos de quantidade de transporte realizado (WOLMAN; MILLER, 1960) quanto em termos de habilidade em alterar as formas da paisagem fluvial (WOLMAN; GERSON, 1978).

Com base em tais premissas, Kochel (1988) elenca os principais fatores que controlam a resposta geomórfica do canal a grandes enchentes (Figura 9). Tais fatores podem ser divididos em duas grandes categorias – fatores da bacia hidrográfica e fatores do canal – com base na relação que mantém com o sistema rio-planície fluvial.

O referido autor admite, contudo, que sua discussão não abrange o efeito da ação humana sobre o sistema, não obstante, assevera que a mesma interfere nas variáveis da bacia hidrográfica (a carga sedimentar e a descarga) e do canal (o gradiente e a geometria) e, conseqüentemente, na resposta geomórfica do rio às enchentes.

Figura 9 - Diagrama esquemático dos principais fatores de controle da resposta do canal e da planície de inundação a grandes enchentes



Fonte: Adaptado de Kochel (1988).

Brooks e Brierley (1997) relataram um exemplo de como as modificações antropogênicas influenciaram a resposta às enchentes do baixo curso do Rio Bega, na Austrália. De acordo com os autores, o desmatamento de 70% da área da bacia hidrográfica, já nas primeiras décadas da colonização europeia, alterou profundamente o comportamento geomórfico desse setor do rio: entre 1850 e 1926 o baixo Rio Bega transformou-se de um canal estreito, relativamente profundo e de carga mista, com uma planície aluvial de

sedimentos de granulação fina, para um canal raso, amplo, com predomínio de carga de fundo, cujas areias foram prontamente concedidas à planície aluvial. Mudanças também foram observadas na sinuosidade, a qual decresceu de 1.20 em 1850 para 1.12 em 1926, refletindo em parte a expansão ocorrida no canal (BROOKS; BRIERLEY, 1997).

Para Hirschboeck (1988), muitos esforços têm sido postos na identificação de fontes não climáticas da variabilidade da vazão, tais como as mudanças no uso da terra, as modificações feitas no canal ou as respostas complexas do sistema. Entretanto, não se pode negligenciar o fato de que a variabilidade hidrológica inicial, dada pelo clima, sempre precede qualquer variação que possa surgir no contexto da bacia hidrográfica.

A autora supracitada atenta para a existência de uma variedade de fatores climáticos, em diversas escalas, enquanto fontes de não-estacionariedade e heterogeneidade do regime hidrológico do rio:

Atividades atmosféricas de micro a pequena mesoescala, tais como chuvas convectivas, tempestades pequenas ou isoladas e linhas de instabilidade, tendem a ter uma área de influência restrita (menos de 1-1000 km²) e duração de poucos minutos a 1-2 horas. Esses eventos são susceptíveis de produzir enchentes locais, de pequena extensão areal.

Feições de grande mesoescala, tais como tempestades severas, múltiplas linhas de instabilidade e extensas camadas úmidas e instáveis na atmosfera [...] têm a capacidade de produzir grandes e intensos eventos de precipitação de elevada intensidade, sobre áreas relativamente amplas. Atividades atmosféricas nessa escala têm sido responsáveis por vazões de pico instantâneas e catastróficas [...]

Feições de macroescala (sinóticas), tais como grandes frentes, tempestades tropicais e ciclones extratropicais afetam áreas muito maiores - 1000 a 1.000.000 km² [...] Tais feições por vezes são associadas à ocorrência de vazões de pico instantâneas [...] No entanto [...] esses eventos de escala sinótica também têm a capacidade de produzir inundações duradouras, ao longo da bacia hidrográfica ou toda a região [...] a natureza generalizada dessas tempestades, junto às suas propriedades complexas de intensidade e duração, levam a uma tendência geral de hidrogramas caracterizados por tempo de elevação lento e longos períodos em estágio de cheias [...].

Embora menos evidente, eventos climáticos de maior escala espacial e duração, que acontecem além do domínio espaço-temporal da maior parte das atividades hidrometeorológicas, também têm impacto significativo sobre as vazões [...] esses eventos incluem configurações anômalas na circulação de alto nível, anomalias de temperatura da superfície do mar e episódios de circulação decadal. A ligação direta entre essas atividades climáticas e a ocorrência de inundações ainda é pouco compreendida, entretanto, tal ligação fornece a chave para identificar os cenários climáticos nos quais a atividade hidrometeorológica generalizada, geradora de grandes inundações,

está propensa a se desenvolver. (HIRSCHBOECK, 1988, p. 30-33, tradução nossa⁵, grifos nossos).

Apesar de conhecida a determinância dos fatores climáticos sobre a escala espaçotemporal e a intensidade das enchentes, Kochel (1988) adverte que o clima, por si só, não pode explicar a resposta dos rios às catastróficas inundações. Outros fatores, como topografia, vegetação, litologia e morfometria da bacia hidrográfica também são importantes controles das respostas geomórficas.

Ademais, o próprio canal varia consideravelmente em sua susceptibilidade às vazões de enchente (KNIGHTON, 1998). Algumas características específicas como o elevado gradiente do canal, a abundância de sedimentos grosseiros no leito e a baixa coesividade das margens (Figura 8) são cruciais à eficácia da resposta geomórfica.

Outro aspecto a ser considerado é a sequência temporal em que ocorrem os eventos. Kochel (1988) admite sua importância baseado em estudo de caso no Rio Pecos (Texas – EUA). De acordo com o autor, este rio foi submetido a inundações extremas em 1954 e 1974, com intervalos de recorrência de 2000 e 500-800 anos, respectivamente. A primeira inundação resultou em drástica erosão e redistribuição dos cascalhos do canal, já a segunda produziu somente pequenas mudanças. Aparentemente, o tempo decorrido entre as duas inundações foi insuficiente para que o canal se recuperasse, desse modo, a morfologia do canal em 1974 ainda estava amplamente ajustada ao grande episódio de 1954.

Quando o tempo entre grandes inundações é menor que o tempo de recuperação da morfologia inicial o canal se torna suscetível a uma “morfologia de cedia” com

⁵ *In a microscale and small mesoscale atmospheric activity such as convectional showers, isolated or small thunderstorms and squall line disturbances tend to have a localized or limited regional areal extent of influence of less than 1-1000 km² and a storm life of a few minutes to one or two hour. These events are most likely to produce local flash flooding of small areal extent.*

Large mesoscale features such as severe thunderstorms, multiple squall lines, extensive moist and unstable layers in the atmosphere [...] have the capabilities of producing major precipitation events of great intensity over relatively large areas. Atmospheric activity at this scale has been responsible for many catastrophic flash floods [...].

Macroscale (synoptic) features such as major fronts, tropical storms, and extratropical cyclones affect much larger areas of 1000 to 1,000,000 km² [...]. These features at times are associated with flash flooding [...]. However [...] synoptic scale events also have the ability to produce long duration, widespread flooding throughout a large drainage basin or in several basins across a region. [...] The widespread nature of these storms, couple with their complex intensity-duration properties leads to an overall tendency for flood hydrographs with slower rise times and longer periods with streamflow at flood stage [...].

Although less obvious, larger scale and longer duration climatic events that take place beyond the space-time domain of most hydrometeorological activity also have a significant impact on flooding. [...] large-scale climatic effects on flooding include anomalous configurations in the upper-level circulation, sea surface temperature anomalies, and decadal-scale circulation episodes. Although the direct link to flooding from climatic activity at these scales is less well understood, they provide the key for identifying the climatic scenarios within which widespread flood-generating hydrometeorological activity is likely to develop.

comportamento transiente ao longo do tempo. Nesse viés, a maioria dos canais, em especial os aluviais de ambientes úmidos, não é simplesmente o produto da última grande inundação (KNIGHTON, 1998).

Por fim, ressalta-se que a eficácia geomórfica de uma inundação também depende do grau evolutivo em que se encontra o sistema. Parte-se do princípio de que os sistemas geomórficos têm uma propriedade inerente de evoluir ao longo do tempo até atingir estado crítico quando a estes ou falas ocorre. Tal estado crítico denominado de “límite intrínseco” (SCHUMM 1973). Um exemplo dessa evolução pode ser observado na morfologia em planta dos meandros, os quais se desenvolvem pelo aumento contínuo do comprimento de onda (sinuosidade) até que seja atingido o seu limiar intrínseco, quando então ocorre o processo de abandono.

Acredita-se que em determinadas conjunturas, grandes eventos de inundação podem ser catalisadores do referido processo evolutivo (SCHUMM, 1973). Além disso, a magnitude e a durabilidade dos efeitos de um evento extremo dependem também de se transpor, ou não, os limiares intrínsecos do sistema (KNIGHTON, 1998).

Nesse sentido é que Schumm (1973, p. 309, tradução nossa⁶) reconhece ser “a existência de limiares geomórficos, junto às respostas complexas de retroação do sistema, que permitem que eventos de elevada magnitude desempenhem um papel fundamental na evolução da paisagem”

⁶ “it is the existence of geomorphic thresholds, and the complex feedback response of geomorphic systems, that permit high magnitude events to play a major role in landscape evolution”

3 MÉTODO E TÉCNICAS

3.1 Método

A orientação metodológica da presente pesquisa foi embasada na Teoria Geral dos Sistemas. Segundo Chorley (1971), a introdução desta teoria na Geomorfologia se deu em valiosas contribuições atribuídas a Strahler (1950, 1952), Culling (1957), Hack (1960) e Hack e Goodlett (1960), sendo posteriormente ampliada e discutida em vasta gama bibliográfica.

Chorley e Kennedy (1971 apud CHRISTOFOLETTI, 1999, p. 5) definem o sistema como:

[...] um conjunto estruturado de objetos e/ou atributos. Esses objetos e atributos consistem de componentes ou variáveis (isto é, fenômenos que são passíveis de assumir magnitudes variáveis) que exibem relações discerníveis um com os outros e operam conjuntamente como um todo complexo de acordo com determinado padrão.

Os sistemas podem ser classificados segundo critérios variados. Na presente pesquisa, utilizou-se o critério funcional e o da complexidade estrutural.

O critério funcional da abordagem sistêmica tornou-se indispensável para a presente pesquisa, visto que o Rio Aguapeí é um sistema aberto, que recebe (*inputs*) matéria, na forma de água e sedimentos, e energia, fornecida pelos processos atmosféricos mediante a precipitação sobre a bacia de drenagem, que atinge o canal fluvial. A perda (*outputs*) desta matéria se dá pela saída, à foz do canal, sendo que água também se perde por evaporação à atmosfera. Com relação à perda de energia, essa se dá ao longo do canal, por meio dos processos de erosão e transporte realizados. A energia também é perdida na atmosfera sob a forma de calor (CHARLTON, 2008).

Ressalta-se que, ao refletir o comportamento dos sistemas abertos o curso d'água pode atingir o equilíbrio dinâmico, no qual a importação e a exportação de energia e matéria são equacionadas por meio de um ajustamento entre as variáveis componentes, expressando-se na forma ou geometria do sistema. Nesse viés, o gradiente dos canais fluviais é ajustado à quantidade de água e carga sedimentar e à resistência do leito, de tal modo que o trabalho seja igual em todas as partes (CHRISTOFOLETTI, 1981).

O referido ajustamento se deve à capacidade de autorregulação do sistema fluvial. Além disso, ao considerar a interdependência entre todos os seus elementos, qualquer

alteração ocorrida num trecho do rio será paulatinamente comunicada aos demais elementos, e o ajuste tenderá a absorver a mudança produzida (CHRISTOFOLETTI, 1981).

No que tange ao critério da complexidade estrutural, esta pesquisa utilizou a concepção dos sistemas processos-respostas, os quais são

[...] formados pela combinação de sistemas morfológicos e sistemas em sequência. Os sistemas em sequência indicam o processo, enquanto o morfológico representa a forma, a resposta a determinado estímulo. Ao definir os sistemas de processos-respostas, a ênfase maior está focalizada para identificar as relações entre o processo e as formas que dele resultam. (CHRISTOFOLETTI, 1999, p. 17).

O Rio Aguapeí é um componente do sistema morfológico. Assim, cada uma de suas formas, expressas na geometria do canal, são respostas aos processos governados pelo sistema em sequência, o qual é composto pelas chamadas variáveis de condução – o fluxo d’água e a produção de sedimentos – que se manifestam de forma peculiar em cada setor do rio, de acordo com as características dos referidos controles do sistema fluvial.

Deve-se ter em mente que, enquanto componente do sistema morfológico, os atributos das formas do Rio Aguapeí estão intrinsecamente relacionados às formas dos outros componentes do sistema, como as vertentes, os vales e as planícies aluviais (SCHUMM, 1988).

Por fim, ressalta-se que a aplicação da teoria sistêmica permite ao pesquisador desvelar a complexidade de seu objeto, ao dividi-lo em subsistemas ou movê-lo a níveis de generalização, a fim de detectar as relações entre as variáveis e sua significância. Nesse método, as técnicas da pesquisa dependerão da extensão do conhecimento sobre a estrutura interna do sistema e as relações causais entre as variáveis, bem como da quantia de dados existentes e dos objetivos da pesquisa (ZAVOIANU, 1985).

O item que segue contém a descrição das técnicas utilizadas na obtenção dos dados e elaboração dos produtos, os quais foram imprescindíveis ao alcance dos objetivos específicos propostos na presente pesquisa. Este item encontra-se subdividido em sete sessões: “O levantamento do meio físico regional” “Elaboração do perfil longitudinal do rio” “Cálculo do gradiente do afluente” “Índice de sinuosidade” “Avaliação dos ajustes morfológicos à escala do trecho” “Regime hidrológico do rio” e “Indicador temporal da cobertura vegetal” A sessão “Avaliação dos ajustes morfológicos à escala do trecho” ainda contém outras três subseções, referentes aos índices e parâmetros elencados na quantificação das alterações ocorridas na morfologia do canal.

3.2 Técnicas

3.2.1 O levantamento do meio físico regional

A fim de compreender a natureza das formas do perfil longitudinal e do canal em planta, foi imprescindível o levantamento das litoestruturas e compartimentos geomorfológicos do meio físico regional da Bacia do Rio Aguapeí. Esse foi realizado por meio da compilação de mapeamentos preexistentes.

Os dados litológicos, das estruturas geológicas e feições estruturais da bacia hidrográfica foram adquiridos dos documentos cartográficos na escala 1:250.000, do Convênio UNESP-DAEE (SÃO PAULO, 1982a, 1982b, 1982c, 1982d), bem como dos trabalhos realizados por Etchebehere et al. (2004) e Porto et al. (2013).

As informações sobre a morfologia do relevo foram retiradas do Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, elaborado por Ross e Moroz (1997), na escala 1:500.000.

O processo de elaboração dessas representações cartográficas consistiu no registo por pontos de controle dos mapas preexistentes, realizado em concordância com seus sistemas de projeção originais, no módulo *ArcMap* do programa de *ArcGIS 10*[®]. Posteriormente, as mesmas foram re-projetadas ao sistema de referência geodésico SIRGAS 2000, a fim de comporem um banco de dados unificados. Por fim, a vetorização de polígonos e linhas, em formato *shapefile* (shp.), foi realizada para cada uma das informações de interesse contidas nos mapeamentos.

Parte-se das premissas de Leopold, Wolman e Miller (1964), de que a própria configuração do perfil longitudinal advém de um ajuste aos parâmetros direta e indiretamente relacionados ao ambiente regional. Dessa forma, os referidos dados do meio físico foram relacionados às escalas bidimensionais do perfil longitudinal do curso principal.

3.2.2 A elaboração do perfil longitudinal do rio

A confecção do perfil longitudinal do rio Aguapeí foi realizada por meio da articulação das seguintes cartas topográficas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) na escala 1:50 000: folha da região (S -22- - - -2) residente I e S (S -22- - - -) Iraú (S -22- - - -3) Cafelândia (S -22- -C- -) e Tulina (S -22- -C- -3) e o rio (S -22- -C- -) Itoqueire (S -22- -C- -2) Cleóntina (S -22- -C- -)

in pol is (S -22- -C- -2) Sal our o (S -22- -C- -) ento de r eu (S -22- -C- -3) ndaiá do guape (SF-22-V-D-III-) Salgado il o (S -22- - - -3) No a ndepend ncia (S -22- - - -) No a Mar lia (S -22- - - -2) e o do io g uape (SF-22-V-D-II-1).

e ntro do dul o *ArcMap* do software *ArcGIS 10*[®], as cartas disponibilizadas em formato digital passaram por processo de registro por pontos de controle e digitali aç o de seus cursos d'água e cur a s de n el . O referido software também permitiu a obtenção dos a lores das extensões dos seg entos dos cursos d'água co pre endidos entre as cur as de n el su se u entes as ua is possui 20 etro s de e uidi st nc ia s a lores o ti dos fora plotados e planil a eletr n ica do Microsoft x cel 2007[®] o ua l possi il itou a confecç o do perfil longitudinal na for a de u grá fico de coordenadas cartesianas.

Silva (2012 p 262) e idenc ia ue “[] ua nto ais e uil i ra do for o curso d'água ais e a ustado à funç o logar t i ca estará seu perfil longitudinal” ssi de odo a a a liar o perfil longitudinal do io g uape , buscou-se o estabelecimento de seu perfil de e uil rio fruto de u a funç o exponencial ssa etapa foi reali ada co ase na proposta de eopold e ang e in (62) adaptada por eopold ol an e Miller (6) co a deri aç o de u a e ua ç o exponencial para o perfil do rio atra s do odelo de percurso aleat rio .

De acordo com a referida metodologia, a altitude e a distância do canal são inversamente proporcionais, de modo que para obter o comprimento deve-se considerar a seguinte fórmula:

$$x = L(p)^H \quad (1)$$

Onde: $p = L(1+L)$; L é o comprimento total do canal; H é a altitude acima da elevação, onde x é igual a L ; e x é a distância horizontal desde a origem, a montante.

Uma maneira mais fácil de expressar tal relação seria dizer que a elevação varia como o logaritmo da distância:

$$H \propto \log_p \frac{x}{L} \quad (2)$$

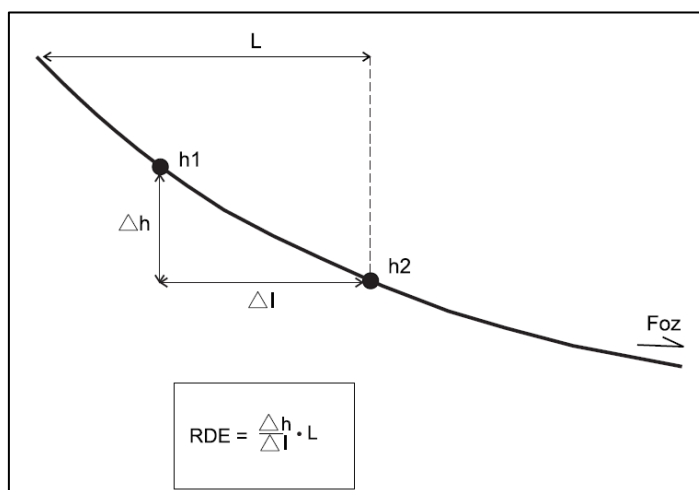
ela o raç o desse perfil ta en ol eu sua seg enta ç o e dois setores – A e B. Para tanto, partiu-se das premissas de Mackin, de que o rio principal co pos to de seg entos distintos os ua is pertence a estágios c clicos diferentes e s o física ente

separados uns dos outros pela existência de rupturas de declive (CHRISTOFOLETTI, 1981). Uma ruptura de declive associada a mudanças litológicas no dia curso do rio g uape foi o li i ar dessa cis o . Tal ruptura se fez evidente com a construção do perfil longitudinal do vale, a ser descrito no item que segue.

Deve-se ressaltar ue “ uanto aior o afastamento da drenagem e relaç o à cur a aior o seu n el de desastose” (GUEDES, 2008 apud SILVA et al., 2012, p. 263). Com base nos trabalhos de Guedes et al. (2006) e Silva et al (2012) adotou-se o alor de 0 de afastamento do perfil de e uil rio para definir os trechos considerados an alos no perfil longitudinal.

No ue tange ainda à identificação de anomalias na forma do perfil foi de extrema relevância a obtenção do índice e acordo com Hack (1973 p. 2 tradução nossa⁷) o índice “ simplesmente o produto da declividade do canal em um ponto e o comprimento do canal medido ao longo de todo o trecho a montante desse” como ilustra a Figura 10.

Figura 10 - parâmetros utilizados no cálculo do índice RDE. L = comprimento da drenagem a montante; Δh = diferença de altitude entre dois pontos selecionados; Δl = comprimento do segmento de drenagem entre os pontos selecionados



Fonte: Etchebehere et al. (2004).

Como a aplicação da presente pesquisa não foi realizada com fins comparativos entre rios diversos seguiu-se a orientação metodológica sugerida por See e Cornitt (1983) no estabelecimento de relações entre o índice dos trechos e o índice aplicado à extensão total

⁷ “is simply the product of the channel slope at a point and channel length measured along the longest stream above the point where the calculation is made”.

do curso d'água. Segundo os autores, quando a divisão do (trecho) pelo (extensão total) resultar em valor acima de 2, significa que o gradiente no trecho é duas, ou mais, vezes maior que o gradiente ideal do rio em equilíbrio (*graded*) podendo assim ser considerado um setor anômalo passível de classificação em duas categorias: se o valor estiver entre os limites 2 a 10, a anomalia é categorizada de 2ª ordem; se o valor obtido for igual ou superior a 10, esta anomalia será classificada de 1ª ordem. Por fim, se o valor for inferior a 2, este será um trecho próximo ao estado de equilíbrio (ETCHEBEHERE, 2000 apud FUJITA, 2009).

De acordo com McKeon et al. (1977), o índice de gradiente total é obtido por meio da diferença topográfica entre a cabeceira e a foz do rio pelo logaritmo natural de sua extensão total. A aplicação do índice foi feita em cada trecho sucessivo compreendido entre duas curvas de nível de elevação de 20 metros ao longo de todo o rio Aguapeí.

De modo a confirmar as variações na forma do perfil do rio, Zancopé (2008) sugere a elaboração do perfil longitudinal do vale, ao passo que este suprime o efeito causado pela sinuosidade do canal, como ocorre no perfil longitudinal do rio. O autor parte das premissas de Mackin (1948) de que as alterações no comprimento do canal se dão de forma a ajustar o gradiente fluvial.

3.2.3 O gradiente do vale fluvial

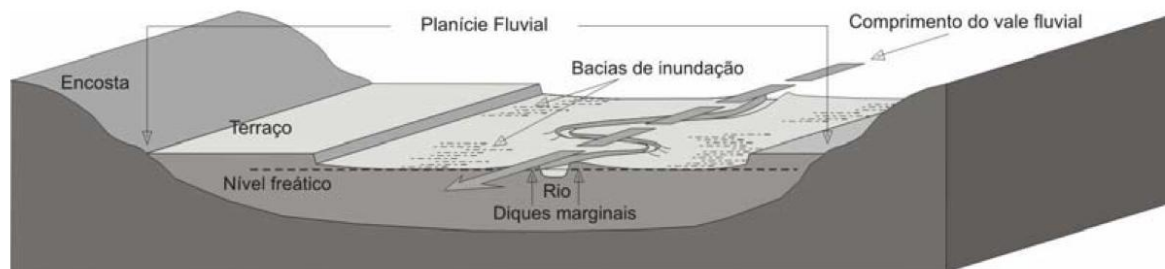
O primeiro passo à definição do gradiente do vale foi a delimitação do mesmo ao longo de todo o curso do Rio Aguapeí. Para isso, foram criados dois vetores lineares no programa Google Earth®, o qual dispõe de imagens de alta resolução associadas a dados de elevação da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Os limites do vale foram identificados na contínua ruptura de declive existente no contato entre a encosta e a planície fluvial.

Com o uso da ferramenta *Collapse Dual Line To Centerline* do programa ArcGIS® 10.2.2, gerou-se uma linha média com base nos referidos vetores lineares, a qual possibilitou a obtenção do comprimento do vale, ilustrado na Figura 11.

No mesmo programa, o emprego da ferramenta *Construct Points* permitiu a extração de vetores pontuais a cada quilômetro da linha média do vale, os quais foram associados a dados SRTM⁸ por meio da ferramenta *Add Surface Information*. Os valores de elevação (em metros) de cada ponto tornou-se parte de um novo campo chamado "z" na tabela de atributos desse vetor.

⁸ Dados fornecidos pelo Laboratório de Análises Espaciais – SAL, SEES, UOW.

Figura 11 - Representação da linha média do vale e os demais componentes da planície fluvial



Fonte: Zancopé (2008).

Evidencia-se que os dados SRTM possuem 90 m de resolução. Assim, a fim de melhorar a qualidade deste material, utilizou-se a ferramenta *Resample*. O método escolhido para reamostrar o tamanho dos pixels foi o da convolução cúbica, determinando uma nova resolução de 30 m para os pixels.

Posteriormente, verificaram-se algumas oscilações relevantes nos valores de altitude ao longo do vale, as quais estavam relacionadas aos erros causados pela baixa resolução espacial do produto original. Para minimizar tais erros, obteve-se a média dos valores de altitude do vale a cada 12 quilômetros. Os resultados foram positivos e permitiram tanto a obtenção do perfil longitudinal do vale, quanto os valores do gradiente.

Em se tratando do gradiente, este foi dado pela divisão da diferença da altitude pelo comprimento do vale. Os resultados obtidos foram longitudinalmente associados à sinuosidade do canal, pois estudos realizados por Schumm e Khan (1972) e Schumm (1977, 2005) corroboraram para a interdependência entre essas variáveis. Esses autores estabeleceram variados comportamentos da sinuosidade de acordo com as mudanças ocorridas no gradiente, como ilustra a Figura 12.

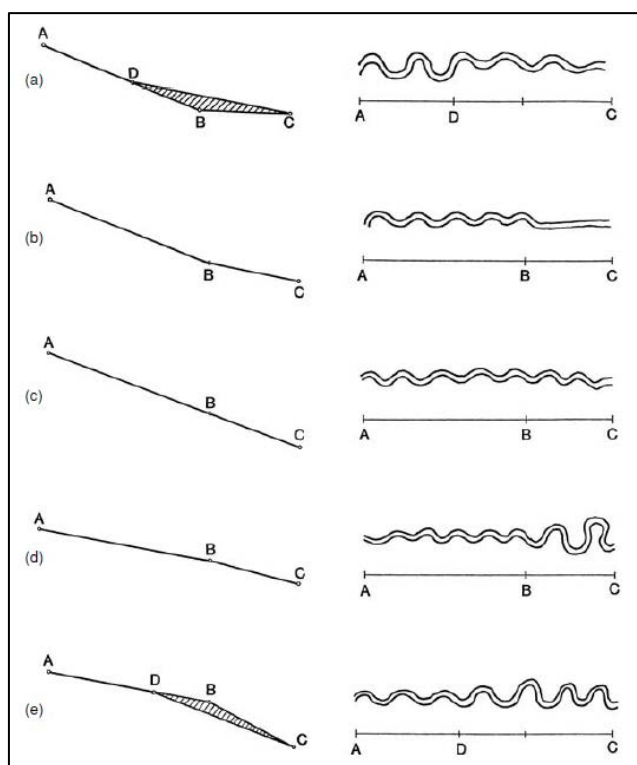
3.2.4 O índice de sinuosidade

O índice de sinuosidade do canal do Rio Aguapeí foi obtido por meio da seguinte equação:

$$S = \frac{\textit{Comprimento do canal}}{\textit{Comprimento da linha do vale}}$$

A aplicação deste índice se deu em dois cenários diversos, 1962 e 2010, de acordo com a disponibilidade de dados em escala compatível a análise. O comprimento do canal em

Figura 12 - Alterações no comprimento do canal ao transpor superfícies de diferentes declividades



Fonte: Schumm (2005).

1962 foi extraído da drenagem das cartas topográficas do IBGE, na escala 1:50.000. As mesmas utilizadas na elaboração do perfil longitudinal.

Um conjunto de imagens, pertencentes a *ESRI*[®] e disponibilizadas na base de dados do *ArcGIS*[®] 10.2.2, foi utilizado para obter o comprimento do canal em 2010. A alta resolução dessas imagens permitiu a vetorização das linhas correspondentes às margens do Rio Aguapeí. Com base no mesmo procedimento acima descrito na geração da linha média do vale, obteve-se a linha média do canal.

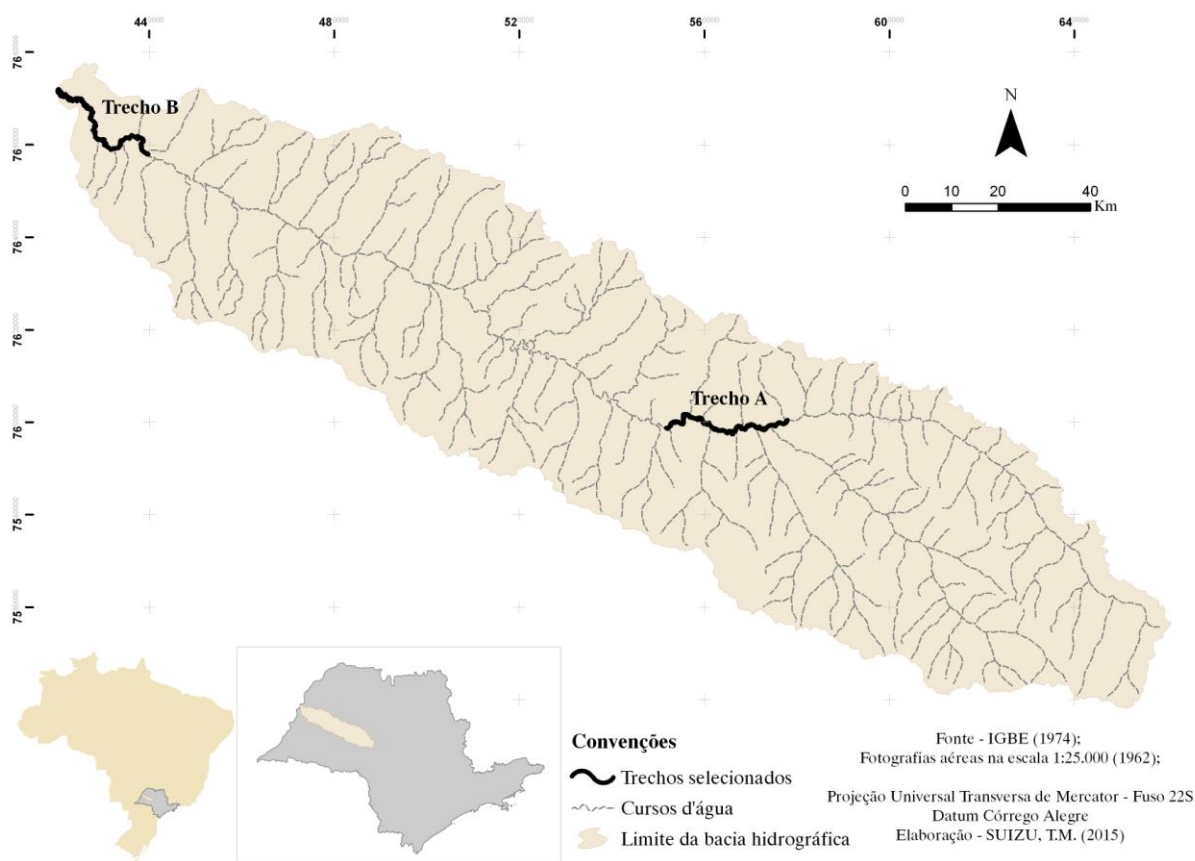
A associação da linha correspondente ao canal à linha média do vale permitiu a obtenção do índice de sinuosidade a cada 12 km do vale do Rio Aguapeí, de forma a haver correspondência espacial com os valores do gradiente. Esse procedimento foi realizado para os dois cenários em questão, com o auxílio do programa *ArcGIS*[®] 10.2.2.

A sinuosidade é um índice simples e eficaz, capaz de fornecer importantes informações sobre o comportamento espaçotemporal da morfologia do canal. No entanto, atenta-se para a singularidade dos trechos ao longo do rio, em razão das inúmeras combinações e mudanças longitudinais ocorridas nas variáveis de controle, que determinam as características da vazão da nascente à foz.

3.2.5 Avaliação dos ajustes morfológicos à escala do trecho

Dois diferentes trechos foram selecionados para a análise, em escala de detalhe, dos ajustes ocorridos no canal - o Trecho A e Trecho B (Figura 13). O Trecho A está localizado no médio-curso superior do Rio Aguapeí, entre as coordenadas geográficas $2^{\circ}6' \text{ e } 2^{\circ}7'$ de latitude Sul e $50^{\circ}2' \text{ e } 50^{\circ}$ de longitude e se estendendo por 35 km. O Trecho B está localizado no baixo curso, entre as coordenadas geográficas 2° e $2^{\circ}05'$ de latitude Sul e $5^{\circ}57' \text{ e } 5^{\circ}76'$ de longitude e se estendendo por 30 km ao longo do rio até a foz no Rio Paraná.

Figura 13 - Localização dos trechos selecionados para a análise morfológica do canal em escala de detalhe



A escolha destes trechos se deve a presença de amplos meandros divagantes que se desenvolvem ao longo dos depósitos aluviais mais significativos do Rio Aguapeí (SÃO PAULO, 1982a; 1982b). Outro importante aspecto para a sua escolha foi o pertencimento dos trechos a diferentes “setores” do rio, os quais se configuraram a seção do canal e os setores A e B na construção do perfil de equilíbrio.

As análises foram implementadas em três cenários diversos: 1962, 1986 e 2010. O cenário de 1962 foi extraído das fotografias⁹ do levantamento aerofotogramétrico do Estado de São Paulo na escala 1: 25.000. Para o cenário de 1986, no trecho A, foram utilizadas fotografias aéreas do acervo do Instituto Geográfico e Cartográfico (IGC) na escala 1:35.000. A ausência desses mesmos dados para o Trecho B levou à utilização de fotografias aéreas datadas de 1979¹⁰. Por fim, para compor o cenário de 2010, utilizou-se as imagens de alta resolução da *ESRI*[®], disponíveis na base de dados do *ArcGIS*[®] 10.2.2.

Em se tratando da avaliação dos referidos trechos, essa se deu por meio da quantificação das alterações ocorridas na morfologia do canal, mediante o estabelecimento da relação do raio de curvatura com a largura do canal (r_c/l), da mensuração da taxa de migração dos meandros e da quantificação da ocorrência de meandros abandonados.

3.2.5.1 A razão r_c/l

Consistentes correlações foram reconhecidas entre os parâmetros dos meandros e a largura do canal, a qual opera como uma variável de escala do sistema. Em particular, os resultados de variados ambientes fluviais sugerem que o raio de curvatura (r_c) é correspondente a 2-3 vezes a largura do canal (l) (KNIGHTON, 1998).

No presente estudo, o raio de curvatura foi obtido para cada um dos meandros existentes nos trechos A e B. Para tanto, foram construídos vetores circulares que melhor se adaptassem a cada uma das curvas. O programa *ArcGIS*[®] 10.2.2 foi responsável por determinar automaticamente os raios correspondentes aos círculos. A cada raio de curvatura, três medidas da largura do canal foram coletadas. O valor médio entre elas foi então aplicado à razão. A Figura 14 ilustra a execução dos procedimentos acima descritos na obtenção dos referidos parâmetros.

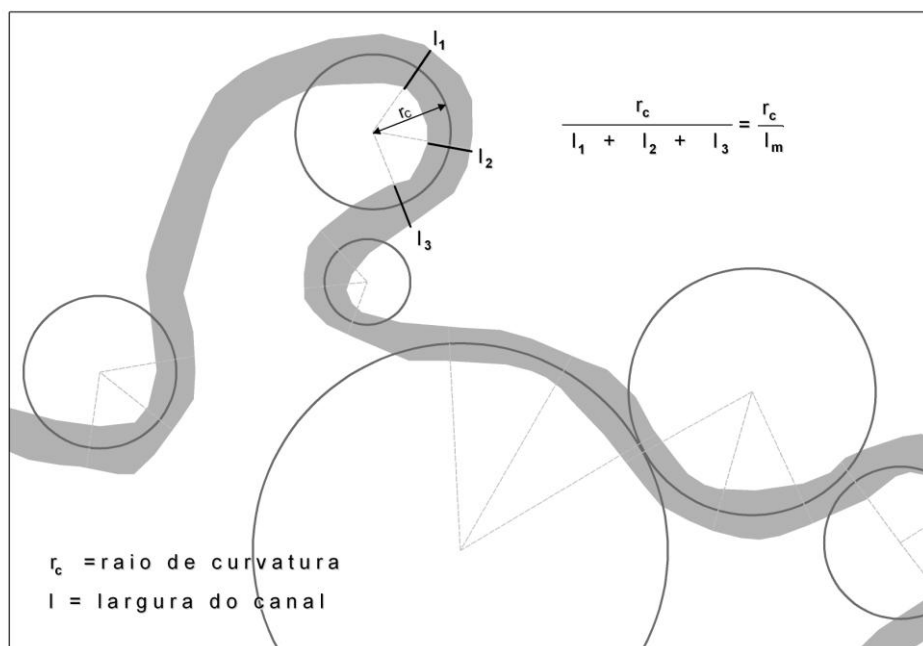
A razão r_c/l ainda foi relacionada à taxa de migração meandros, posto que Hickin e Nanson (1975, p. 487, tradução nossa¹¹) sugerira que “a relação entre o raio de curvatura e a largura do canal (r_c/l) é um parâmetro importante no controle do padrão de migração do rio”

⁹ Fotografias aéreas do Instituto Agrônomo de Campinas (IAC) disponibilizadas no acervo do AFA (FFLCH – USP).

¹⁰ Fotografias aéreas na escala 1: 20.000 fornecidas pela Companhia Energética do Estado de São Paulo (CESP).

¹¹ “the ratio radius of channel curvature to channel width (r_c/w) is an important parameter controlling the pattern of river migration”.

Figura 14 - A obtenção do raio de curvatura e a largura média do canal



Fonte: Elaborado pela autora.

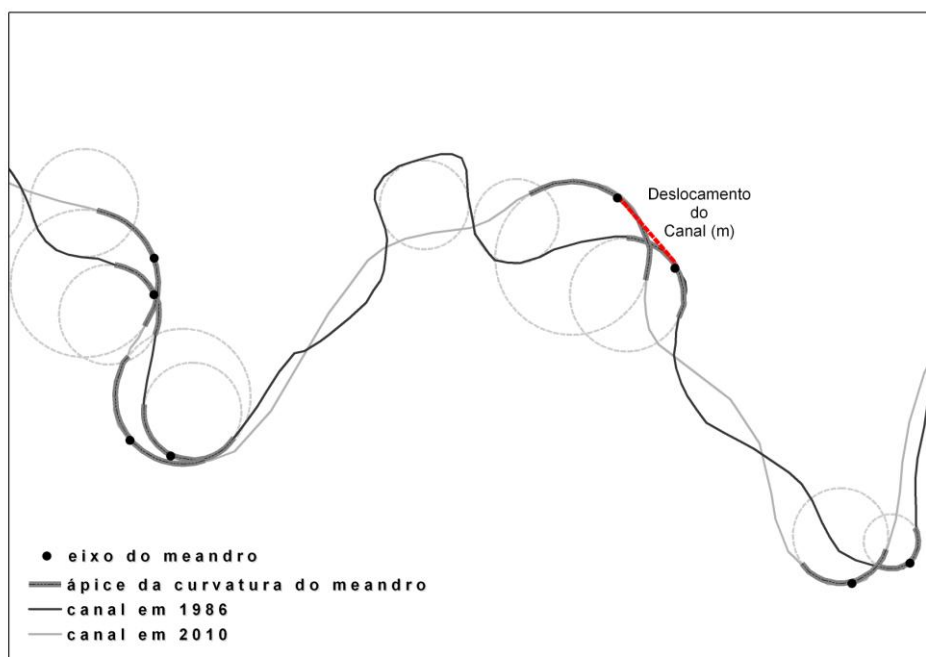
3.2.5.2 A migração dos meandros

A migração do meandro é o deslocamento gradual do canal causado pelo processo contínuo de erosão na margem côncava e deposição na margem convexa, intrínseco às propriedades do fluxo deste tipo de canal. O procedimento para determinar a taxa de migração meandros foi baseado nos trabalhos de Nanson e Hickin (1986) realizados no Oeste do Canadá.

No programa *ArcGIS*® 10.2.2, linhas centrais foram geradas a cada um dos polígonos representativos dos trechos A e B. Linhas de diferentes anos, mas pertencente ao mesmo trecho, foram sobrepostas. Posteriormente, a adição dos vetores circulares acima descritos para o obtenção do raio de curvatura permitiu a identificação e geração de uma segunda linha, a qual perpassava apenas o ápice da curvatura de cada meandro. Com o uso da ferramenta *Calculate Geometry*, foi possível verificar o ponto médio dessas linhas geradas, as quais correspondem ao eixo dos meandros. Os procedimentos descritos podem ser vistos na Figura 15.

A migração do canal foi dada pela mensuração do deslocamento ocorrido entre o antigo e o recente eixo do meandro. Com o intuito de obter a taxa de migração, tais valores foram divididos pelo intervalo de anos em que o deslocamento ocorreu.

Figura 15 - Procedimento para obtenção dos valores de migração dos meandros



Fonte: Elaborado pela autora.

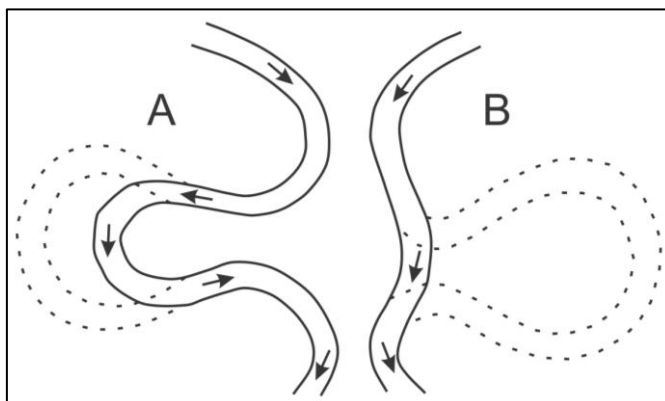
Os processos de migração são inerentes a evolução dos canais meandrantess e envolvem mudanças graduais no raio de curvatura e comprimento de onda, as quais conduzem a feições bastante comuns na natureza, os cordões lagos e “cifrões” resultantes do abandono das curvas meândricas.

3.2.5.3 Os meandros abandonados

Com base no trabalho de Fisk (1944), Christofolletti (1981, p. 232-233) descreve os dois principais processos envolvidos no abandono das curvas meândricas:

- Travessia seguindo depressão topográfica (*chute cut-off*) (Figura 16A) – “quando a curva meândrica segue novo canal ao longo de depressões na área dos cordões convexas [...] há anulação do traçado sinuoso”
- Corte do pedúnculo (*neck cut-off*) (Figura 16B) – “o processo mais frequente, ocorrendo quando novo canal é entalhado através do estreito pedúnculo entre duas curvas meândricas”

Figura 16 - Maneiras de se proceder ao abandono dos canais

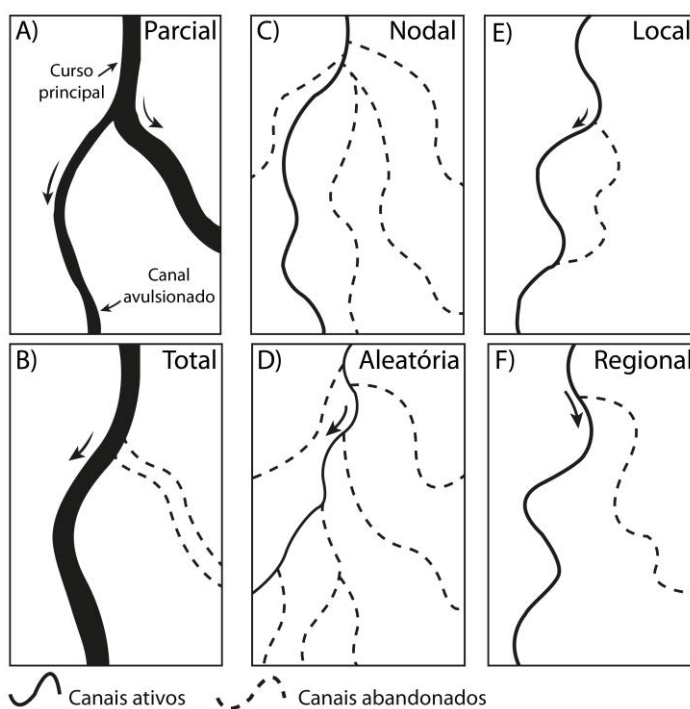


Fonte: Christofolletti (1981, p. 233).

A avulsão é outra forma de se processar o abandono dos meandros, entretanto, diferentemente dos processos supracitados, envolve o deslocamento súbito de uma parte ou do conjunto total do campo meândrico, o qual segue novo traçado em nível topográfico mais baixo na planície de inundação (CHRISTOFOLETTI, 1981).

De acordo com Slingerland e Smith (2004) as avulsões podem ser classificadas de acordo com a proporção do desvio da descarga (Figura 17A-B), os locais de sua instalação (Figura 17C-D) e sua escala areal (Figura 17E-F).

Figura 17 – Classificação das avulsões



Fonte: Adaptado de Slingerland e Smith (2004).

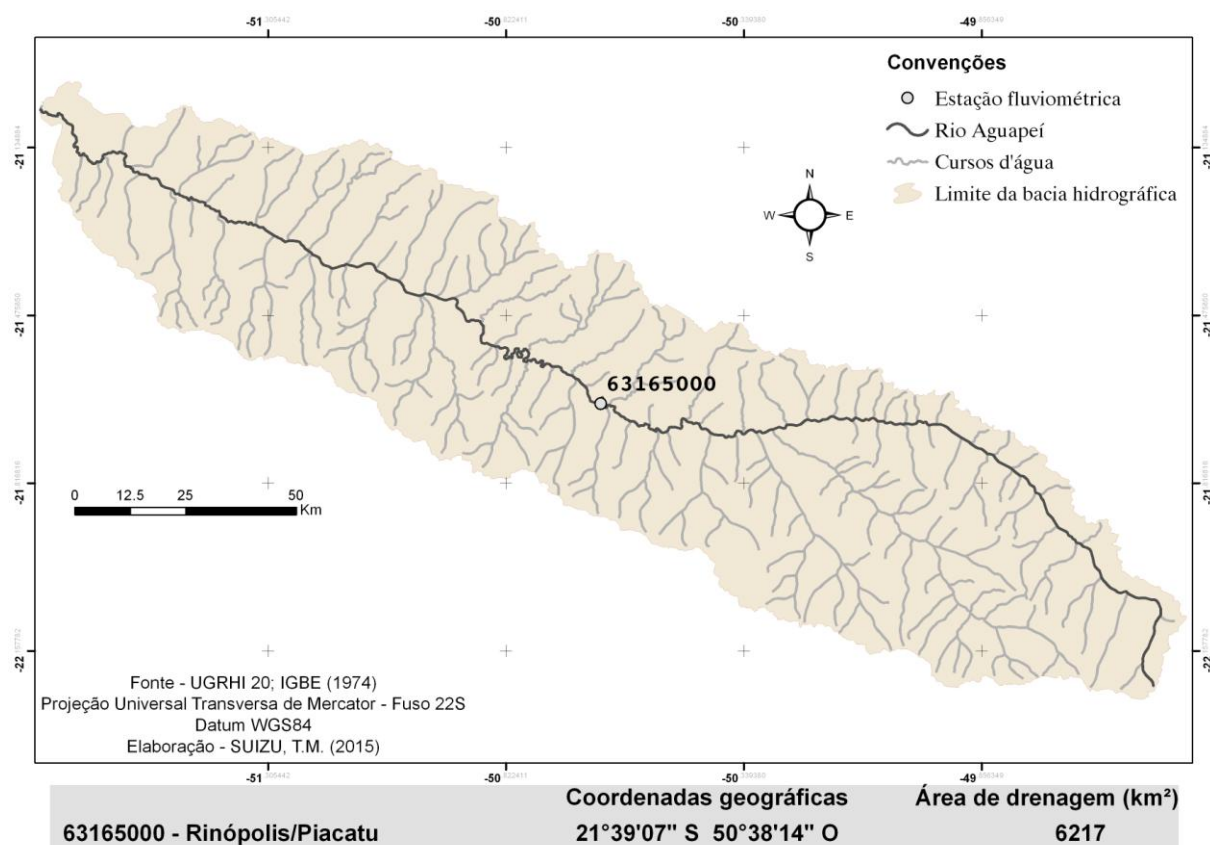
O reconhecimento de cada um dos processos de abandono acima descritos se deu mediante observação da morfologia do canal de um cenário para o outro. Desse modo, pode-se quantificar a frequência com que esses processos ocorrem, a qual fornece indícios sobre a evolução e o grau de estabilidade em que se encontra o sistema.

Na literatura, várias explicações foram dadas para a ocorrência do abandono dos meandros (HOOKE, 2004). Para Mosley (1975) sua causa está relacionada às mudanças na vazão efetiva do canal.

3.2.6 O regime hidrológico do rio

O intuito inicial era compreender o regime hidrológico do Rio Aguapeí em dois setores diversos, compatíveis aos trechos A e B da análise morfológica do canal. No entanto, a ausência de dados a jusante conduziu à seleção apenas da estação Rinópolis/Piacatu (Figura 18), a qual foi escolhida mediante um inventário das estações fluviométricas existentes no Rio Aguapeí, pertencentes à rede hidrometeorológica do Departamento de Águas e Energia Elétrica do estado de São Paulo (DAEE-SP).

Figura 18 - Mapa de localização da estação fluviométrica selecionada para o estudo



A série histórica da estação Rinópolis/Piacatu se inicia em 1948 e vai até o ano 2000 e, desde então, a estação encontra-se desativada. Por meio dos dados disponíveis, foram calculadas as vazões médias e máximas anuais. Com base nas primeiras, também se estabeleceu os valores de desvio padrão e o coeficiente de variação em diferentes períodos da série. A aplicação dos referidos cálculos permitiu a identificação de tendências e o reconhecimento da variabilidade do regime hidrológico do rio ao longo do período.

Assume-se que a variabilidade climática é um dos fatores principais da alteração do regime hidrológico do rio (HOOKE; REDMOND, 1992). Entretanto, as mudanças ocorridas na vegetação, ao longo da bacia hidrográfica, também devem ser levadas em conta, posto que os estudos de Dunne e Leopold (1978) e Bosch e Hewlett (1982) indicaram alterações no escoamento superficial provocadas pelo desmatamento de áreas a montante.

3.2.7 Dinâmica temporal da cobertura vegetal

A avaliação das alterações ocorridas nas áreas de mata, ao longo da Bacia do Rio Aguapeí, se deu em três cenários correspondentes aos estabelecidos à análise em escala de detalhe da morfologia do canal.

Para o cenário de 1962, extraiu-se informações das cartas topográficas do IBGE na escala 1:50.000. Tais cartas são datadas de 1974, mas foram produzidas com base na interpretação de fotografias aéreas de 1962. A escolha dessas cartas se deu em meio a dificuldade de manipulação das referidas fotografias, uma vez que era necessário ortorretificar e georreferenciar uma quantia considerável das mesmas, para compor o mosaico da bacia hidrográfica. Além disso, a escala das cartas topográficas é mais compatível à escala dos produtos utilizados na obtenção dos cenários posteriores – imagens Landsat de 30 m de resolução espacial.

Para compor o mosaico da bacia hidrográfica foram selecionadas as seguintes cartas: Nova Marília (SF-22-V-D-II-2); Nova Independência (SF-22-V-D-III-1); Salgado Filho (SF-22-V-D-III-3); Indaiá do Aguapeí (SF-22-V-D-III-4); Bento de Abreu (SF-22-X-C-I-3); Rinópolis (SF-22-X-C-IV-2); Clementina (SF-22-X-C-V-1); Alto Alegre (SF-22-X-C-V-2); Promissão (SF-22-X-C-VI-1); Dracena (SF-22-V-D); Junqueirópolis (SF-22-V-D-VI-1); Mirandópolis (SF-22-V-D-III-2); Adamantina (SF-22-V-D-VI-2); Osvaldo Cruz (SF-22-X-C-IV-3); Guararapes (SF-22-X-C-I-4); Tupã (SF-22-X-C-IV-4); Birigui (SF-22-X-C-II-3); Parnaso (SF-22-X-C-V-3); Queiroz (SF-22-X-C-V-4); Getulina (SF-22-X-C-VI-3); e Valparaíso (SF-22-X-C-I-1).

Dentro do módulo *ArcMap* do programa *ArcGIS* 10.2.2[®], as cartas disponíveis em formato digital (pdf) foram registradas por pontos de controle. Posteriormente, as áreas classificadas como "floresta", de acordo com a legenda das cartas, foram digitalizadas em formato *shapefile* (.shp).

Com relação aos cenários de 1986 e 2010, utilizou-se imagens do sensor *Thematic Mapper* (TM) do Satélite *LANDSAT* 5. Tais imagens se encontram disponíveis gratuitamente na página da web do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Foram necessárias três cenas para cobrir a área da bacia hidrográfica. As imagens de 1986 são datadas dos dias 2, 4 e 27 de agosto, e as de 2010 de 3, 5 e 12 de julho. O critério de escolha das imagens foi a reduzida nebulosidade, possibilitada pela diminuição da precipitação durante o inverno nesta região.

O sensor *TM* do satélite *LANDSAT* 5 possui sete bandas espectrais, as quais representam a resposta do solo em um determinado intervalo de espectro. A seleção e a ordem de composição RGB das bandas deve ser feita em concordância com os alvos de interesse do pesquisador.

Desse modo, optou-se pela composição das bandas 4, 3 e 2, respectivamente, tendo em vista que essa evidencia a resposta espectral da vegetação (EXELIS, 2014; OSAKO; AMARAL, 1998; ROSA; ALVES; SANCHES, 2011). As áreas vermelhas vibrantes na imagem representam alta reflectância no infravermelho, e correspondem a vegetação de pequeno porte. As áreas vermelhas ligeiramente escuras geralmente representam a vegetação nativa (EXELIS, 2014).

Baboo e Devi (2011) assinalam o pré-processamento das imagens como etapa essencial na detecção de mudanças temporais. Esse pré-processamento compreende uma série de operações sequenciais, as quais incluem a correção atmosférica ou normalização, o registro de imagens, a correção geométrica e a máscara (utilizada para alvos considerados irrelevantes, como por exemplo nuvens, água etc.).

No presente estudo, o pré-processamento foi realizado no programa *ENVI* 4.7[®], em três operações subsequentes: correção radiométrica, correção atmosférica e correção geométrica.

Ressalta-se a incompatibilidade das escalas de mapeamento entre o cenário de 1962 e os demais, devido a diversidade das fontes de dados. Assim, como forma de não corromper a veracidade das análises, o ano de 1962 foi estabelecido como base comparativa para os anos subsequentes. Suas áreas de mata foram sobrepostas às imagens de satélite, permitindo uma

avaliação das mudanças ocorridas: quais áreas de mata desapareceram, aumentaram ou diminuíram ao longo tempo.

Dessa forma, a realização desta etapa também envolveu a criação de vetores poligonais, relativos às áreas de mata dos cenários de 1986 e 2010. Por fim, com o auxílio do programa *ArcGIS*® 10.2.2, pode-se quantificar as mudanças temporais ocorridas na vegetação, em cada um dos setores da bacia hidrográfica – alto, médio-curso superior, médio-curso inferior e baixo curso.

4 A ÁREA DE PESQUISA

A respeito de sua morfologia, o Rio Aguapeí possui canal único, com valores de sinuosidade que variam de 1,04 a 2,45, configurando-se, assim, setores que são tipicamente meandantes. Apesar de seu caráter erosivo, esse rio apresenta vários intervalos deposicionais, cujos depósitos se tornam mais expressivos em direção à foz.

O Rio Aguapeí é o curso principal de uma bacia hidrográfica de aproximadamente 12.120 km² de área, caracterizada por forma alongada e baixo índice de circularidade. Em termos litológicos, esta área se insere no contexto da Bacia Sedimentar do Paraná, litoestrutura que se constitui na entidade geotectônica fanerozoica, de abrangência mercosulina, estabelecida no interior da Plataforma Sul-Americana (ETCHEBEHERE et al., 2004).

A Bacia do Rio Aguapeí se enquadra no tipo climático Aw - tropical chuvoso (KÖPPEN; GEIGER, 1954). Entre os principais sistemas atmosféricos atuantes na área de estudo Sant'anna Neto e Toselli (2002) destaca a atuação do sistema Tropical Atlântico, o qual:

[...] garante tempo estável, temperaturas elevadas, ventos moderados do quadrante leste e baixo teor de umidade do ar. Quando o núcleo do sistema se encontra em latitudes mais baixas, a massa tropical atlântica atinge a região vinda de nordeste e norte, provocando um aumento ainda maior da temperatura e diminuição da umidade.

O sistema Tropical Continental também atua na área, promovendo um aquecimento acentuado especialmente na primavera e no verão (SANT'ANNA NETO, 1996). Nessa última estação há, ainda, a presença da massa Equatorial Continental (continental) a qual ocorre o aquecimento devido (SANT'ANNA NETO e TOSELLI, 2002).

De acordo com a compartimentação do relevo de Ross e Moroz (1997), a Bacia do Rio Aguapeí se insere no contexto do Planalto Ocidental Paulista, sendo sua área distribuída nas subunidades morfoesculturais do Planalto Centro-Ocidental e Planalto Residual de Marília. É importante salientar ainda a presença de planícies fluviais, as quais constituem o material de origem dos NEOSSOLOS FLÚVICOS (SANTOS; ZARONI; ALMEIDA, 2014), caracterizados

[...] pela forte gleização, em decorrência do regime de umidade reductor, que se processa em meio anaeróbico, com muita deficiência ou mesmo ausência de oxigênio, devido ao encharcamento do solo por longo período ou durante todo o ano. [...] São solos mal ou muito mal drenados, em condições

naturais, [...] tendo o horizonte A cores desde cinzentas até pretas, espessura normalmente entre 10 e 50 cm e teores médios a alto de carbono orgânico. [...] ocasionalmente podem ter textura arenosa (areia ou areia fraca) somente nos horizontes superficiais, desde que seguidos de horizonte glei de textura franco arenosa ou mais fina. (EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA, 1999, p. 89-90).

O solo predominante da área de estudo é o ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO, caracterizado pela EMBRAPA (1999, p. 83) como solo de

[...] profundidade variável, desde forte a imperfeitamente drenados, de cores avermelhadas a amareladas [...] A textura varia de arenosa a argilosa no horizonte A e de média a muito argilosa no horizonte Bt, sempre havendo aumento de argila daquele para este.

O inventário da vegetação natural do estado de São Paulo (SÃO PAULO, 2005) mostra a existência das seguintes fitofisionomias vegetacionais distribuídas ao longo da Bacia do Rio Aguapeí: mata, capoeira, cerrado, cerradão e vegetação de várzea. Os dados deste inventário ainda indicam um decréscimo da vegetação nativa na região.

Ressalta-se que o desmatamento do Oeste Paulista não é um processo recente, já que a marcha pioneira do séc. XIX apenas deu continuidade àquele iniciado na época colonial (MONBEIG, 1984).

5 ANÁLISE DOS RESULTADOS

5.1 Os elementos do meio físico regional na configuração do perfil longitudinal

A análise do perfil longitudinal do Rio Aguapeí (Figura 19) indica, num primeiro instante, que este curso d'água perpassa um conjunto de distintas formações litológicas. No obstante, no contexto de sua bacia hidrográfica (Figura 20), torna-se evidente o predomínio “dos arenitos cretáceos ps - a sálticos” (Tabela 2) e três formações pertencentes ao Grupo Bauru – Formação Marília (Km), Formação Adamantina (Ka) e Formação Santo Anastácio (Ksa).

Figura 19 -O perfil longitudinal do rio aguapeí e sua correlação com o substrato litológico

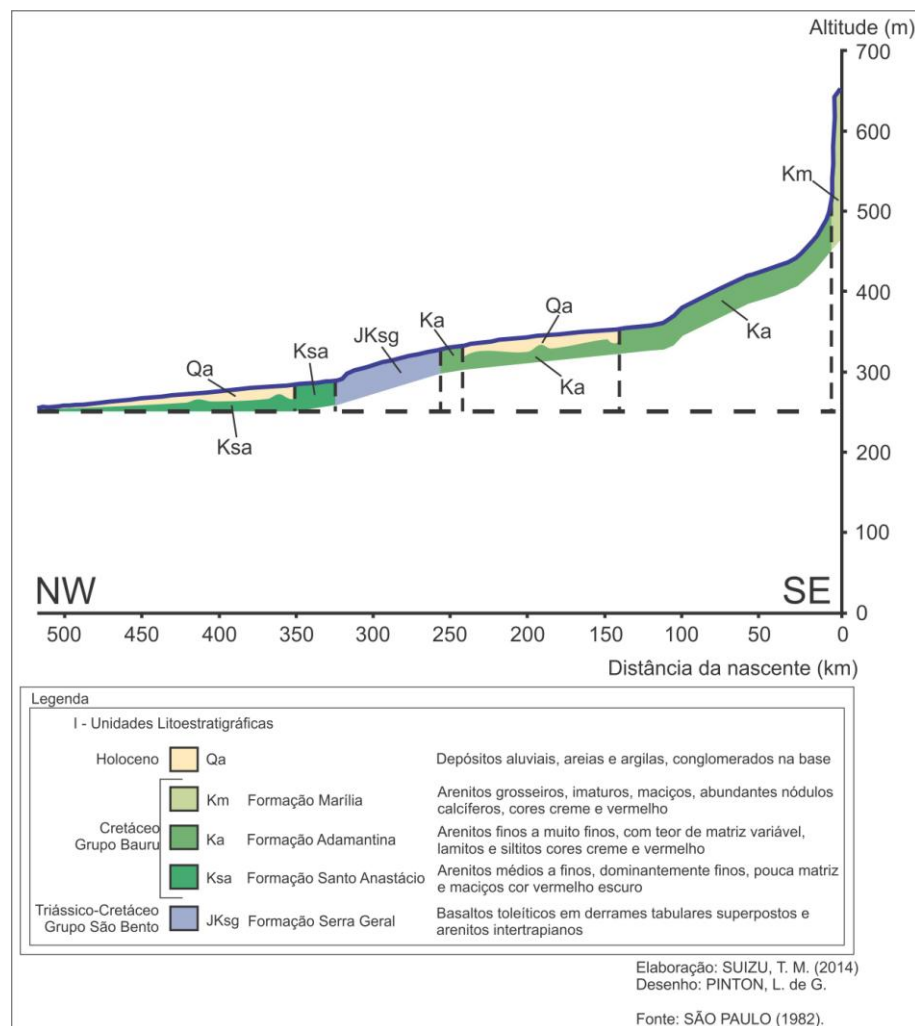
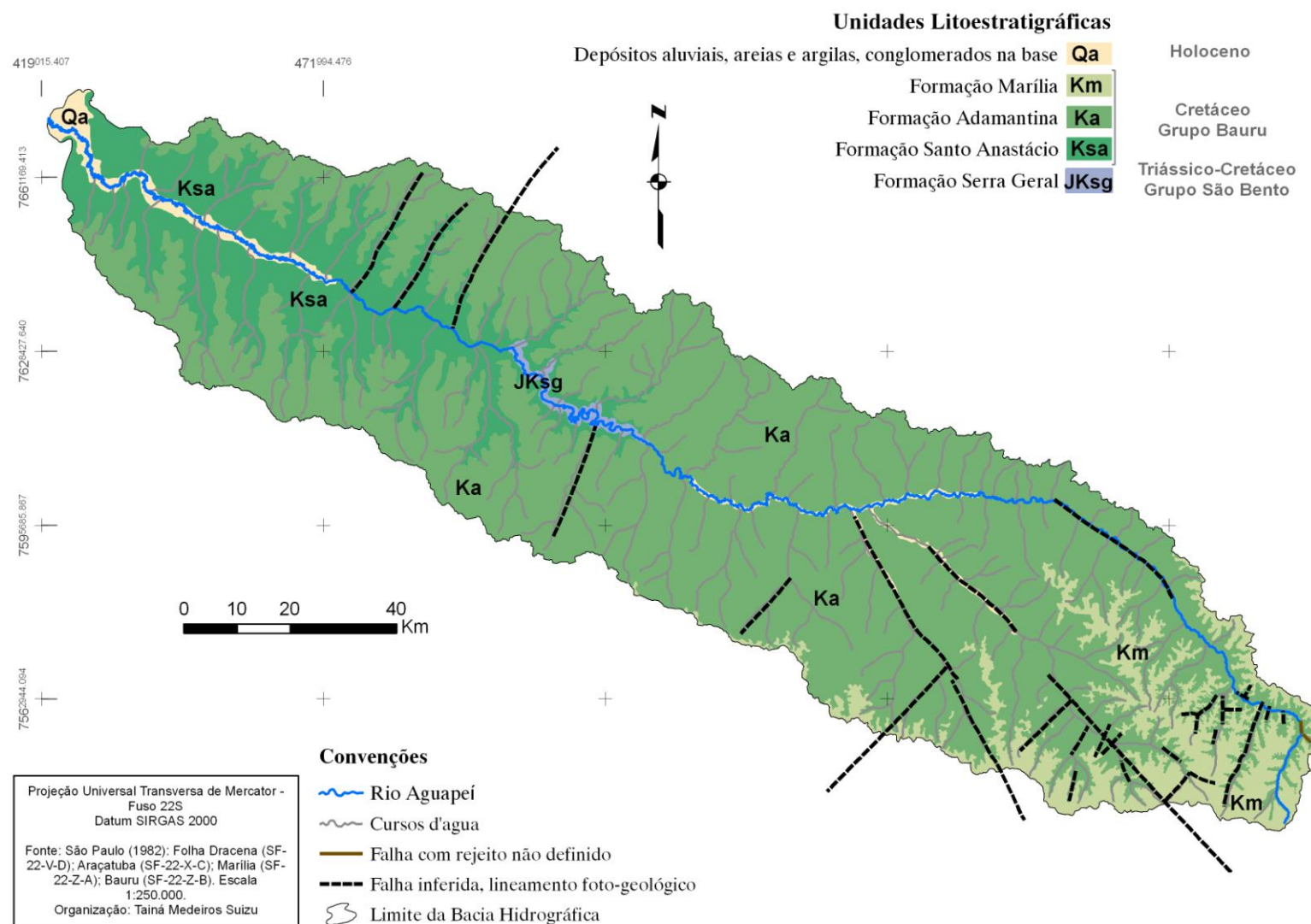


Figura 20 - Representação Cartográfica das Unidades Litoestratigráficas da Bacia do Rio Aguapeí (SP)



As declividades acentuadas na cabeceira desse rio se devem às particularidades da Formação Marília, cujo membro Echaporã, de ocorrência na área, composto por “arenitos finos a médios, imaturos, com frações grossas e grânulos em quantidades subordinadas” formando “estratos de aspecto maciço [...] com cimentação e nódulos carbonáticos” (FERNANDES; COIMBRA, 2000, p. 724). Tais características propiciam uma área pouco resistente à erosão responsável pela sustentação das escarpas do planalto de Marília (SILVA; CHANG; CAETANO-CHANG, 2005).

No que tange à Formação Adamantina, esta abrange a maior área de exposição das rochas da cobertura pós-basaltos. Soares et al. (1980, p. 180) a definem formalmente como

[...] um conjunto de fácies cuja principal característica é a presença de banco de arenitos de granulação de fina a muito fina [...] com espessuras variando entre 2 a 20 m, alternados com bancos de lamitos, siltitos e arenitos lamíticos [...] maciços ou com acamamento plano-paralelo grosseiro [...]

Silva, Chang e Caetano-Chang (2005) destacam que os corpos hídricos sob a influência da Formação Adamantina, quando disposta ao longo dos topos e vertentes são mais vulneráveis ao processo de assoreamento, em virtude das características paleoambientais dessa formação indicativas de progradação de um sistema fluvial sobre o ambiente lacustre.

A Formação Santo Anastácio, por sua vez, é caracterizada por Soares et al. (1980) como um pacote predominantemente arenoso de granulação muito fina a média e baixo teor de argila, pobre em estruturas sedimentares, e depositado em ambiente fluvial meandrante e entrelaçado. Essa formação se estende por todo baixo curso da bacia hidrográfica do Rio Aguapeí, até ser recoberta por sedimentos atribuídos à Formação Adamantina na direção leste.

Almeida et al. (1980 apud IPT, 1981a, p. 73) destacam a característica distintiva entre a Formação Santo Anastácio e a Formação Adamantina afirmando que “esta última tende no geral a apresentar sedimentos mais finos e selecionados”

No contexto da Bacia do Rio Aguapeí, talvez possa ser a “presença de marcado horizonte de basaltos separando as rochas paleozóicas e mesozóicas inferiores, dos arenitos cretáceos” (Tabela 2) a Formação Serra Geral (Jsg) aflora em pleno médio curso (Figura 19) e condiciona os saltos e corredeiras do curso principal. De acordo com Porto et al. (2013), esse horizonte também se encontra localmente recoberto por sedimentos quaternários sob a forma de depósitos aluviais (planícies atuais e terraços), mantos coluviais e regolitos espessos em pedimentos bem preservados.

Quanto aos depósitos quaternários (Qa), esses estão associados à rede fluvial e completam o quadro estratigráfico local (Figuras 19 e 20). O Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT) (1981b) descreve tais depósitos como aluviões em geral, incluindo areias inconsolidadas de granulometria variável, argilas e cascalheiras fluviais, subordinadamente, em depósitos de calha e/ou terraços.

Ressalta-se que, assim como a litologia, a morfologia do relevo é outro importante controle do sistema fluvial, definindo a distribuição de parte da energia que chega ao canal e, desse modo, influenciando sobre a dinâmica hidrossedimentar que ocorre na interface planície de inundação – canal fluvial.

De acordo com Ross e Moroz (1997), a maior parcela da área está no Planalto Centro-Occidental, envolvendo morfologias de topos convexos (Dc) a topos tabulares (Dt), e índices de dissecação do relevo que variam de muito fraco (Dt 11) e fraco (Dt12), a médio (Dc13, Dc23 e Dt13) e forte (Dc 14 e Dt 24), como mostram as Figuras 21 e 22.

Nota-se que o índice de dissecação do relevo oscila ao longo desta superfície planáltica, entretanto, o seu caimento se dá de forma suave do setor a montante rumo à calha do Rio Paraná. A área caracteriza-se, em geral, por colinas amplas e baixas, com declividades na faixa de 10 a 20% e altimetrias entre 300 a 600 m.

O trecho da área de estudo disposto sobre o Planalto Residual de Marília envolve as cabeceiras do Rio Aguapeí (Figura 22). Essa unidade representa a superfície de cimeira da região e possui altitudes que podem chegar a 750m, embora seja mais frequente a faixa de 600-650 m (PORTO et al., 2013). Na Figura 21, a mesma está representada pela subunidade Dc 24 como formas de topo convexo-aplanado muito dissecadas.

Ademais, verifica-se a presença de planícies fluviais (Apf), as quais apresentam faixa de declive inferior a 2%, característica que denota o estabelecimento de áreas sujeitas a inundações periódicas, lençol freático pouco profundo e sedimentos inconsolidados (ROSS; MOROZ, 1997). Próximo à foz do Rio Aguapeí, este relevo de conformação suave se conecta a depósitos de mesma natureza que flanqueiam o Rio Paraná (PORTO et al., 2013).

Por fim, adverte-se para a influência dos elementos do meio físico da bacia hidrográfica na configuração do perfil longitudinal do Rio Aguapeí, sobretudo no que tange aos aspectos litológicos, os quais variaram significativamente ao longo do perfil, apresentando desde arenitos cretáceos de composição e granulometria variadas, até os basaltos que afloram em pleno médio curso-inferior.

Figura 21 - Representação Cartográfica dos Dados Geomorfológicos da Bacia do Rio Aguapeí (SP)

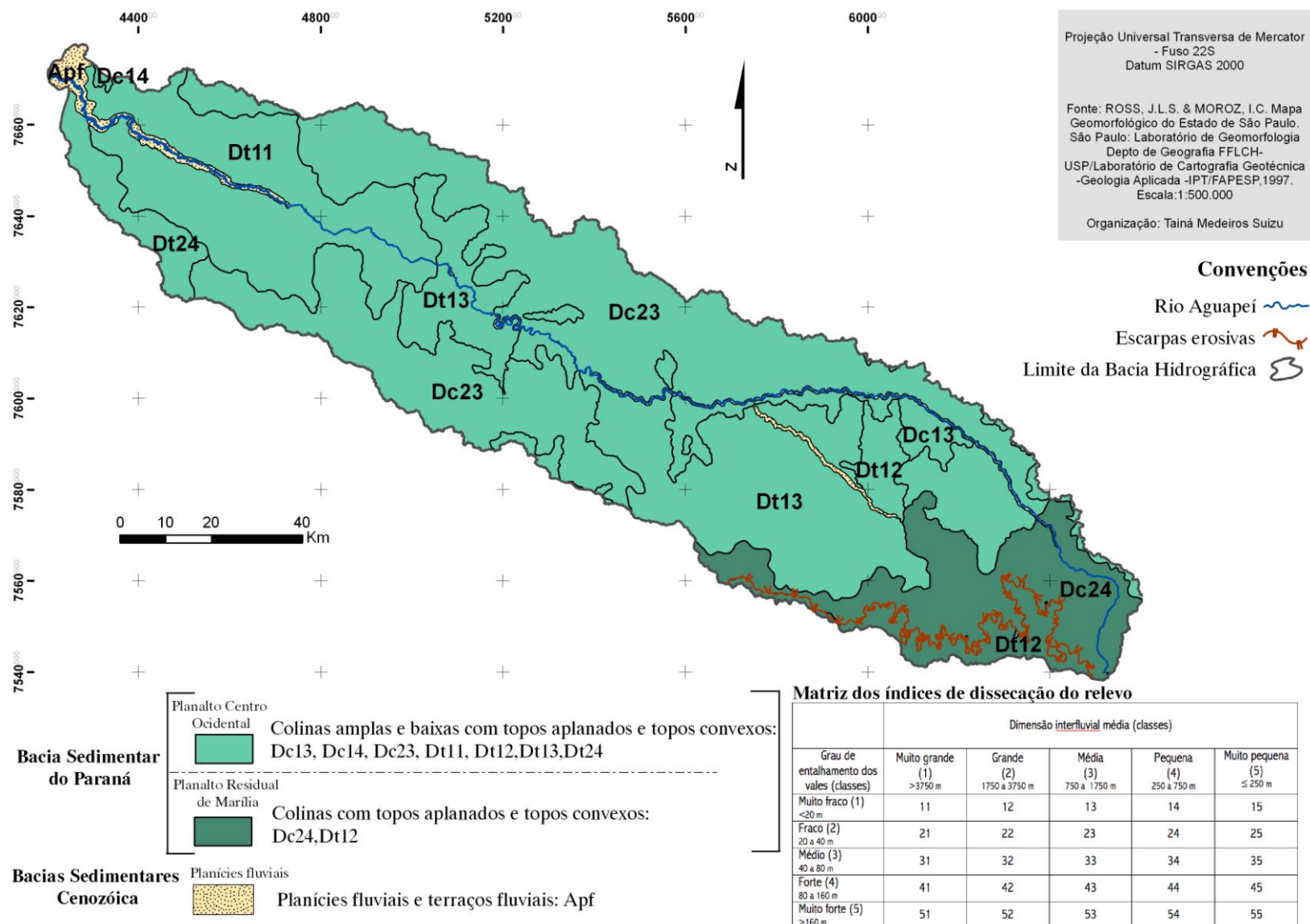
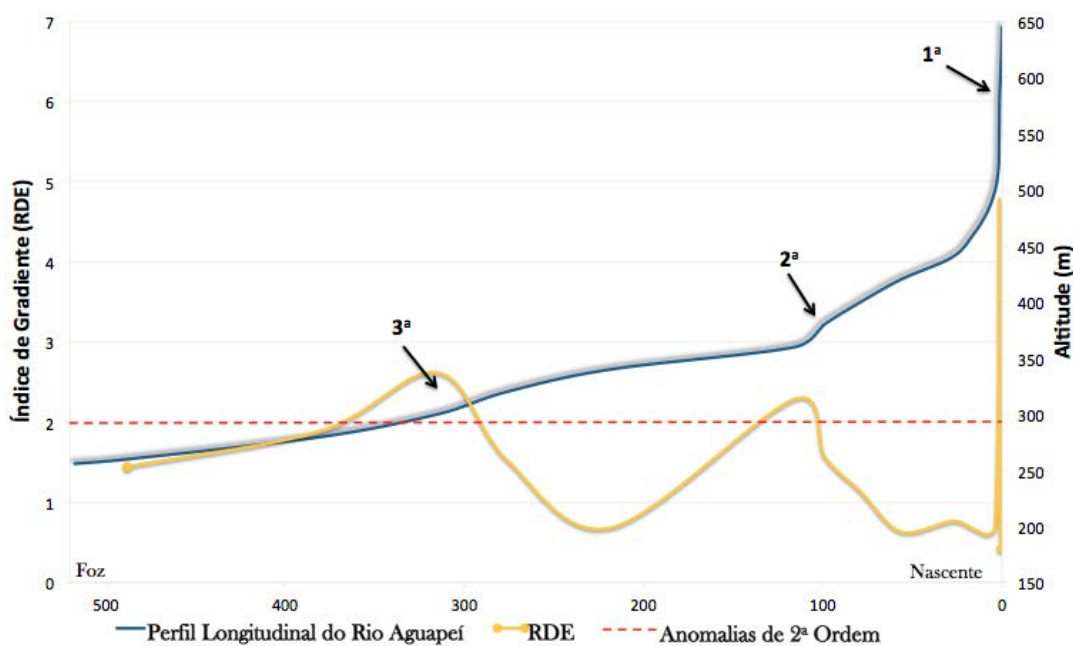


Tabela 1 - Tabela resumo das variáveis envolvidas na obtenção do índice RDE para o Rio Aguapeí.

Trechos da nascente à foz	Cota superior (m)	Cota inferior (m)	Diferença altimétrica (m)	Extensão trecho (Km)	Extensão total (Km)	RDEtrecho	RDEtrecho/RDEtotal
1	640	620	20	0,37	0,50	26,61	0,43
2	620	600	20	0,49	0,99	40,16	0,65
3	600	580	20	0,48	1,47	61,12	0,98
4	580	560	20	0,11	1,58	293,56	4,72
5	560	540	20	0,17	1,75	205,80	3,31
6	540	520	20	0,30	2,06	135,31	2,17
7	520	500	20	1,84	3,90	42,32	0,68
8	500	480	20	4,51	8,41	37,28	0,60
9	480	460	20	7,76	16,17	41,68	0,67
10	460	440	20	11,66	27,83	47,73	0,77
11	440	420	20	28,72	56,55	39,38	0,63
12	420	400	20	22,40	78,96	70,48	1,13
13	400	380	20	20,29	99,25	97,83	1,57
14	380	360	20	16,19	115,44	142,58	2,29
15	360	340	20	103,05	218,49	42,41	0,68
16	340	320	20	58,00	276,49	95,34	1,53
17	320	300	20	38,65	315,14	163,06	2,62
18	300	280	20	64,39	379,53	117,88	1,89
19	280	260	20	108,54	488,07	89,94	1,44

Fonte: Elaborado pela autora.

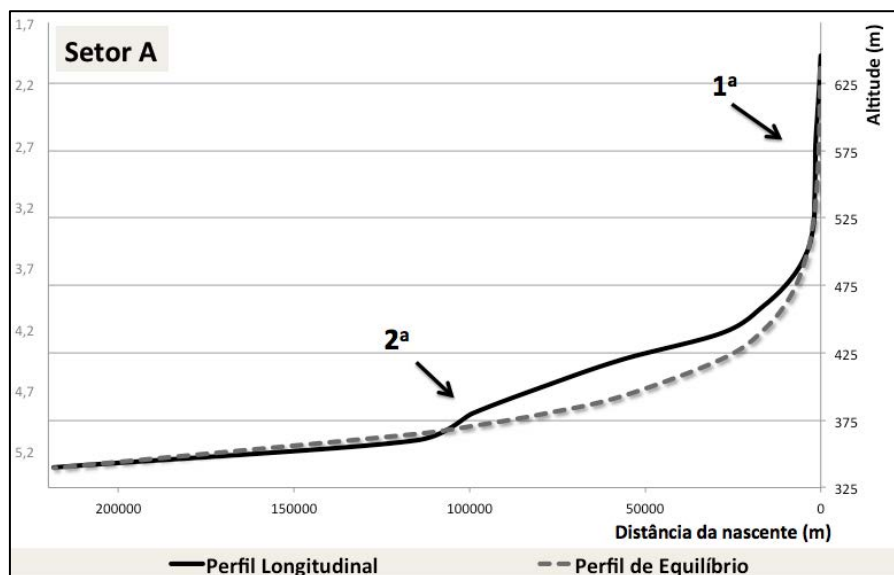
Figura 23 - aplicação do índice RDE ao perfil longitudinal do rio Aguapeí com destaque para as três anomalias identificadas



Fonte: Elaborado pela autora.

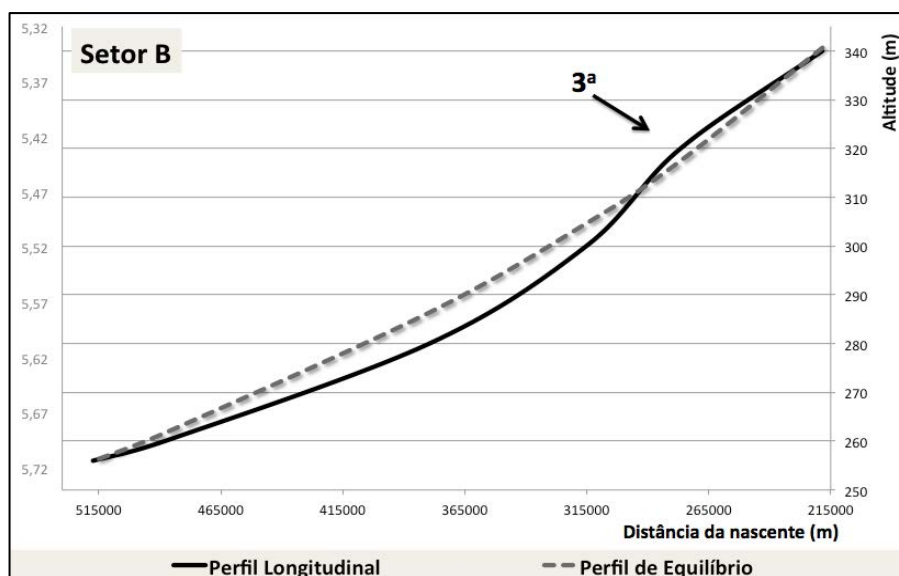
A fim de tornar evidente as discordâncias existentes na forma do perfil longitudinal, em decorrência das referidas anomalias, também se estabeleceu os setores A e B do perfil de equilíbrio, os quais se apresentam nas Figuras 24 e 25, respectivamente.

Figura 24 – Perfil de equilíbrio do Rio Aguapeí - Setor A



Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 25 - Perfil de equilíbrio do Rio Aguapeí - Setor B



Fonte: Elaborado pela autora.

primeira anomalia está situada, aproximadamente, entre 1,58 e 2,06 km da nascente com aiores de que a ria de 2,7 a 72 segunda anomalia por sua e configura-se no rio -curso superior, a aproximadamente 115,44 km da nascente, com valor de RDE de 2,29. Já a terceira anomalia, disposta aproximadamente a 315,14 km da nascente, apresenta valor de RDE de 2,62.

Mesmo não sendo aparente no setor A do perfil de equilíbrio, em razão da sua estreita ocorrência logo nos primeiros quilômetros do canal, a primeira anomalia identificada é a de maior declividade. Seu desenvolvimento se deve à diferença da resistência erosiva no contato entre a formação Marília, a qual sustenta patamares elevados e um vale confinado, e a Formação Adamantina a jusante, caracterizada pelo desenvolvimento de um vale aluvial no setor e sua formação ou a interrupção do decréscimo progressivo do gradiente o qual se faz necessário para o alcance do equilíbrio do rio (MACKIN, 1948).

A segunda anomalia do setor A (Figura 24), constitui-se por uma convexidade e relação ao perfil de equilíbrio. Como se nos critérios adotados por Nunes et al. (2006) e Nunes (2007) essa pode ser considerada uma anomalia relevante á que o seu afastamento superior a 10 metros.

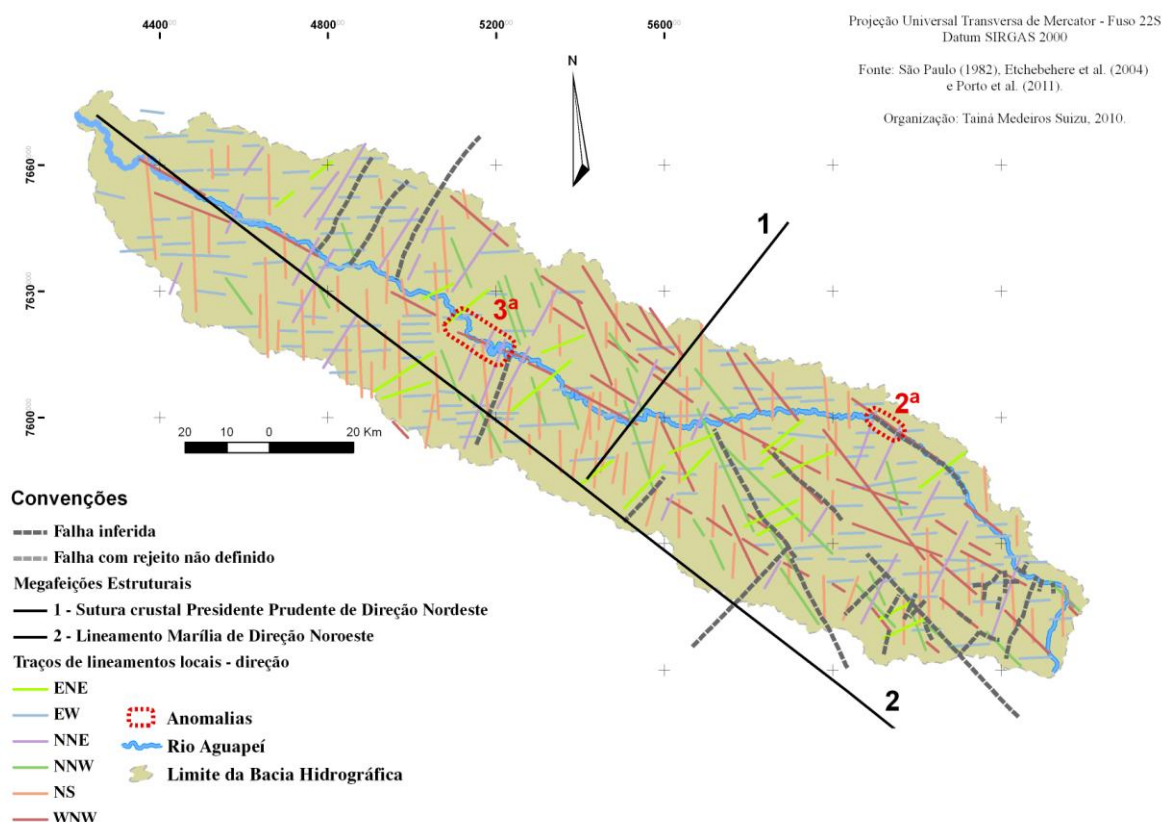
Phillips e Lutz (2008), e concordância com Richards (1982), Knighton (1998), Burbank e Anderson (2001) e Schumm (2005), afirmam que as knickzonas (knickpoints) e outras convexidades e perfis longitudinais estão associadas ao seguinte conjunto de fatores os quais não são necessariamente independentes ou mutuamente exclusivos:

(i) Incisão geralmente associada com o rebaixamento do nível de base. O knickpoint ou knickzona representa um locus de incisão que migra a montante ao longo do tempo. Knickpoints migrantes podem tornar-se "inativos" sobre variações litológicas ou controles estruturais. (ii) Variações na resistência, tipicamente derivadas de controles litológicos. Materiais mais resistentes são erodidos mais lentamente, desta forma, sobressaem-se no relevo como áreas de maior declive do canal. (iii) Estrutura. Áreas do canal localmente mais íngremes podem ser controladas por feições estruturais, como falhas ou juntas. (iv) Entrada de sedimentos a partir das vertentes ou afluentes com capacidade de transporte excedente, que podem criar convexidades locais no perfil. (v) Processos erosivos não-fluviais, tais como dissolução ou fluxo de detritos, que podem perturbar formas côncavas. (vi) Efeitos variáveis da carga de fundo, como uma ferramenta erosiva ou uma cobertura protetora (ver Gasparini et al., 2007). (vii) Modificações antrópicas como represamentos, canalização, etc. (viii) Tempo insuficiente para os perfis longitudinais se ajustarem a perturbações ou mudanças nas condições do entorno e erodir convexidades. (PHILLIPS; LUTZ, 2008, p. 556, tradução nossa¹²).

¹² (i) Downcutting or incision, usually associated with base level lowering. The knickpoint or zone represents a locus of incision that migrates upstream over time, translating the signal of base level lowering. Migrating knickpoints may become "hung up" on lithological variations or structural controls, as described below. (ii) Variations in resistance, typically from lithological controls. More resistant materials are eroded more slowly, thus standing out in relief as higher slope areas of channel. (iii) Structure. Locally steeper channel areas may be controlled by structural features such as faults or joints. (iv) Sediment inputs from hillslopes or tributaries in excess of stream transport capacity, which may create local convexities in the profile. (v) Nonfluvial erosion processes such as dissolution or debris flows may disrupt concave planforms. (vi) Variable effect of bed load as an erosive tool or a protective cover (see, e.g., Gasparini et al., 2007). (vii) Human modifications such as impoundments, channelization, etc. (viii) Insufficient time for stream profiles to adjust to disturbances or changes in boundary conditions and erode convexities.

Em relação à convexidade existente no setor A, evidencia-se que não houve associação significativa desta à morfologia do relevo. O relevo suave e medianamente dissecado deste setor (Figura 22) tende a propiciar uma situação ideal para a conformação de uma continuidade côncava no médio curso. Além disso, a homogeneidade das características litológicas, assinalada pela predominância da Formação Adamantina (Figura 19), não permitiria o estabelecimento da referida convexidade. Assim, acredita-se que tal anomalia esteja associada ao contexto estrutural da área, exposto na Figura 26 pelos principais alinhamentos e feições estruturais identificados na Bacia do Rio Aguapeí.

Figura 26 - feições estruturais da Bacia do Rio Aguapeí



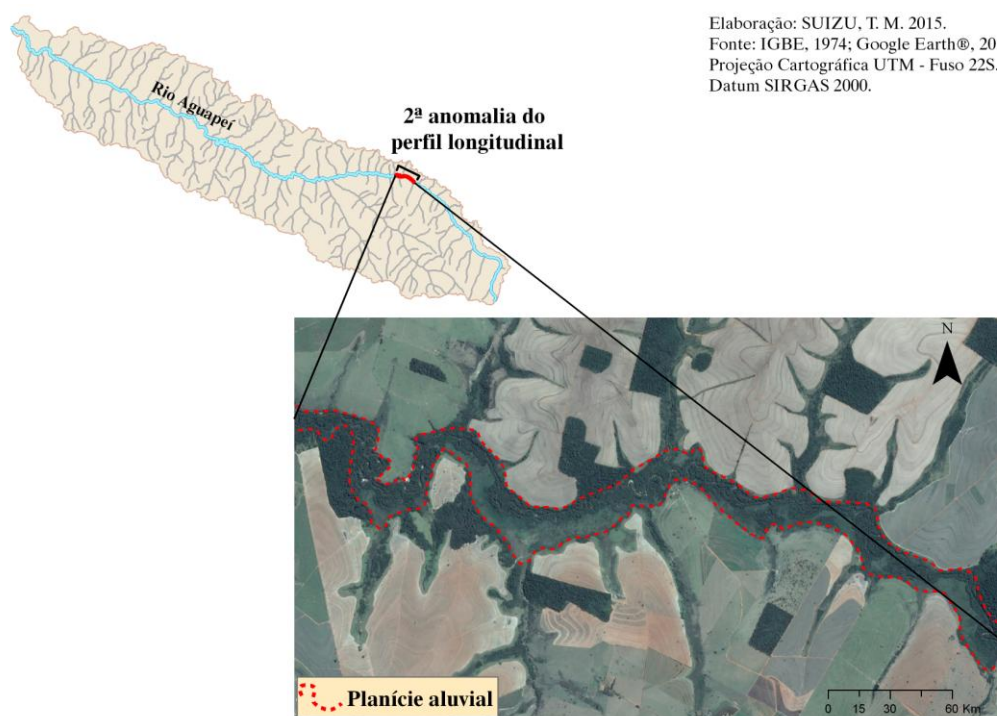
Fonte: Elaborado pela autora.

apesar da existência de duas mega feições estruturais do relevo – Sutura residente Prudente e Lineamento Marília – e do predomínio de feixes de lineamentos de direção (45% do total) ao longo da bacia hidrográfica, a anomalia e seu contexto compatível à existência de duas falhas geológicas consecutivas neste setor do canal, as quais foram aventadas no *Mapa Geológico do Estado de São Paulo* (Suares, 2002a) são referidas falhas condicionam o canal na direção N-E, entre estas ainda existem feixes de

lineamentos de esta disposição reafirmando o controle estrutural exercido na sustentação dessa anomalia.

identifica-se que a morfodinâmica ímpar e suas variações sobre a configuração morfoestrutural. Assim, acredita-se que outros fatores da lista de Willgoose et al. (2000) possam vir a contrariar com a manutenção da continuidade deste setor tais como a carga sedimentar excedente adinda das vertentes ou atração dos afluentes dado que a força do litológica arenítica do entorno – da antina – condiciona a formação de solos mais susceptíveis à erosão draca. A existência de uma planície aluvial proeminente ao longo dessa anomalia (Figura 27) corrobora com tal conjectura, evidenciando o predomínio de processos agradacionais mesmo em setor de elevado gradiente.

Figura 27 - Planície aluvial associada ao setor do canal de ocorrência da segunda anomalia do perfil longitudinal

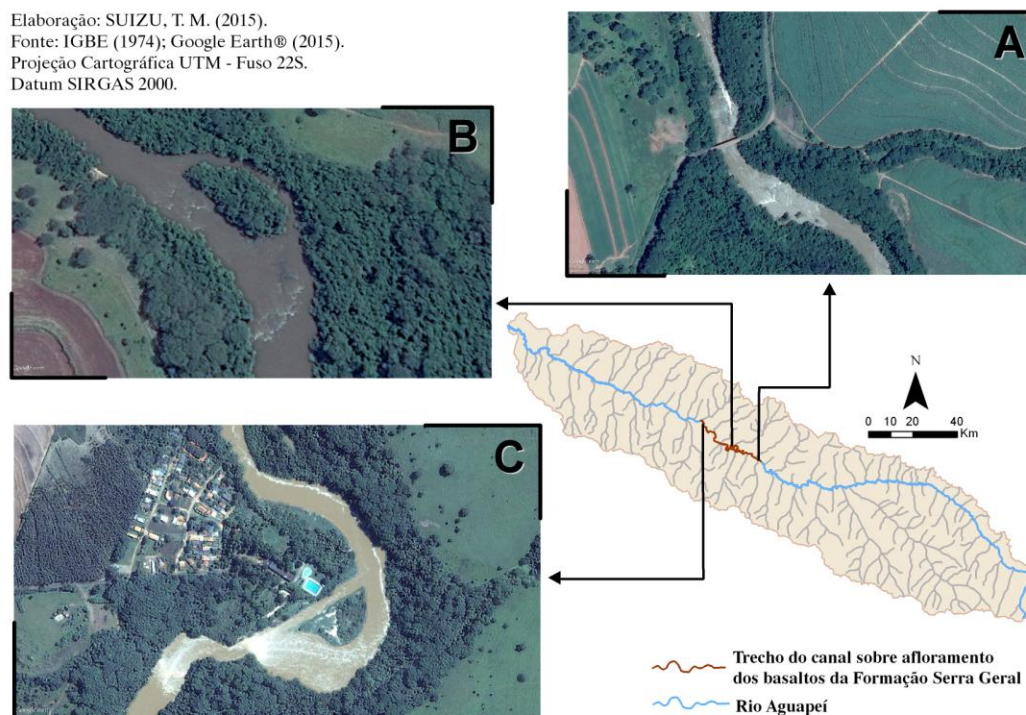


Fonte: Elaborado pela autora.

Com relação à terceira anomalia, esta se torna perceptível na saliência e destaca-se do setor B (Figura 25). Sua convexidade coincide com o afloramento dos basaltos da Formação Serra Geral, mostrando sua sustentação por tal litologia. Em uma escala de maior detalhe, acredita-se que seria possível visualizar a configuração escalonada do perfil longitudinal neste trecho já que esta é uma característica típica de rios desenvolvidos sobre rochas vulcânicas principalmente pelos saltos (M 200). Tal situação se deve ao fraturamento da rocha pelo processo de contração da lava na fase de resfriamento dos derrames que

posterior à erosão fluvial por arranca-mento hidráulico, levando à formação de onas de ruptura (LIMA, 2012), as quais se configuram na sucessão de corredeiras (Figuras 28A e 28B) e meandros da d'água (Figura 28C) existentes nesse trecho de leito rochoso do rio Aguapeí.

Figura 28 - x e pl os de corredeiras (A e B) e meandros da d'água (C) associadas ao afloramento dos basaltos no médio-curso inferior do Rio Aguapeí



Fonte: Elaborado pela autora.

resistência dos saltos ao entalamento fluvial, essa rocha se sobressai no perfil longitudinal, e assim, o seu afloramento exerce neste trecho a função de um el de base local, aparentando ser a cabeceira do subsequente segmento concavo.

Os perfis longitudinais concavos ou com forte tendência à concavidade desenvolvem-se nas mais variadas condições de substrato litológico. Há vários aspectos físicos envolvidos na elaboração de perfis concavos, tais como a variação na granulometria da carga de sedimentos do leito por ação da erosão regressiva das rupturas de declive e o aumento longitudinal da área (LIMA, 2012).

Em geral, o perfil de formação concavo deve apresentar a usante uma diminuição gradual da declividade e função do ordinário aumento da área, o que sugere que o rio precisa sustentar a resistência erosiva do material que repousa em seu leito para atingir o equilíbrio (GUPTA, 2011).

Nesse viés, a discordância existente entre a concavidade do setor B e seu respectivo perfil de equilíbrio estaria associada à diferença na resistência erosiva que abrange as rochas basálticas e areníticas, em transição no setor. Em razão dessa diferença, o ajustamento

remontante na forma do perfil longitudinal, por meio do entalhamento fluvial, promoveria o progressivo aumento do gradiente na transição entre as referidas formações litológicas. Tal situação denota uma tendência de acentuação da anomalia em questão.

No que se refere aos aspectos geomorfológicos, a concavidade do perfil é sustentada pela presença de planícies aluviais atuais, bem como por depósitos de terraços do tipo guape, cuja configuração advém de sua localização e setor da bacia hidrográfica onde predomina terrenos de feições geográficas muito suaves (Figura 22) com baixa densidade de drenagem (ROSS; MOROZ, 1997).

adicionalmente constatou-se uma correlação entre essa concavidade e as feições estruturais identificadas no âmbito da bacia hidrográfica (Figura 26), uma vez que seu posicionamento é controlado por lineamentos de direção N-S. Verifica-se, também, uma conexão com o lineamento Marília, que perpassa o canal nesse setor e transcende os limites da bacia hidrográfica (ETCHEBEHERE et al., 2004).

Hasui et al. (2002) explicaram que os alinhamentos estruturais da porção paulista da bacia sedimentar do Paraná são heranças do evento tectônico rifting afetando as suas sequências sedimentares e, portanto, os autores sugerem que a atuação tectônica de caráter ressurgente e condições que parece ser residuais resultantes da discreta acomodação dos blocos intensamente orientados no Terciário os quais afetaram as superfícies geomorfológicas de maneira não generalizada, a ser concentrada em áreas de maior incidência.

Em vista de tais constatações fica evidente que as atividades crustais dessa região intracratônica do extremo oeste paulista, mesmo que distante de serem zonas tectonicamente ativas, podem afetar o comportamento do perfil longitudinal do rio Guape. Os estudos de Tetzlaff e Ferreira et al. (2000), Mendes et al. (2006), Abranches et al. (2008) e Porto et al. (2013) corroboram para tal afirmativa.

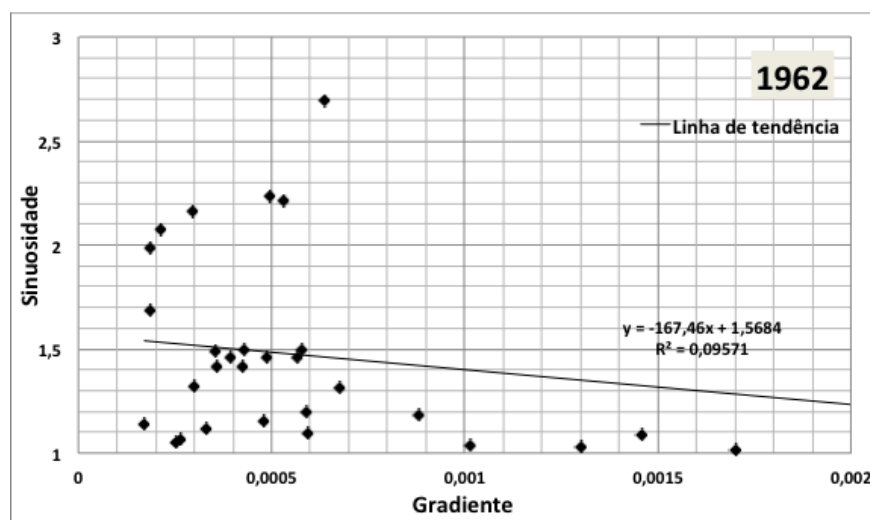
O diferencial das rochas e as feições estruturais remanescentes aparenta ser a causa principal das anomalias encontradas no perfil longitudinal do rio Guape. Em virtude da existência destas anomalias pode-se afirmar que há uma tendência de alterações na morfologia do canal e busca de construir um rio “*graded*” e equilibrado por meio da redefinição de seus processos agradacionais e degradacionais.

Salienta-se que, em se tratando do equilíbrio no aspecto da forma do perfil longitudinal, alguns canais, incluindo rios aluviais, não são capazes de ajustar seus gradientes de modo que conduzam à concavidade (XU, 1991), já que o tempo necessário para produzir um perfil sem concavidades significativas (> 1,3 Ma) é longo, quando comparado à escala de tempo típica das alterações ambientais (PHILLIPS; LUTZ, 2008).

ua repercussão na morfometria do canal

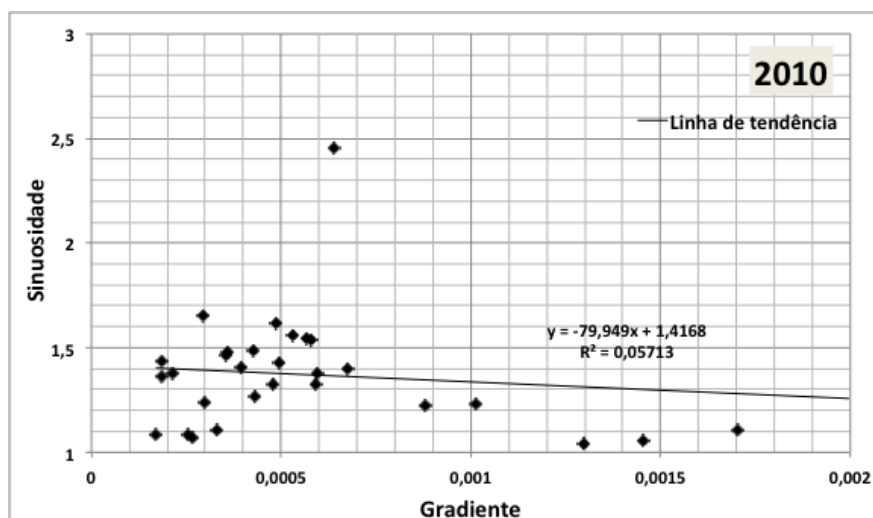
De forma a compreender a resposta geomórfica do canal ante as referidas anomalias, uma análise regressiva do gradiente do vale do Rio Aguapeí com o índice de sinuosidade do canal foi estabelecida em dois cenários diversos, 1962 e 2010, conforme apresentam os Gráficos 1 e 2.

Gráfico 1 - Correlação entre a sinuosidade do canal em 1962 e o gradiente do vale do Rio Aguapeí



Fonte: Elaborado pela autora.

Gráfico 2 - Correlação entre a sinuosidade do canal em 2010 e o gradiente do vale do Rio Aguapeí

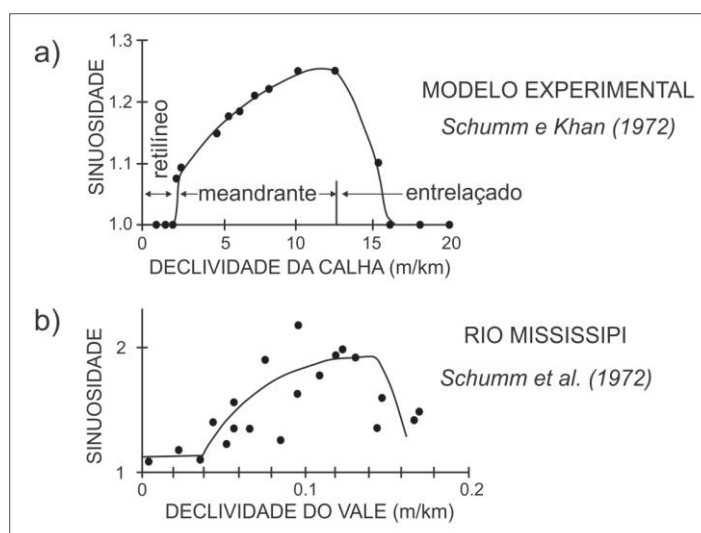


Fonte: Elaborado pela autora.

Nota-se uma correlação predominante negativa entre essas variáveis, especialmente para o cenário de 1962. Tal situação denota um comportamento anômalo da forma do canal em planta, se considerados os pressupostos amplamente difundidos por Schumm e Khan (1972) e Schumm et al. (1972).

Valendo-se de experimentos laboratoriais (Figura 29a) e dados do curso inferior do Rio Mississippi (Figura 29b), os referidos autores observaram que os baixos valores de sinuosidade estão, em geral, associados a moderados declives, pois apenas uma quantia limitada de meandros é necessária para reduzir a declividade de canal. Entretanto, se a declividade do vale se eleva, a sinuosidade também aumentará, de modo a retomar a declividade que o canal possuía anteriormente ao aumento do gradiente do vale, bem como reduzir a velocidade do fluxo apenas à necessária ao transporte de carga sedimentar.

Figura 29 - Relação entre a declividade do vale e a sinuosidade do canal a partir de (a) estudos experimentais e (b) dados do baixo curso do Rio Mississippi

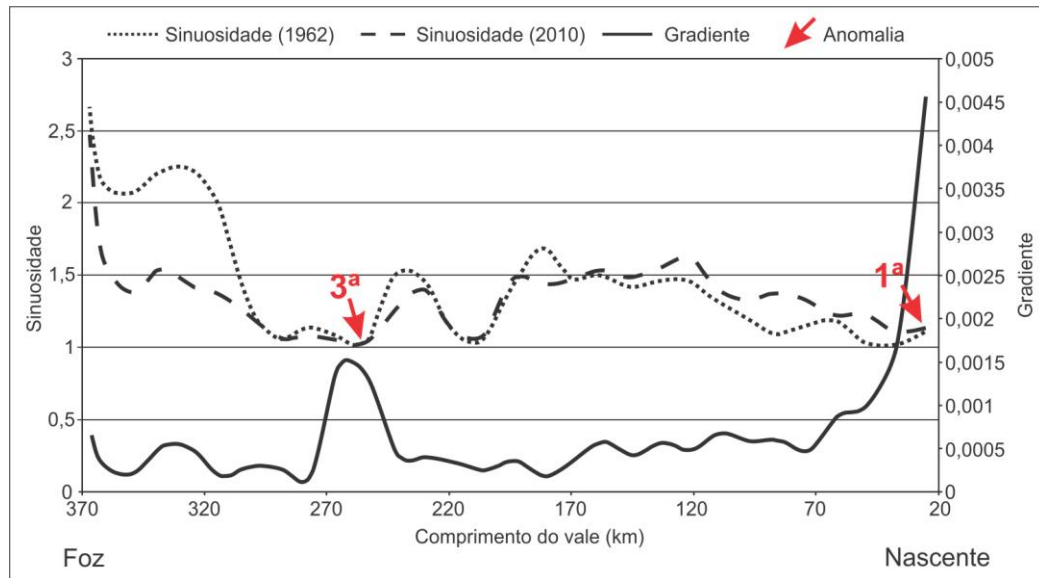


Fonte: Elaborado pela autora.

Atenta-se para o fato de que esse modelo experimental, controlado em laboratório, é condizente a um rio aluvial com substrato litológico homogêneo. Tal característica também é inerente ao baixo curso do Rio Mississippi, justificando a compatibilidade entre os resultados obtidos nesses estudos.

Neste viés, acredita-se que as correlações estabelecidas no Rio Aguapeí se divergem do modelo proposto em razão das variações longitudinais da litologia que compõe o seu leito. A distribuição longitudinal do gradiente do vale e da sinuosidade (Gráfico 3) corrobora com tal afirmativa, revelando que a discordância entre essas variáveis está relacionada à ocorrência da primeira e terceira anomalias da forma do perfil, as quais correspondem às formações rochosas Marília e Serra Geral, respectivamente. Tais formações configuram os setores de mais elevado gradiente ao longo do canal, entretanto, por serem resistentes à erosão fluvial, impedem o livre desenvolvimento dos meandros.

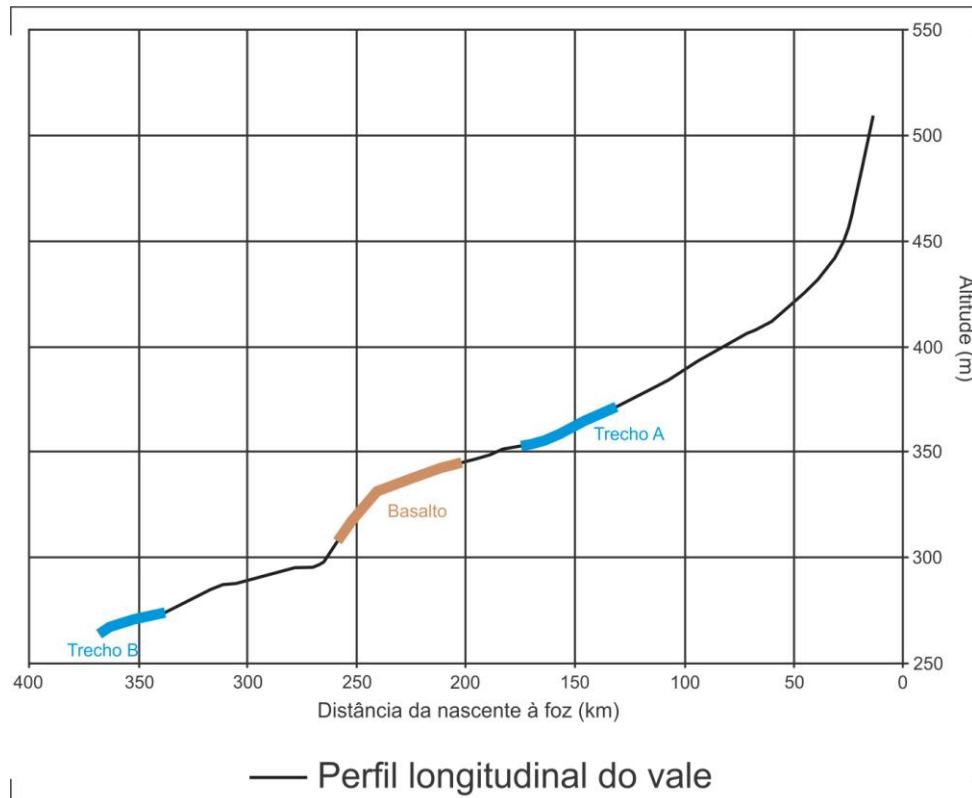
Gráfico 3 - Comportamento longitudinal do gradiente do vale e da sinuosidade do Rio Aguapeí em 1962 e 2010



Fonte: Elaborado pela autora.

No que tange à Formação Serra Geral, o afloramento de seus basaltos se caracteriza por uma ruptura de declive, separando fisicamente o vale em dois setores diversos. De modo a avaliar a morfodinâmica dos meandros do Rio Aguapeí, em ambos os setores do vale, foram implementadas as análises em escala de detalhe dos trechos A e B (Figura 30).

Figura 30 - O perfil longitudinal do vale do Rio Aguapeí

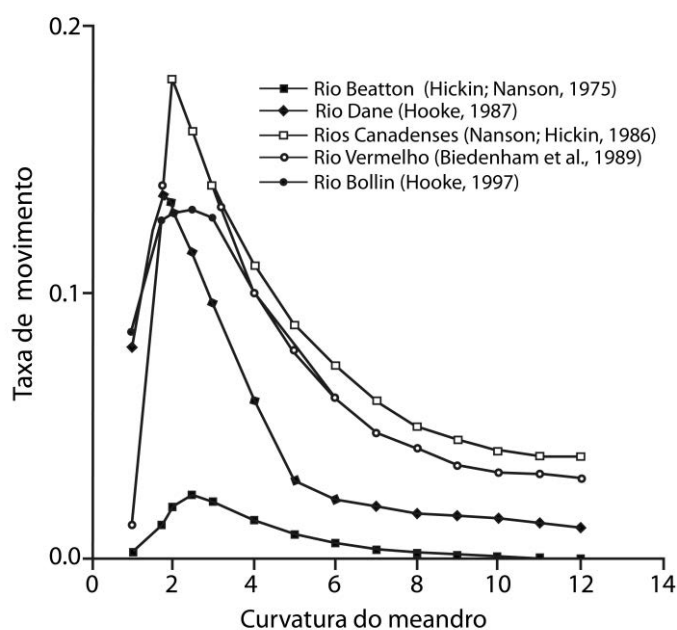


Fonte: Elaborado pela autora.

5.4 A evolução morfológica dos meandros nos trechos A e B

Ao considerar algumas observações realizadas no Rio Beaton - Canadá, Hickin (1974) sugeriu que, entre as principais propriedades da geometria dos meandros, o raio de curvatura é o que exerce considerável controle sobre o padrão de desenvolvimento dos mesmos. Posteriormente, a generalização das observações do autor levou à geração de um modelo conceitual muito importante, o qual mostra um aumento não-linear entre a taxa de migração dos meandros e sua curvatura (raio de curvatura pela largura de canal - r_c/l): um valor máximo de migração é atingido a uma curvatura crítica, r_c/l entre 2 e 3, e, posteriormente a esta, há uma diminuição nas taxas de migração (HICKIN, 1977). Esse modelo conceitual tornou-se a base para outras análises empíricas (HOOKE, 2013), como mostra a Figura 31.

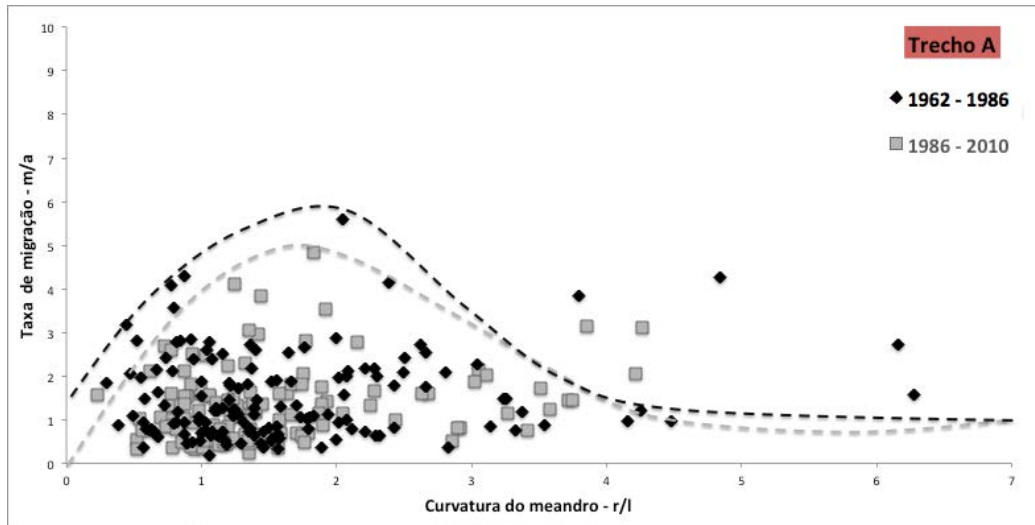
Figura 31 - Taxas adimensionais de migração em relação à curvatura dos meandros para vários rios



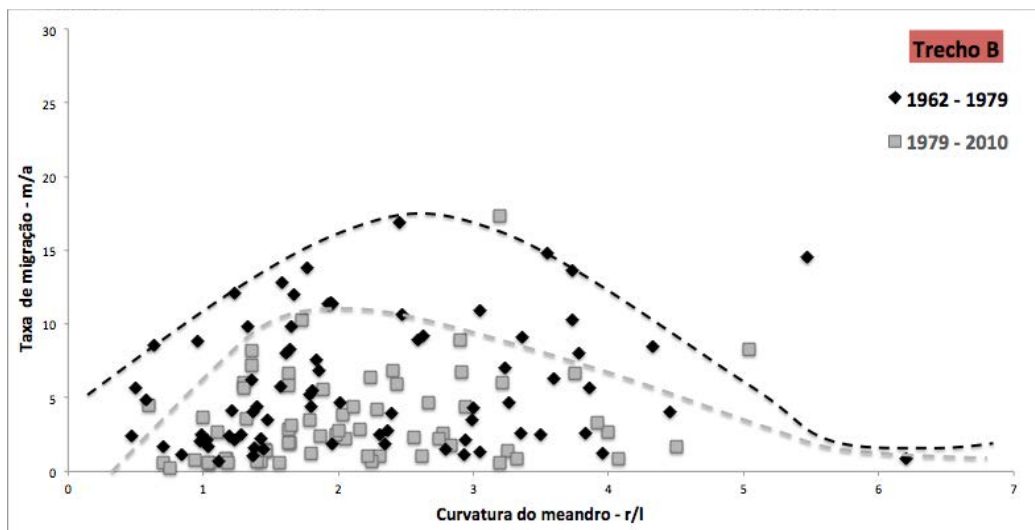
Fonte: Adaptado de Hooke (2013).

Nanson e Hickin (1975, 1983, 1986), Hooke (1997) e Biedenharn (1989) sustentam o modelo conceitual de Hickin (1977). Em contraste, os estudos conduzidos por Hooke (1987) e Hudson e Kesel (2000) relatam que o pico de migração ocorre em curvas mais estreitas ($r_c/l \sim 1.0$).

O modelo foi aplicado para os trechos A e B do Rio Aguapeí (Gráficos 4 e 5). A relação mostrou divergência nos padrões espaciais, de um trecho para o outro, entretanto, as principais mudanças foram observadas ao longo do tempo.

Gráfico 4 - Modelo de curvatura (r_c/l) e migração do canal do trecho A do Rio Aguapeí

Fonte: Elaborado pela autora.

Gráfico 5 - Modelo de curvatura (r_c/l) e migração do canal do trecho B do Rio Aguapeí

Fonte: Elaborado pela autora.

De 1962 para 1986, no trecho A, bem como de 1962 para 1979 no trecho B, os dados abrangiam uma curva em envelope sugestiva do limiar da taxa de migração para meandros com curvatura entre 2 a 3, apresentando uma redução dessa taxa em ambos os lados que transcendem a referida curvatura crítica. Este padrão descrito coincide com o padrão comumente reportado na literatura, o qual é semelhante ao modelo conceitual inicialmente proposto por Hickin (1977).

Uma explicação para esta semelhança entre os trechos do Rio Aguapeí e outros rios ao redor do mundo é a implementação do modelo em depósitos de planície aluvial homogêneos (HICKIN; NANSON; 1975), os quais permitem a livre migração do rio ao longo do seu vale.

Ambos os trechos selecionados possuem tal característica, desenvolvendo-se sobre depósitos aluviais quaternários, basicamente compostos por areias não consolidadas, de grãos e tamanhos variáveis, argila e cascalho (IPT, 1981a), não apresentando qualquer condicionamento geológico.

A importância desse valor crítico, acima descrito, é enfatizada por Hudson e Kesel (2000, p. 533, tradução nossa¹³):

[...] geomorfologicamente, esta relação é significativa por sugerir um intervalo específico da morfologia do canal que é capaz de influenciar o processo. Neste caso, curvas meândricas com razão r_c/l entre 2.0 e 3.0 são as mais eficazes em erodir o próprio canal e retrabalhar os depósitos das planícies aluviais.

Em contrapartida, nos cenários mais recentes, de 1986 para 2010, no trecho A, e de 1979 para 2010 no trecho B, o modelo sofreu algumas alterações no referido padrão, com as mais altas taxas de migração ocorrendo onde $r_c/l \sim 2.0$. Além disso, houve mudanças nos valores das taxas de migração.

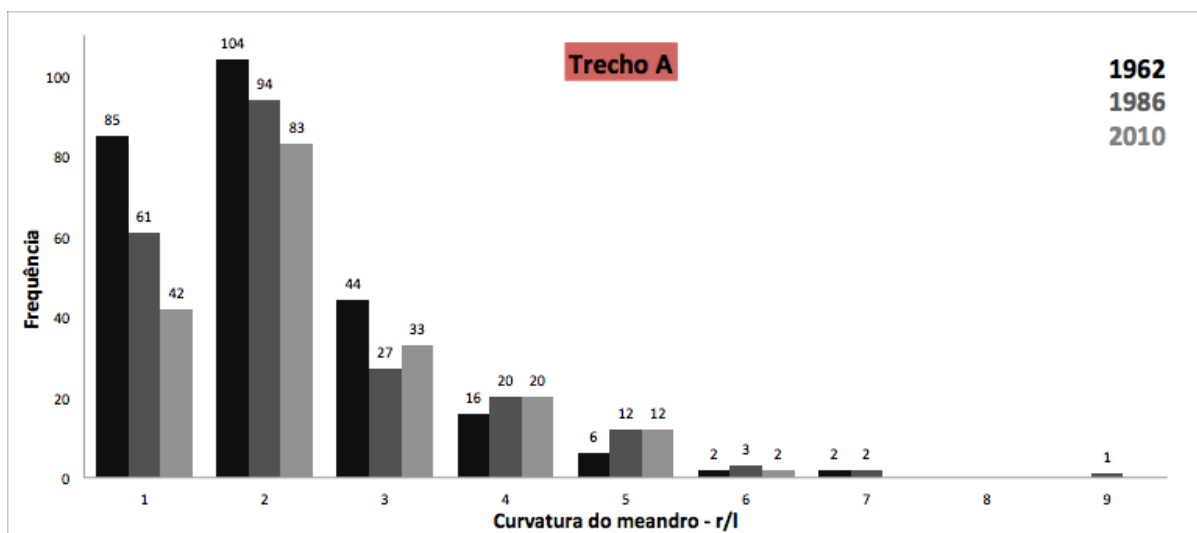
No trecho A, de 1962 para 1986, a variabilidade da taxa anual de migração era de 0.16 a 5.60 m/a, entretanto, nos anos subsequentes (1986-2010) esta taxa passou a variar de 0.24 a 4.85 m/a. As principais mudanças foram observadas no trecho B, onde a taxa anual de migração, variando de 0.68 a 16.92 m/a (1962-1979), diminuiu para valores que oscilavam entre 0.19 a 10.24 m/a (1979-2010).

Ressalta-se que a diferença na magnitude dessa taxa, de um trecho para outro, se deve ao fato de que a migração tende a aumentar com o aumento da área de drenagem e, portanto, com o aumento da descarga (HUDSON; KESEL, 2000).

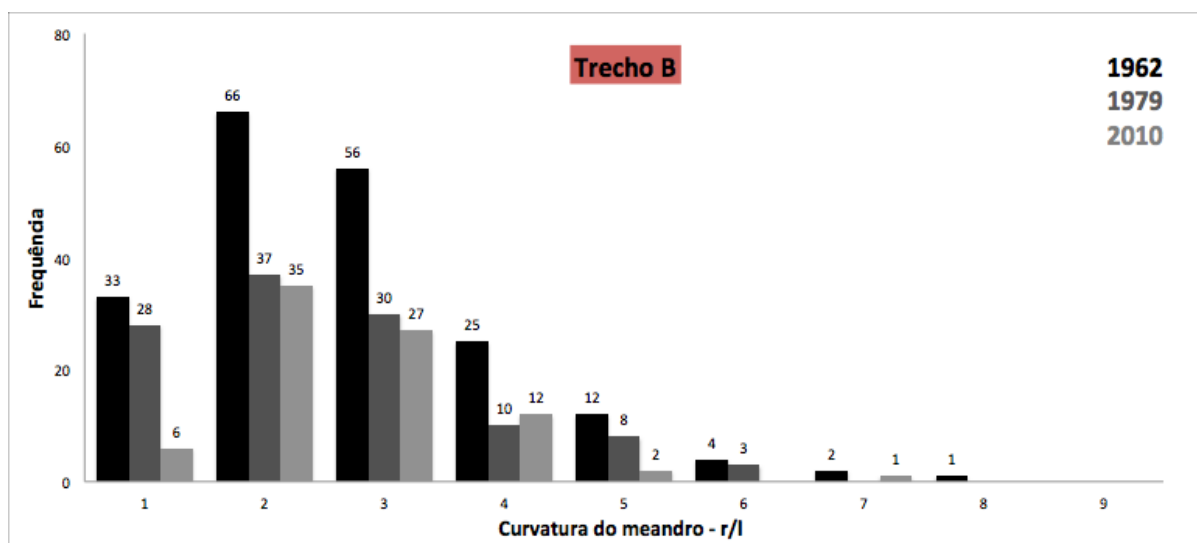
Em se tratando das mudanças temporais ocorridas, estas não se restringiram às taxas de migração. Mudanças drásticas foram observadas na frequência das curvas em cada trecho (Gráficos 6 e 7).

O rápido decréscimo das curvas de razão $r_c/l \sim 1$, em ambos os trechos da área de estudo, pode ser explicado pelo processo de abandono dos meandros. Estudos desenvolvidos por Lewis e Lewin (1983) corroboram com tal afirmativa, já que os autores identificaram, em rios galeses, a ocorrência máxima de meandros abandonados em curvas bastante estreitas.

¹³ [...] geomorphologically, this relationship is significant because it suggests a specific range of channel morphology that is capable of influencing process. In this case, meander bends having r_m/W_m ratios between 2.0 and 3.0 are the most effective at eroding their channel and reworking flood-plain deposits.

Gráfico 6 - Frequência das curvas no trecho A em relação a sua razão r_c/l 

Fonte: Elaborado pela autora.

Gráfico 7 - Frequência das curvas no trecho B em relação a sua razão r_c/l 

Fonte: Elaborado pela autora.

Outra súbita diminuição foi observada em meandros de curvatura entre 2 e 3, principalmente no trecho B. Como já descrito, este é um valor crítico, característico das curvas mais dinâmicas e propensas à erosão do canal, portanto, sendo também altamente suscetíveis ao processo de abandono. O decréscimo abrupto dessas curvas reflete nas características do modelo de curvatura e migração acima proposto (Gráficos 4 e 5), uma vez que as mesmas já não mais pertencem ao canal atual.

As Tabelas 2 e 3 mostram a frequência de cada um dos tipos de meandros abandonados identificados nos trechos A e B, ao longo do período em análise. A ocorrência mais significativa se deu de 1962 para 1979, no trecho B.

Tabela 2 - Frequência dos meandros abandonados e mudanças na sinuosidade do trecho A

Trecho A		1962 - 1986	1986 - 2010
Meandros abandonados (frequência)	Sinuosidade	1,66 - 1,52	1,52 - 1,43
	Corte do pedúnculo (<i>neck cut-off</i>)	14	5
	Travessia seguindo depressão topográfica (<i>chute cut-off</i>)	3	5
	Avulsão	*	1

Fonte: Elaborado pela autora.

Tabela 3 - Frequência dos meandros abandonados e mudanças na sinuosidade do trecho B

Trecho B		1962 - 1979	1979 - 2010
Meandros abandonados (frequência)	Sinuosidade	2,4 - 1,79	1,79 - 1,66
	Corte do pedúnculo (<i>neck cut-off</i>)	23	9
	Travessia seguindo depressão topográfica (<i>chute cut-off</i>)	9	3
	Avulsão	1	*

Fonte: Elaborado pela autora.

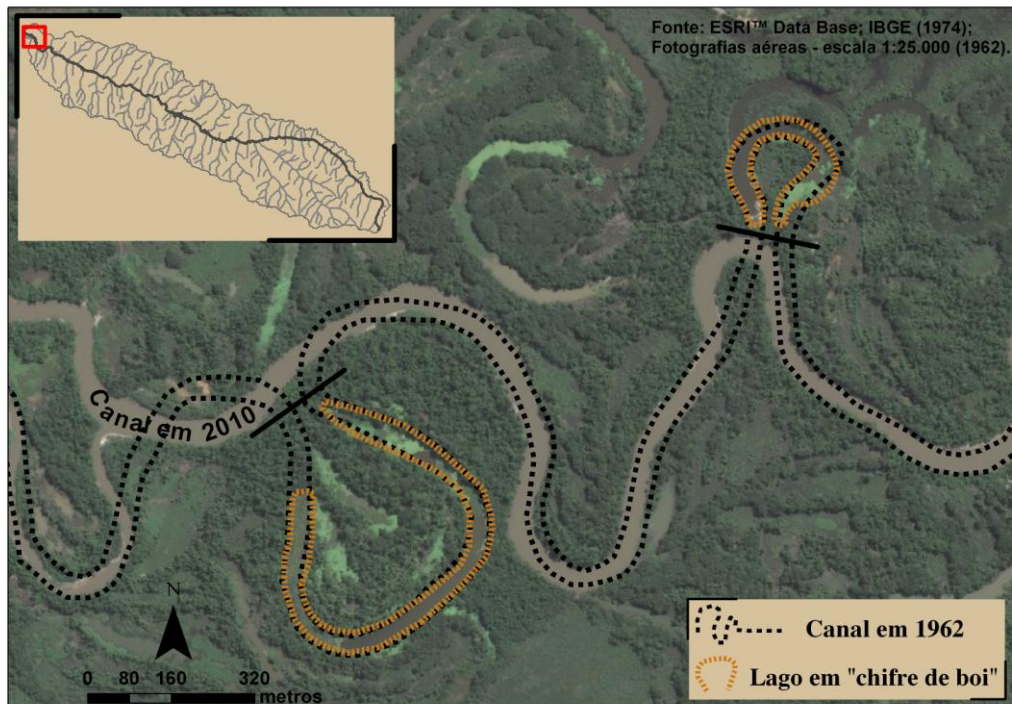
O abandono do meandro pelo corte do pedúnculo (*neck cut-off*) foi o processo mais frequentemente observado em ambos os trechos e anos de análise (Figura 32). Para Coles e Klingeman (2014), esse processo é recorrente durante eventos de inundação, já que o fluxo por sobre as margens pode corroer o pedúnculo do meandro a jusante (o ponto final da curvatura) e romper as margens já enfraquecidas por outras vazões de inundação. Em consequência disso, haverá a canalização dessa vazão e a dissipação local de energia, a qual causará maior tensão de cisalhamento e erosão em um caminho mais curto e íngreme do que aquele percorrido no meandro original.

Os meandros abandonados por travessia seguindo depressão topográfica (*chute cut-off*) também foram identificados no contexto do Rio Aguapeí (Figura 33), porém, em menor frequência que os supracitados. De acordo com Camporeale, Perucca e Ridolfi (2008), sua ocorrência também está associada a eventos de inundação do rio, quando a vazão excede a curva meândrica e passa a percorrer em um novo setor da planície aluvial, ocupando depressões de arcos meândricos recém-depositados e desvegetados.

Por fim, a avulsão foi o processo de abandono menos observado. De acordo com Slingerland e Smith (2004) essas são de âmbito local, em termos de escala areal, e total, no que tange à proporção do desvio da descarga.

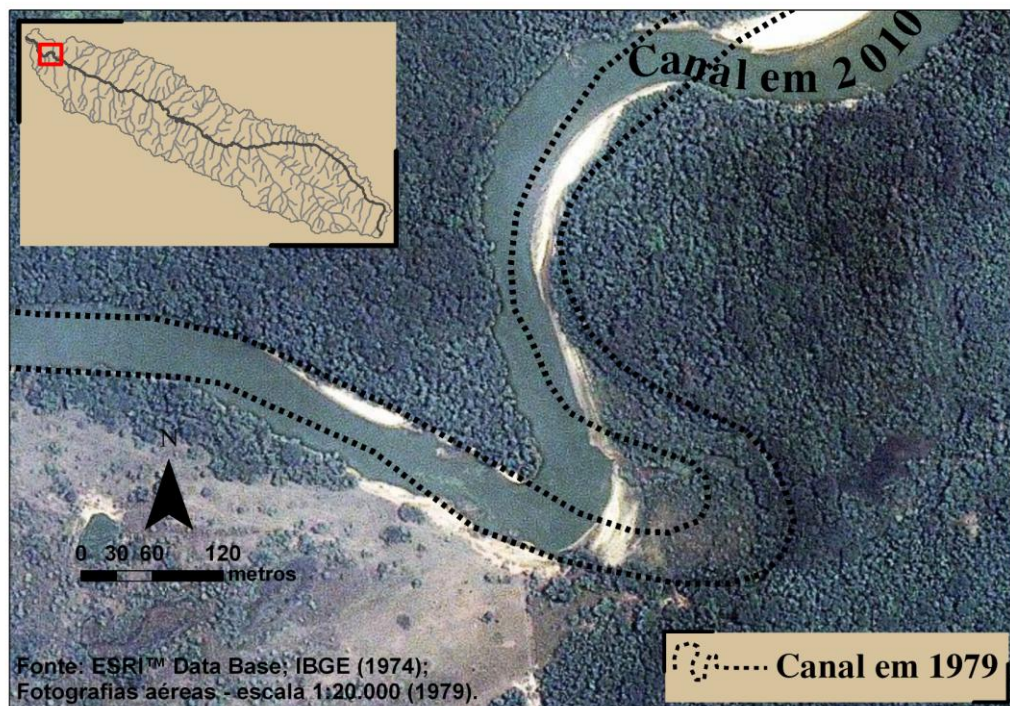
Na descrição das avulsões totais, Coles e Klingeman (2014) afirmam que essas envolvem uma severa incisão do canal a montante, de tal modo que o acesso ao antigo canal se torna muito elevado em relação ao leito recém-entalhado. Por consequência, o antigo canal torna-se completamente abandonado sendo os sucessivos lagos e “cifrões” os vestígios finais de uma avulsão total.

Figura 32 - Exemplos de meandros abandonados pelo corte do pedúnculo (*neck cut-off*) no baixo curso do Rio Aguapeí



Fonte: Elaborado pela autora.

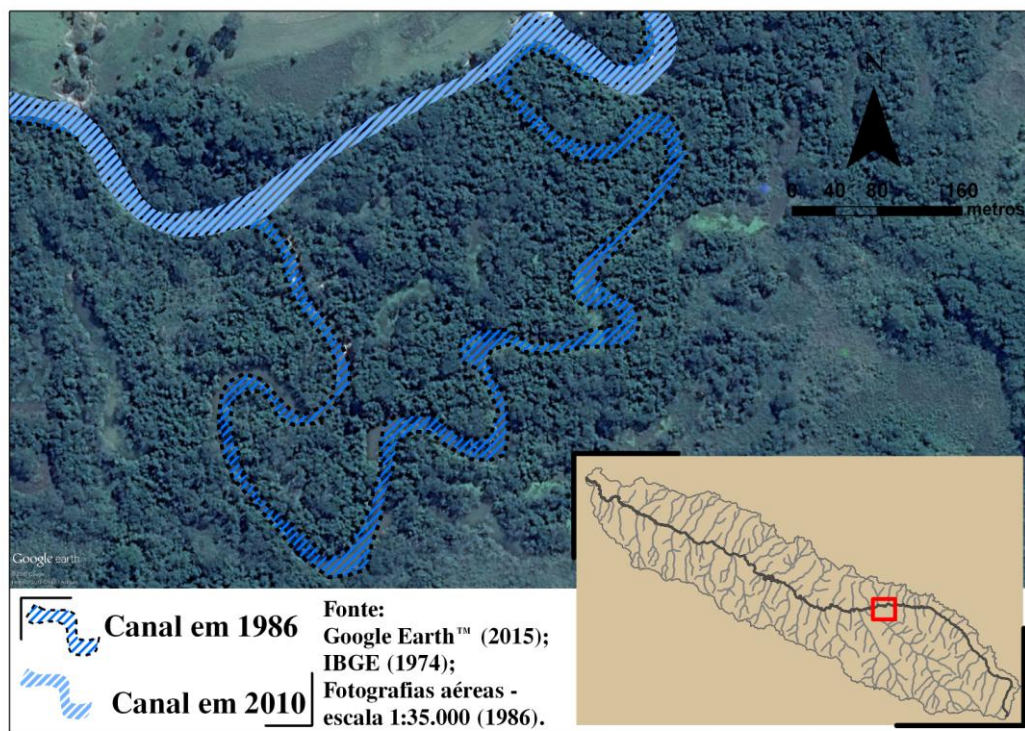
Figura 33 - Exemplo de meandro abandonado por travessia seguindo depressão topográfica (*chute cut-off*) no baixo curso do Rio Aguapeí



Fonte: Elaborado pela autora.

Os referidos autores ainda advertem que, em canais meandantes, avulsões frequentemente se dão em resposta a um evento extremo, seja ele de vazão seja de fluxo de detritos. O exemplo de um antigo setor do canal avulsionado no Rio Aguapeí pode ser visualizado na Figura 34.

Figura 34 - Avulsão do canal no médio-curso superior do Rio Aguapeí



Fonte: Elaborado pela autora.

Independente de sua natureza, o abandono dos canais reflete diretamente nos valores da sinuosidade, a qual apresentou potencial redução com o aumento da frequência de abandonos (Tabelas 2 e 3). Para Hooke e Redmond (1992), o decréscimo da sinuosidade também pode ser um indicativo da ocorrência de eventos extremos de vazão, já que estes tendem a aumentar o comprimento de onda dos meandros, retilinizando o canal.

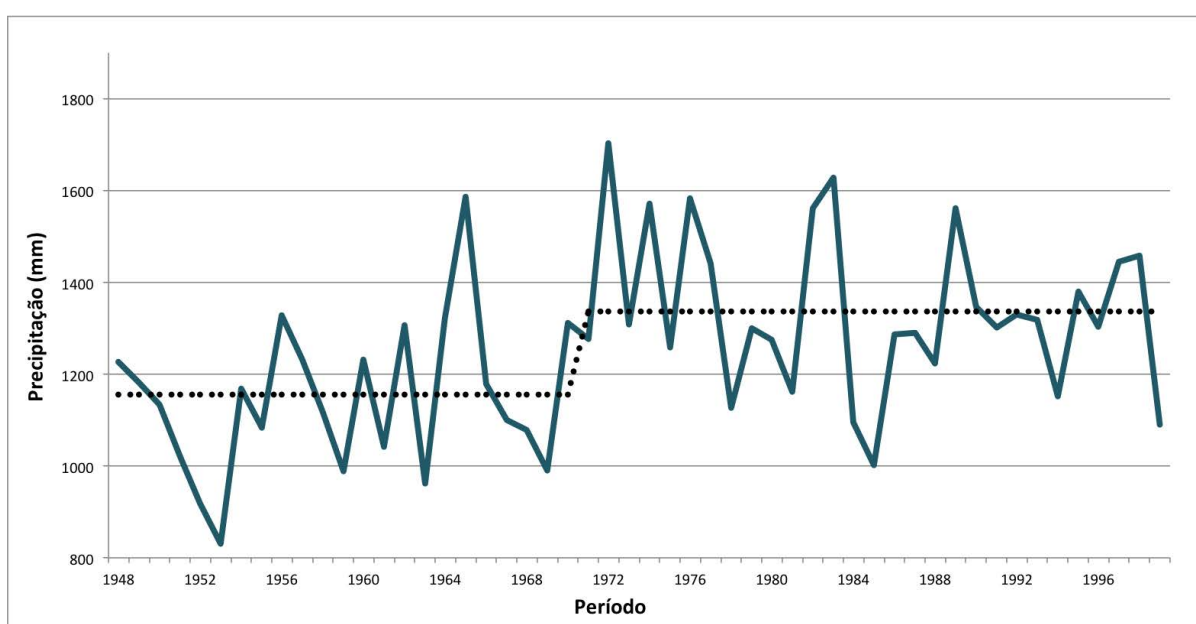
5.5 As causas das mudanças no canal

Em relação às causas das mudanças na morfologia do rio, Hooke e Redmond (1992) propuseram explicações subdivididas em dois grupos, denominados de causas alogênicas e autogênicas. O primeiro inclui o clima e as atividades humanas. O segundo abrange o conceito de limiar intrínseco ao sistema.

5.5.1 O clima

Os dados de precipitação anual da Bacia do Rio Aguapeí, ao longo da série histórica 1948-2010, podem ser visualizados no Gráfico 8. Apesar da natureza fragmentária dos registros, observou-se a ocorrência de mudanças substanciais na média das chuvas, em cerca de 200mm, a partir do ano de 1970. O valor mais alto da série histórica – 1702,15mm – foi registrado em 1972.

Gráfico 8 - Precipitação anual média da Bacia do Rio Aguapeí (1948 - 2010)



Fonte: Adaptado de Andrade (2014).

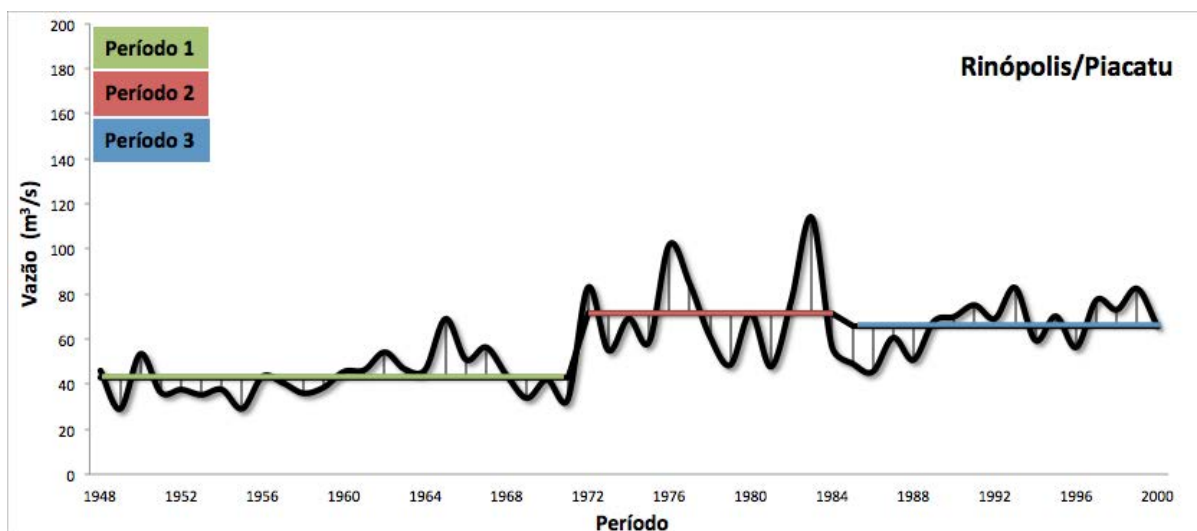
De acordo com Ibisate, Ollero e Díaz (2011, p. 171, tradução nossa¹⁴) “o regime de chuvas, o tipo de precipitação, os eventos extremos e a frequência e a magnitude das tempestades e secas determinam a descarga do canal e sua capacidade erosiva” e este modo a influência do clima sobre a morfodinâmica do canal reside nas mudanças que promove no regime hidrológico do rio.

5.5.1.1 O regime hidrológico do Rio Aguapeí

A vazão média anual dos dados de uma estação fluviométrica logo a jusante do trecho A é exibida no Gráfico 9.

¹⁴ “rainfall regime, type of precipitation, extreme events, frequency and magnitude of rainstorm and droughts all determine flow generation and erosion capacity”

Gráfico 9 - Variabilidade da descarga média anual no trecho A (1948-2000)



Fonte: DAEE-SP. Organizado pelo autor.

Com base em sua análise, constatou-se a definição de três períodos hidrológicos do Rio Aguapeí, sendo estes previamente estabelecidos por Andrade (2014) para outras estações fluviométricas deste mesmo rio, por meio de observações do comportamento da vazão ao longo do tempo, como as variações na magnitude, frequência e periodicidade dos eventos.

O período 1 (1948-1971) apresentou os valores mais baixos de toda a série histórica. O período 2 (1972-1984) marca o início de uma significativa mudança na magnitude das vazões. O elevado desvio padrão e o coeficiente de variação para a média deste período (Tabela 4) advêm da maior variabilidade e frequência dos eventos extremos de vazão, tanto para as máximas quanto às mínimas de toda a série histórica. O período 3 (1985-2000), por sua vez, apresentou uma vazão média elevada (Tabela 4), entretanto, o seu baixo coeficiente de variação reflete uma redução potencial nos eventos extremos de vazão em relação à média do período.

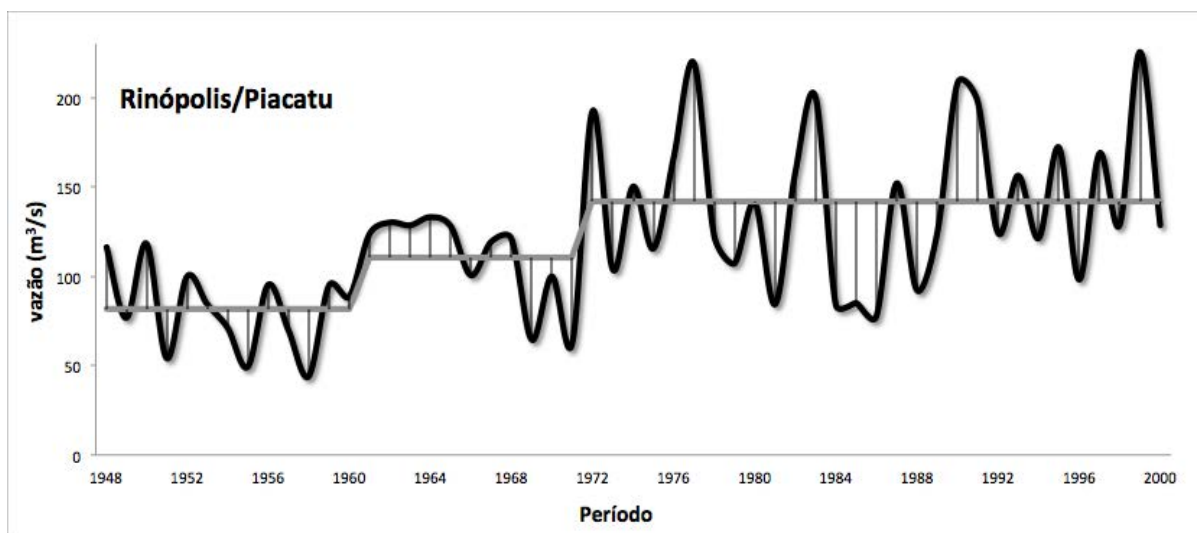
Tabela 4 - Características da descarga média anual para cada período hidrológico do Rio Aguapeí

Períodos	Vazão média anual	Desvio Padrão	Coeficiente de variação (%)
1	42,9	9,3	21,8
2	71,4	20,3	28,4
3	65,9	17,5	17,3

Fonte: Elaborado pela autora.

Hooke (2006) destaca a gama de trabalhos na Geomorfologia Fluvial que documentam o impacto das vazões de enchente na morfologia do canal. A vazão máxima registrada em cada ano da série histórica em questão pode ser visualizada no Gráfico 10. Constatou-se a ocorrência de cinco vazões excepcionais, ocorridas nos anos de 1972, 1977, 1983, 1990 e 1999.

Gráfico 10 - Vazões de pico do Rio Aguapeí (1948-2000)



Fonte: Elaborado pela autora.

Adverte-se que a compreensão do regime hidrológico do rio ao longo de uma série histórica deve perpassar pelo reconhecimento da sensibilidade das vazões às anomalias e mudanças climáticas (GENTA; PEREZ-IRIBARREN; MECHOSO, 1998), as quais podem estar associadas a fenômenos climáticos de escala global.

Nesse viés, estudos com vistas à análise dos regimes hidrológicos de outros rios tropicais podem trazer evidências acerca da natureza e da escala dos fenômenos climáticos que comandam o regime hidrológico do Rio Aguapeí.

Genta, Perez-Iribarren e Mechoso (1998), ao examinarem os registros de vazões correspondentes a quatro grandes rios localizados no sudeste da América do Sul – Uruguai, Negro, Paraná e Paraguai –, ao longo da série histórica 1901-1995, identificaram a existência de dois importantes períodos de vazões com elevada magnitude: o período I, de 1901 a 1940; e o período II, de 1970 a 1995.

Para os referidos autores, as vazões desses rios se comportam de forma similar a um índice representante das anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Pacífico Equatorial Oriental, especialmente no que tange às vazões mínimas registradas em meados da

década de 1940, quando ocorreram as secas mais severas do século passado, no sudeste da América do Sul.

Ademais, identificou-se diferentes comportamentos das vazões dos rios Paraná e Paraguai, em comparação com os rios Uruguai e Negro. Esta divergência estaria associada, ao menos em parte, aos efeitos diversos do desflorestamento da Amazônia, o qual eleva a precipitação nas bacias hidrográficas dos rios Paraná e Paraguai e diminui a precipitação nas bacias hidrográficas dos rios Uruguai e Negro (NOBRE et al., 1991 apud GENTA; PEREZ-IRIBARREN; MECHOSO, 1998).

García e Vargas (1997) também avaliaram o regime hidrológico dos rios Uruguai, Paraná e Paraguai, ao longo de série histórica similar (1901-1992). Os autores buscavam por anos de mudança significativa nas tendências da série histórica e detectaram, assim como no trabalho supracitado, uma importante alteração na magnitude das vazões entre 1970 e 1972. Outras duas alterações, menos significativas, foram observadas nos períodos 1917-1918 e 1943-1944.

Miller e Geraski (1998) restringiram suas análises ao Rio Paraná e seus principais tributários a montante da Usina Hidrelétrica de Itaipú e, de modo similar, identificaram um aumento significativo na magnitude das vazões a partir de 1970. O referido aumento variou de 8% (Rio Paranaíba) a 45% (Rio Paranapanema), ao longo da área de estudo, sendo notória sua ampliação do setor de montante para jusante.

Mais de 40 registros pluviométricos, distribuídos ao longo da Bacia do Rio Paraná, também foram avaliados pelos autores, os quais encontraram evidências generalizadas do aumento da precipitação, também a partir de 1970. Acredita-se que tal aumento esteja relacionado às flutuações climáticas naturais de baixa frequência, as chamadas variações interdecadais, as quais estão associadas ao fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS).

A influência do ENOS nas descargas anuais dos rios Paraná, Amazonas, Nilo e Congo foi estimada por Amarasekera et al. (1997). Os resultados desse estudo mostraram que os rios Paraná e Nilo, de menores dimensões e mais distantes do Equador, estão mais fortemente correlacionados com o fenômeno ENOS do que os outros dois grandes rios equatoriais - Amazonas e Congo.

Os referidos autores advertem que a descarga anual do Rio Paraná, em particular, está claramente associada a eventos extremos de ENOS. A ocorrência de uma vazão de enchente nesse rio, com tempo de retorno de 100 anos, causada por um episódio excepcional de El

Ninõ entre 1982-1983, demonstra a teleconecção deste fenômeno para anomalias climáticas sobre a região sudeste da América do Sul (AMARASEKERA et al., 1997).

De acordo com Robertson e Mechoso (1998), na escala de tempo interanual, a precipitação na região dos rios Paraná e Paraguai é conhecida por estar relacionada ao fenômeno ENOS. Entretanto, em uma escala decadal, correspondente à componente cíclica que caracteriza as vazões desses rios, não se pode atribuir o comportamento da vazão ao referido fenômeno.

O aumento das vazões dos rios Paraná e Paraguai, em escala decadal, estaria associado a anomalias negativas de TSM no Atlântico Norte tropical. Um possível modo de influência do Atlântico Norte no sudeste da América do Sul é via variabilidade decadal do sistema de monção de verão, e o fluxo de umidade para o sul associado aos jatos de baixos níveis ao leste dos Andes (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997 apud ROBERTSON; MECHOSO, 1998).

Ainda no que tange à influência do ENOS na América do Sul, Ropelewski e Halpert (1996 apud COLLISCHONN; TUCCI; CLARKE, 2001) advertem que a correlação negativa entre a precipitação e o ENOS, situada ao norte da América do Sul, diminui em direção ao sul do continente, ao passo que a correlação positiva entre a precipitação e o ENOS, característica do sudeste da América do Sul, diminui em direção ao norte. Assim, sugere-se a existência de uma zona de transição entre as latitudes 10° S a 25° S, na qual a influência do ENOS é atenuada.

Em conformidade com tais premissas estão os trabalhos de Grimm et al. (1998), os quais demonstraram que, no Centro-Oeste do Brasil (região inserida na zona de transição), o impacto de eventos El Ninõ é de razoável variabilidade espacial e temporal, não havendo períodos longos, com anomalias consistentes, em uma área contínua.

O Rio Aguapeí também se insere na referida zona de transição. Não obstante, as maiores vazões de pico mensais de sua série histórica, ocorridas nos anos 1972, 1977, 1983 e 1990, são consoantes às ocorrências do fenômeno ENOS em sua fase quente (El Ninõ) (Figura 35). A única exceção é a vazão de pico mais elevada da série histórica (225,40 mm), registrada em 1999.

Com base em tais evidências, pressupõe-se que o aumento na magnitude das vazões do Rio Aguapeí, a partir de 1970, esteja associado à ocorrência dos eventos de El Nino, à época. Até mesmo o evento extremo de vazão de 1999 pode ser resposta ao El Ninõ de forte intensidade ocorrido entre 1997-1998.

Figura 35 - Anos de ocorrência registrada do fenômeno El Niño

1877 - 1878	1888 - 1889	1896 - 1897	1899	1902 - 1903	1905 - 1906
1911 - 1912	1913 - 1914	1918 - 1919	1923	1925 - 1926	1932
1939 - 1941	1946 - 1947	1951	1953	1957 - 1959	1963
1965 - 1966	1968 - 1970	1972 - 1973*	1976 - 1977*	1977 - 1978	1979 - 1980
1982 - 1983*	1986 - 1988	1990 - 1993*	1994 - 1995	1997 - 1998	2002 - 2003
2004 - 2005	2006 - 2007	2009 - 2010	-	-	-

Intensidade: Forte ■ Moderada ■ Fraca ■

* Anos correspondentes às mais elevadas vazões mensais da série histórica do Rio Aguapeí.

Fonte: Adaptado de CPTEC/INPE (2015).

O trabalho de Amarasekera et al. (1997) corrobora com tal afirmativa, ao relatar a existência de correlação positiva entre a fase quente do ENOS e a descarga do Rio Paraná, particularmente no caso de eventos extremos.

Adverte-se que a inexistência de uma série histórica mais extensa, contemplando dados do início do século passado ou, ainda, dos anos mais recentes, dificulta a identificação de outros períodos de mudança ou padrões cíclicos no regime hidrológico do Rio Aguapeí, os quais podem estar associados a outros fenômenos climáticos em escalas distintas, já identificados para os rios Paraná e Paraguai (GENTA; PEREZ-IRIBARREN; MECHOSO, 1998; ROBERTSON; MECHOSO, 1998).

Contudo os resultados obtidos na presente pesquisa dão suporte a outros estudos hidrológicos e climáticos do sul e sudeste do continente Sul-Americano (NACHTSHEIM; MECHOSO; CASSANO; SODRÉ; MACHADO; KAVISKI, 1998; AMARASEKERA et al., 1997; COLLISCHONN; TUCCI; CLARKE, 2001), no que diz respeito às vazões moderadas em meados do século passado (1940-1960) e à mudança na magnitude das vazões a partir da década de 1970. Nesse viés, sugere-se que o comportamento da vazão do Rio Aguapeí, ao longo da série histórica em questão, seja reflexo da variabilidade do sistema climático em grande escala.

Por fim, a análise do regime hidrológico do Rio Aguapeí permite inferir que as transformações observadas na morfologia do canal, nos cenários posteriores a 1962, são resultantes das referidas mudanças na magnitude das vazões a partir de 1970.

Deve-se ressaltar, ainda, que a maior vazão de pico da série histórica, registrada em janeiro de 1999 (225,40 m³/s), não é consoante à ocorrência das principais mudanças morfológicas do canal, as quais já eram observadas em 1986 no trecho A e em 1979 no trecho B (Tabelas 2 e 3).

Acredita-se que a primeira vazão excepcional, ocorrida em 1972, tenha sido a principal responsável pelas grandes mudanças geomórficas observadas. Ademais, a ocorrência de vazões subsequentes, de magnitude aproximada – 1977, 1983, 1990 e 1999 –, não permitiu que o canal retomasse sua morfologia original. Desse modo, no cenário de 2010, o canal ainda estava amplamente ajustado às referidas vazões excepcionais, apresentando, assim, mudanças muito mais sutis quando comparadas às do cenário anterior.

Tal situação se enquadra nas premissas de Kochel (1988), Newson (1980) e Beven (1981), os quais constataram que a resposta do canal às vazões de enchente de mesma magnitude e frequência pode variar amplamente em função da ordenação temporal dos eventos.

Apesar da precipitação ser a grande explicação para as mudanças observadas na morfologia dos trechos A e B do Rio Aguapeí, Andrade (2014), ao aplicar correlações lineares do tipo Pearson, identificou a existência de correlação insignificante entre a precipitação a montante e a descarga registrada na estação fluviométrica em análise no presente estudo (Rinópolis/Piacatu). De acordo com a metodologia adotada pela autora, os dados mostrariam uma alta correlação se $R^2 \geq 0,7$ e $r \geq 0,7$ no entanto o r^2 variou entre 0,018 - 0,063 e o R entre 0,11 - 0,19.

A baixa correlação entre as referidas variáveis evidencia a complexidade do sistema. Ademais, denota a existência de outros controles da morfologia do canal, como a ação humana pelo desmatamento das áreas da bacia hidrográfica, os quais podem estar influenciando sobre as características do escoamento que chega aos rios.

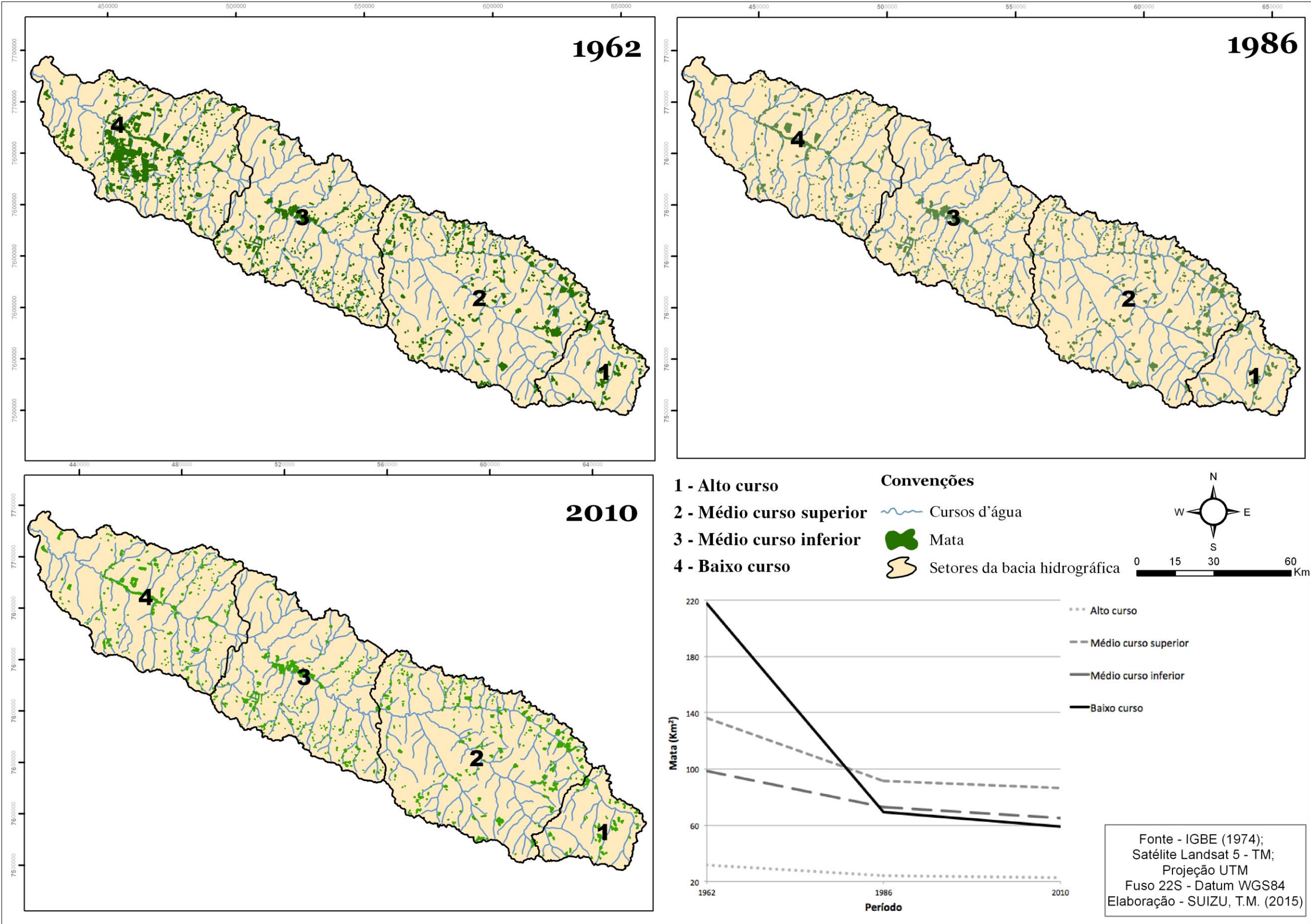
5.5.2 As mudanças na cobertura vegetal

O levantamento das áreas de mata da Bacia do Rio Aguapeí apresentou mudanças significativas ao longo dos três cenários em análise – 1962, 1986 e 2010 (Figura 36). Em 1962, as áreas a montante do trecho A eram ocupadas por 171,45 km² de mata, as quais foram reduzidas para 118,2 km² em 1986, e 111,76 km² em 2010.

De acordo com Brooks et al. (1991), a remoção da vegetação, ou a conversão de plantas com altas perdas anuais de transpiração e interceptação para aquelas com baixas perdas, pode aumentar a magnitude das vazões de pico.

Além disso, o aumento da produção de sedimentos, fruto da erosão dos solos causada pelo desmatamento, define mudanças morfológicas no rio. A carga sedimentar excedente gera

Figura 36 - Áreas de mata da Bacia do Rio Aguapeí nos anos de 1962, 1986 e 2010

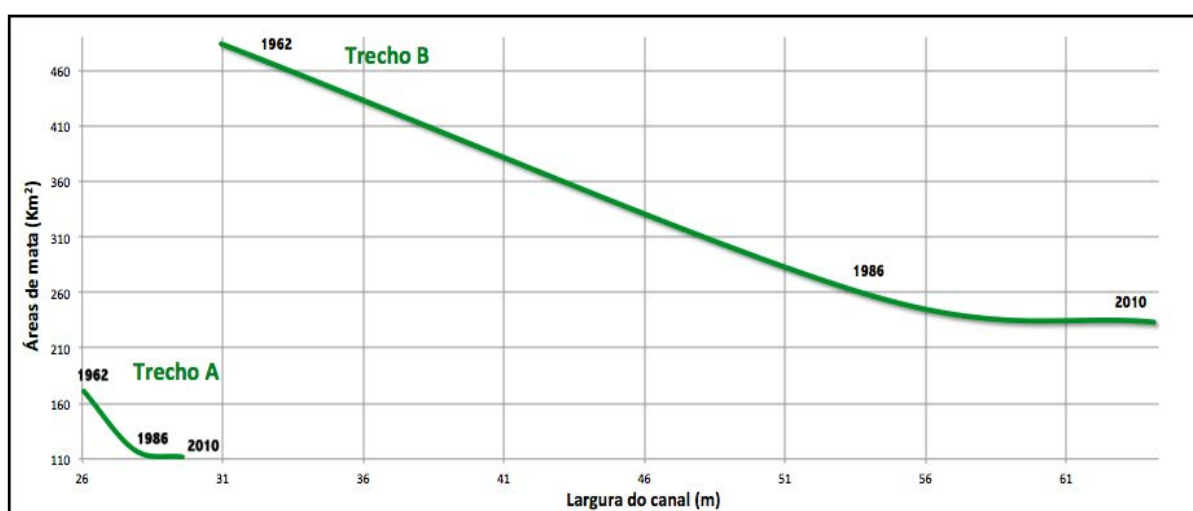


o abandono dos meandros a fim de ampliar a capacidade do canal, já que a sinuosidade excessiva tende a reduzir o gradiente e, nestas condições, a vazão não é capaz de transportar a nova demanda de sedimentos (KNIGHTON, 1998). Ademais, o próprio aumento na sedimentação promove o alargamento do canal.

Torna-se evidente a possível influência do desmatamento nas alterações da vazão e da morfologia do canal do Rio Aguapeí. Ressalta-se, todavia, que o uso da terra e suas práticas não ocorrem de forma sincrônica e contínua ao longo da bacia hidrográfica. Assim, deve-se enfatizar os complexos efeitos do escoamento e da produção de sedimentos ao longo do canal (HOOKE; REDMOND, 1992).

A correlação linear estabelecida entre a largura do canal e o desmatamento (Gráfico 11) mostrou que as mudanças ocorridas nos trechos A e B são de mesma natureza, no entanto, suas magnitudes são notavelmente distintas. Ao longo do tempo, a largura do canal passou de 25,94m para 29,46m no trecho A, ao passo que no trecho B dobrou em tamanho, de 30,83m de largura em 1962 para 64,02m em 2010.

Gráfico 11 - Correlação linear entre a largura do canal nos trechos A e B e o desmatamento das áreas a montante (1962-2010)



Fonte: Elaborado pela autora.

Para Knighton (1998, p. 297, tradução nossa¹⁵) “a magnitude absoluta das cheias geralmente aumenta em direção à jusante, portanto, é de se esperar que haja variabilidade espacial do impacto de grandes inundações”. Contudo, adverte-se para a ocorrência das áreas

¹⁵ “absolute flood magnitude generally increases with distance downstream. Spatial variability in the impact of major floods can therefore be expected”.

mais significativamente desmatadas, logo a montante do trecho B. A análise da Figura 36 evidencia que tais áreas encontram-se localizadas à margem esquerda do baixo curso, o qual variou de 217,48 km² de mata em 1962 para 59,02 km² em 2010.

Nesse viés, acredita-se que a ação antrópica descontínua na bacia hidrográfica tenha provocado alterações pontuais no fornecimento de água e sedimentos ao canal. Em consequência disso, a heterogeneidade longitudinal das morfologias, própria à natureza do sistema, foi intensificada.

5.5.3 O limiar intrínseco ao sistema

De acordo com Hooke e Redmond (1992), evidências históricas mostram que uma vez ultrapassado certo limiar, o canal torna-se bastante instável e, em consequência, haverá respostas complexas em sua morfologia. Para os referidos autores, esses limiares são intrínsecos à natureza do sistema, sendo parte de uma sequência autogênica de evolução dos meandros. As observações realizadas em um trecho do Rio Bollin – Inglaterra ilustram tal conjectura:

Atualmente, em um trecho deste rio, característico por seus meandros di agantes [...] está ocorrendo o abandono dos meandros e se as mudanças ao longo dos últimos 10-20 anos forem mensuradas, uma nítida diminuição na sinuosidade será observada. Entretanto, se a sequência a longo prazo (a partir de 1840) for compilada, se verificará que houve um aumento gradual da sinuosidade até os dias atuais. Também é possível verificar que a taxa de mudança do canal tem aumentado. Assim, o abandono dos meandros nos últimos anos se deve ao alcance do estágio máximo de desenvolvimento das curvas, de tal modo que as mesmas se intersectam. (HOOKE; REDMOND, 1992, p. 568, tradução nossa¹⁶).

A partir de tais constatações, pode-se aventar que outra possível causa das mudanças observadas na morfologia dos trechos A e B do Rio Aguapeí seja o alcance do limiar intrínseco à forma dos meandros.

As elevadas sinuosidade (2.4) e frequência de meandros de curvatura entre 2 - 3 permitem caracterizar o trecho B como setor altamente instável do rio, no cenário de 1962. Desse modo, a ocorrência de meandros abandonados pelo corte do pedúnculo (*neck cut-off*), e

¹⁶ *At present, in a reach of this active and freely meandering river [...] cut-offs are occurring, and if the changes over the past 10-20 years are measured then a net decrease in sinuosity is seen. However, if the long term sequence from 1840 is compiled, then it is seen that there has been a gradual increase in sinuosity until recently. It is also seen that the rate of change has increased. Cut-offs have taken place in recent years as the bends have reached the stage of development such that they intersect.*

a queda significativa da sinuosidade (1.79), no cenário posterior, permitem inferir que os meandros desse trecho evoluíram de forma a exceder o seu limiar intrínseco.

O trecho A, por sua vez, apresentou sinuosidade inicial de 1.66, o que denota uma situação relativamente estável da forma do canal. Nesse viés, não se pode atribuir suas mudanças morfológicas, em sua totalidade, ao alcance do estágio máximo de desenvolvimento das curvas. Assim, acredita-se que o aumento da vazão, a partir de 1970, possa ter interrompido a sequência evolutiva dos meandros em questão, os quais se caracterizaram pelo decréscimo gradual da sinuosidade de um cenário para o outro (1.66 – 1.52 – 1.43).

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A avaliação dos principais atributos do meio físico da bacia hidrográfica do Rio Aguapeí, junto ao seu curso principal, relevou o controle imposto por esses sobre a forma de seu perfil longitudinal.

A análise do perfil de equilíbrio e a aplicação do índice RDE forneceram subsídios para a identificação e análise pontual da intensidade de tais controles na definição de um comportamento anômalo da forma do perfil longitudinal. Houve a constatação de três anomalias. As anomalias localizadas no alto curso e nos trechos finais do médio-curso inferior estão relacionadas à resistência ao entalhamento fluvial das rochas areníticas da Formação Marília e basálticas da Formação Serra Geral, respectivamente, gerando erosão diferencial nestes setores. Já a anomalia encontrada no médio-curso superior se deve ao controle da drenagem exercido por feições litoestruturais, como falhas e feixes de lineamentos de direção WNW.

De modo a compreender a resposta geomórfica do canal no ajuste às referidas anomalias, foi estabelecida uma análise regressiva do gradiente do vale do Rio Aguapeí com seu índice de sinuosidade. O resultado foi uma correlação predominantemente negativa entre essas variáveis, o que denota um comportamento anômalo da forma do canal em planta, se considerados os modelos propostos por Schumm e Khan (1972) e Schumm et al. (1972).

Atribuiu-se a singularidade de tal resultado às variações longitudinais da litologia que compõe o leito do Rio Aguapeí. Ademais, observou-se que as formações Marília e Serra Geral, as quais configuram os setores de mais elevado gradiente ao longo do canal, impedem o livre desenvolvimento dos meandros, por serem mais resistentes à erosão fluvial.

Em se tratando do desenvolvimento dos meandros, uma análise em escala de detalhe de dois trechos selecionados permitiu a identificação dos ajustes morfológicos ocorridos nos meandros do Rio Aguapeí ao longo de três cenários – 1962, 1979/1986, 2010. A aplicação do modelo de curvatura (r_c/l) e migração do canal nos trechos A (1962-1986) e B (1962-1979), exibiu resultados comumente relatados na literatura, os quais são semelhantes ao modelo conceitual inicialmente proposto por Hickin (1977).

Entretanto, nos cenários posteriores (1979/1986-2010), o modelo sofreu alterações nesse padrão, com as mais altas taxas de migração ocorrendo em $r_c/l \sim 2.0$. Mudanças também foram observadas na magnitude das taxas de migração do canal e na frequência das curvas. A elevada ocorrência de meandros abandonados, associada à diminuição da sinuosidade do canal, indicou que tais mudanças podem refletir alterações no regime hidrológico do rio.

Dados da série histórica de vazão (1948-2000) evidenciaram mudanças cruciais no regime hidrológico do Rio Aguapeí, a partir da década de 1970. Tais mudanças foram atribuídas em parte ao fenômeno climático El Niño, já que os registros de seus episódios são concomitantes à ocorrência das vazões excepcionais, que marcam a série histórica a partir da referida década. Ademais, acredita-se que o comportamento geral da vazão seja reflexo da variabilidade do sistema climático em grande escala, já que os resultados obtidos na presente pesquisa dão suporte a outros estudos hidrológicos e climáticos do subcontinente Sul-Americano.

Ainda no que tange às alterações morfológicas do rio, o estabelecimento de uma correlação linear entre a largura do canal e os dados de desmatamento da bacia hidrográfica revelou alterações muito maiores no trecho B, quando comparado ao trecho A. Possivelmente, isso ocorra em razão da heterogeneidade espacial deste tipo de uso da terra, interferindo de forma desigual no escoamento e na produção dos sedimentos que atingem cada trecho do canal e, desse modo, acentuando a heterogeneidade longitudinal inerente ao sistema. A ocorrência das áreas mais significativamente desmatadas, logo a montante do trecho B, corroborou com tal afirmativa.

As medições fluviométricas na foz do Rio Aguapeí revelariam as mudanças temporais da descarga, responsáveis pelos ajustes morfológicos ocorridos no trecho B. A falta destes dados representou uma adversidade para o desenvolvimento da presente pesquisa, mas também deve ser vista como um obstáculo aos órgãos competentes, na realização de medidas pontuais para o manejo correto desse sistema, altamente sensível e complexo.

Por fim, pode-se aventar outra possível causa das mudanças observadas na morfologia dos meandros: o alcance do limiar intrínseco ao sistema. O caráter instável das morfologias do trecho B em 1962, bem como as profundas mudanças observadas no cenário posterior, permitem inferir que os meandros desse trecho evoluíram de modo a exceder o seu limiar intrínseco. Entretanto, no caso do trecho A, acredita-se que o aumento da vazão, a partir de 1970, possa ter interrompido a sequência evolutiva de seus meandros.

O conceito de limiar intrínseco dos sistemas geomórficos permite inferir que, toda vez que um meandro é abandonado, dá-se espaço para o surgimento de um novo, o qual irá se desenvolver até o ponto em que também seja abandonado. Todavia, deve-se ter em mente que os meandros são, em sua natureza, o modo pelo qual o rio ajusta a taxa de energia despendida ao longo do canal e sua habilidade em transportar sedimentos. Dessa forma, qualquer alteração nos controles do sistema fluvial, seja ela de ordem climática ou antrópica, resultará em nova morfodinâmica dos meandros, a qual poderá regredir ou acelerar a sequência evolutiva intrínseca à natureza desse tipo de canal.

REFERÊNCIAS

AMARASEKERA, K. N. et al. ENSO and the natural variability of flow of tropical rivers. **Journal of Hydrology**, v. 200, p. 24-39, 1997.

ANDRADE, L. F. **Análise espaço-temporal do escoamento fluvial nas bacias hidrográficas dos rios Aguapeí e Peixe, Oeste Paulista, Brasil**. 2014. 135 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente, 2014.

BABOO, S.; DEVI, R. Geometric Correction in recent high resolution satellite imagery: A case study in Coimbatore, Tamil Nadu. **International Journal of Computer Applications**, v. 14, n. 1, p. 32-37, 2011.

SANTOS, S. N. T. J. Circulação atmosférica no extremo oeste paulista. **Boletim Climatológico**, Presidente Prudente, v. 1, n. 1, p. 8-9, mar. 1996.

BEVEN, K. The effect of ordering on the geomorphic effectiveness of hydrologic events. In: **EROSION AND SEDIMENT TRANSPORT IN PACIFIC RIM STEEPLANDS**. 1981, Christchurch (NZ). **Proceedings...** Wallingford, UK: I.A.H.S., publicação nº 132, 1981. p. 510-523.

BIEDENHARN, D. S. et al. Relationship between channel migration and radius of curvature on the Red River. In: WANG, S. Y. (Ed.). **International Symposium on Sediment transport modeling**. ... Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers, 1989. p. 536-541.

BOSCH, J. M.; HEWLETT, J. D. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, v. 55, p. 2-23, 1982.

BRICE, J. C. **Airphoto interpretation of the form and behaviour of alluvial rivers**. Final Report, US Army Research Office, 1975.

BROOKS, A. P.; BRIERLEY, G. J. Geomorphic responses of lower Bega River to catchment disturbance, 1851-1926. **Geomorphology**, v. 18, p. 291-304, 1997.

BROOKS, K. N. et al. **Hydrology and the management of watersheds**. Ames: Iowa State University Press, 1991.

BURBANK, D. W.; ANDERSON, R.S. **Tectonic Geomorphology**. Blackwell, Oxford, UK, 2001.

CAMPOREALE, C.; PERUCCA, E.; RIDOLFI, L. Significance of cutoff in meandering river dynamics. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, p. 1-11, 2008.

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS – CPTEC / INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS - INPE. **El Niño e La Niña**. 2015. Disponível em: <<http://enos.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 29 jun. 2015.

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. London: Routledge, 2008.

CHORLEY, R. J. A. Geomorfologia e a teoria dos sistemas gerais. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 11, n. 21, p. 3-22, 1971.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher; Ed. da Universidade de São Paulo, 1974.

_____. **Geomorfologia fluvial**. São Paulo: Edgard Blucher, 1981.

_____. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgar Blücher, 1999.

COLES, D. R.; KLINGEMAN, P. C. Channel avulsion dynamics in meandering rivers. In: WORLD ENVIRONMENTAL AND WATER RESOURCES CONGRESS: WATER WITHOUT BORDERS. 2014, Portland - Oregon. **P** ... Portland: ASCE, 2014. p. 1475-1485.

COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M.; CLARKE, R. T. Further evidence of changes in the hydrological regime of the River Paraguay: part of a wider phenomenon of climate change? **Journal of Hydrology**, v. 245, p. 218-238, 2001.

CULLING, W. E. H. Multicyclic streams and the equilibrium theory of grade. **The Journal of Geology**, v. 65, p. 259-274, 1957.

DUNNE, T.; LEOPOLD, L. B. **Water in environmental planning**. New York: W. H. Freeman and Company, 1978.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Brasília: SPI/CNPS, 1999.

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).

EXELIS. **ENVI Classic Tutorial: Classification Methods**. 2014. Disponível em: <http://www.exelisvis.com/portals/0/pdfs/envi/Classification_Methods.pdf>. Acesso em: 08 fev. 2015.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 4, p. 717-728, dez. 2000.

FISK, H. N. **Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River**. U.S. Department of the Army, Mississippi River Commission, 1944. 78p.

FUJITA, R. H. **O perfil longitudinal do rio Ivaí e sua relação com a dinâmica de fluxos**. 2009. 98 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2009.

GARCÍA, N. O.; VARGAS, W. M. The temporal climatic variability in the Rio dela Plata Basin displayed by the river discharges. **Climatic Change**, v. 38 , p. 359-379,1997.

GENTA, J. L.; PEREZ-IRIBARREN, G.; MECHOSO, C. R. A recent increasing trend in the stream flow of rivers in southeastern South America. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2858-2862, 1998.

GREGORY, K. J.; PARK, C. Adjustment of river channel capacity downstream from a reservoir. **Water Resources Research**, v. 10, n. 4, p. 870-873, 1974.

GREGORY, K. J.; WALLING, D. E. **Drainage Basin Form and Process: A Geomorphological Approach**. London: Edward Arnold, 1973.

GRIMM, A. M. et al. Há impacto significativo de eventos El Niño e La Niña no Centro-Oeste do Brasil? In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, SOCIEDADE BRASILEIRA DE METEOROLOGIA, X., 1998, Brasília-DF. **Anais...** Brasília: SBMET, 1998. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/13-aea68303e4d16ea08b9bcda865331c32.pdf>>. Acesso em: 29 jun. 2015.

GUEDES, I. C. et al. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do Rio Santo Anastácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Revista UnG Geociências**, Guarulhos (SP), v. 5, n. 1, p. 75-102, 2006.

GUEDES, I. C. **Aplicação de análise flúvio-morfométrica na bacia hidrográfica do rio Santo Anastácio - SP para detecção de deformações neotectônicas**. 2008. 129 f. Dissertação (Mestrado em Análise Geoambiental) – Universidade Guarulhos, 2008.

GUPTA, A. Large floods as geomorphic events in the humid tropics. In: BAKER, V. R.; KOCHER, R. C.; PATTON, P. C. (Eds.). **Flood geomorphology**. New York: Wiley, 1988. p. 301-320.

_____. **Tropical geomorphology**. New York: Cambridge University Press, 2011.

HACK, J. T. 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.

HACK, J. T.; GOODLETT, J. C. Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the central Appalachians. **U.S. Geological Survey**, Professional Paper 347, 1960. 66 p.

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. Hydraulic factors controlling channel migration. In: DAVIDSON- ARNOTT, R.; NICKLING, W. (Eds.). **Research into Fluvial Systems**. Norwich: Geo Abstracts, 1977. p. 59-66.

_____. The development of meanders in natural river channels. **American Journal of Science**, v. 274, p. 414-442, 1974.

_____. **Mapa geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: IPT, 1981b. v. 2 (IPT, Monografia 6, Pub.1184). 1 mapa. Escala 1:500.000.

KNIGHTON, A. D. **Fluvial forms and processes: A new perspective**. London: Arnold, 1998.

_____. **Fluvial forms and processes**. London: Edward Arnold, 1984.

KOCHEL, R. C. Geomorphic impact of large floods: review and new perspectives on magnitude and frequency. In: BAKER, V. R.; KOCHEL, R. C.; PATTON, P. C. (Eds.). **Flood geomorphology**. New York: Wiley, 1988. p. 169-187.

KÖPPEN, W.; GEIGER, R. **Klimate der Erde**. Gotha: Klett-Perthes, 1954. Escala 1:16.000.000.

LELIAVSKY, S. **An introduction to fluvial hydraulics**. London: Constable and Co., 1955.

LEOPOLD, L. B. **A view of the river**. Cambridge: Harvard University Press, 1994.

LEOPOLD, L. B.; LANGBEIN, W. B. The concept of entropy in landscape evolution. **U.S. Geological Survey**, Professional Paper 500-A, p. 1-20, 1962.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. River channel pattern, Braided, Meandering and Straight. **U. S. Geological Survey**, Professional paper 282-B, p. 39-84, 1957.

_____. River meanders. **Geological Society of America Bulletin**, v. 71, n. 6, p. 769-793, 1960.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: W. H. Freeman and Co., 1964.

LEWIS, G. W.; LEWIN, J. Alluvial cutoffs in Wales and the Borderlands. In: COLLINSON, J. D.; LEWIN, J. (Eds.). **Modern and ancient fluvial systems**. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1983. p. 145-154. (Special Publication 6 of the International Association of Sedimentologists).

LIMA, A. G. **Controle geológico e hidráulico na morfologia do perfil longitudinal em rio sobre rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral no Estado do Paraná**. 2009. 219 f. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2009.

_____. Erosão fluvial sobre rochas vulcânicas: algumas inferências a partir de segmentos côncavos de perfis longitudinais. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 42, p. 34-41, 2012.

MACKIN, J. H. Concept of the Graded River. **Geological Society of America Bulletin**, v. 59, n. 5, p. 463-512, 1948.

McKEOWN, F. A. et al. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. **U. S. Geological Survey Bulletin**, Denver, n. 1807, p. 1-39, 1988.

MIALL, A. D. A review of the braided river depositional environment. **Earth Science Reviews**, v. 13, p. 1-62, 1977.

MORISAWA, M. **Streams: their Dynamics and Morphology**. New York: McGraw-Hill, 1968.

MONBEIG, P. 1984. **Pioneiros e fazendeiros de São Paulo**. São Paulo: HUCITEC, Polis. 392p.

MOSLEY, M. P. Channel changes on the River Bollin, Cheshire, 1872-1973. **East Midland Geographer**, v. 6, p. 185-199, 1975.

MÜLLER, I. I.; KRÜGER, C. M.; KAVISKI, E. Análise de estacionariedade de séries hidrológicas na bacia incremental de Itaipu. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre - RS, v. 3, n. 4, p. 51-71, 1998.

NANSON, G. C.; HICKIN, E. J. A statistical analysis of river-bend migration in western Canada. **Geological Society of America Bulletin**, v. 97, p. 497-504, 1986.

_____. Channel migration and incision on the Beatton river. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 109, n. 3, p. 327-337, 1983.

NEWSON, M. The geomorphological effectiveness of floods - a contribution estimated by two recent events in mid-Wales. **Earth Surface Processes**, v. 5, p. 1-16, 1980.

OSAKO, L. S.; AMARAL, G. Extração de informações espectrais do Landsat-5/TM na Província Uranífera de Lagoa Real (BA). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, IX., 1998, Santos-SP. **Anais...** Santos: INPE, 1998. p. 431-441.

PARKER, G. On the cause and characteristic scales of meandering and braiding in rivers. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 76, p. 457-480, 1976.

PETTS, G. E. Complex response of river channel morphology subsequent to reservoir construction. **Progress in Physical Geography**, v. 3, n. 3, p. 329-362, 1979.

PHILLIPS, J. D.; LUTZ, J. D. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. **Geomorphology**, v. 2, n. 34, p. 554-566, 2008.

PIÉGAY, H.; SCHUMM, S. A. System approaches in fluvial geomorphology. In: KONDOLF, G. M.; PIÉGAY, H. (Eds.). **Tools in fluvial geomorphology**. Chichester: Wiley, 2003. p. 105-134.

POFF, N. L. et al. The Natural Flow Regime: A paradigm for river conservation and restoration. **BioScience**, v. 47, n. 11, p. 769-784, dez. 1997.

PORTO, D. R. et al. Análise morfotectônica da bacia hidrográfica do Rio Aguapeí, Planalto Ocidental Paulista, mediante fluviomorfometria e fotointerpretação. **Geociências**, São Paulo, v. 32, n. 2, p. 227-246, 2013.

RICHARDS, K. S. **Rivers: Form and Process in Alluvial Channels**. Edward Arnold, London, 1982.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern South America. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2570-2581, 1998.

ROSA, L.; ALVES, M. de C.; SANCHES, L. Uso de composições de bandas do satélite Landsat 5 TM para caracterizar a dinâmica da variação de áreas alagadas no Pantanal mato-grossense. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, XV., 2011, Curitiba. **Anais...** Curitiba: INPE, 2011. p. 5292-5299.

ROSGEN, D. L. A classification of natural rivers. **Catena**, v. 22, p. 169-199, 1994.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: FAPESP, 1997. 1 mapa. Escala 1:500.000.

SANTOS, H. G.; ZARONI, M. J.; ALMEIDA, E. P. Neossolos Flúvicos. **AGEITEC - Agência Embrapa de Informação Tecnológica**. Disponível em: <http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/solos_tropicais/arvore/CONT000gn230xho02wx5ok0liq1mqfveqah8.html#>. Acesso em: 06 maio 2014.

SANTOS, H. G.; ZARONI, M. J.; ALMEIDA, E. P. Neossolos Flúvicos. **AGEITEC - Agência Embrapa de Informação Tecnológica**. Disponível em: <http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/solos_tropicais/arvore/CONT000gn230xho02wx5ok0liq1mqfveqah8.html#>. Acesso em: 06 maio 2014.

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-22-X-C (Araçatuba). Escala 1:250.000.

_____. Secretaria de Obras e Meio Ambiente. DAEE; Unesp. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo, 1982b. 1 mapa da Folha SF-22-Z-B (Bauru). Escala 1:250.000.

_____. Secretaria de Obras e Meio Ambiente. DAEE; Unesp. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo, 1982c. 1 mapa da Folha SF-22-V-D (Dracena). Escala 1:250.000.

_____. Secretaria de Obras e Meio Ambiente. DAEE; Unesp. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo, 1982d. 1 mapa da Folha SF-22-Z-A (Marília). Escala 1:250.000.

_____. Secretaria do Meio Ambiente/Instituto Florestal. **Inventário florestal da vegetação natural do Estado de São Paulo**. 2005. Disponível em: <<http://www.iflorestal.sp.gov.br/sifesp/publicacoes.html>>. Acesso em: 23 jul. 2015.

SCHUMM, S. A. Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In: MORISAWA, M. (Ed.). **Fluvial Geomorphology**. London: George Allen and Unwin, 1973. p. 299-310.

_____. **River variability and complexity**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

_____. Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. **Geological Society of America Bulletin**, v. 74, p. 1089-1100, 1963.

_____. **The fluvial system**. New York: John Wiley & Sons, 1977.

_____. Variability of the fluvial system in space and time. In: ROSSWALL, T.; WOODMANSEE, R. G.; RISSER, P. G. (Eds.). **Scales and global change: spatial and temporal variability in biospheric and geospheric processes**. Chichester: John Wiley & Sons, 1988. p. 225-250.

SCHUMM, S. A. et al. Variability of river patterns. **Nature: Physical science**, v. 237, p. 75-76, 1972.

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

SCHUMM, S. A.; WINKLEY, B. R. (Eds.). **The variability of large alluvial rivers**. New York: American Society of Civil Engineers Press, 1994.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, p. 335-367, 1983.

SHULITS, S. Rational equation of river bed profile. **Transactions - American Geophysical Union**, v. 22, p. 622-630, 1941.

SILVA, F. P.; CHANG, H. K.; CAETANO-CHANG, M. R. Estratigrafia de subsuperfície do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. **Geociências**, São Paulo, v. 35, n. 1, p. 77-88, 2005.
SILVA, G. P. R. et al. Análise de perfis segmentados de drenagem para a avaliação morfotectônica na bacia hidrográfica do alto rio Jaguari (SP-MG). **Geociências**, São Paulo, v. 31, p. 259-271, 2012.

SLINGERLAND, R.; SMITH, N. D. River avulsions and their deposits. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 32, p. 257-285, 2004.

SNOW, R. S.; SLINGERLAND, R. L. Mathematical modelling of graded river profiles. **Geology**, v. 95, p. 15-33, 1987.

SOARES, P. C. et al. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 10, n. 3, p. 177-185, 1980.

STERNBERG, H. Untersuchungen Uber Langen-und Querprofil geschiebefuhrender Flusse. **Zeitschrift für Bauwesen XXV**, p. 483-506, 1875.

STRAHLER, A. N. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. **American Journal of Science**, v. 248, p. 800-814, nov. 1950.

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

THAKUR, B.; SCHEIDEGGER, A. E. A test for the statistical theory of meander formation. **Water Resources Research**, v. 4, p. 317-329, 1968.

WILLIAMS, G. P.; WOLMAN, M. G. Downstream effects of dams on alluvial rivers. **US Geological Survey Professional Paper**, Reston - USA, série 1286, 1984, 86p.

WOLMAN, M. G.; GERSON, R. Relative scales of time and effectiveness of climate in watershed geomorphology. **Earth Surface Processes**, v. 3, p. 189-208, 1978.

WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. **The Journal of Geology**, v. 68, p. 54-74, 1960.

XU, J. Study of overall longitudinal profile shape of alluvial rivers: an example from rivers in the Huanghuaihai Plain, China. **Zeitschrift fur Geomorphologie**, v. 35, p. 479-490, 1991.

ZANCOPÉ, M. H. C. **Análise morfodinâmica do Rio Mogi Guaçu**. 2008. 111 f. Tese (Doutorado em Ciências) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2008.

ZAVOIANU, I. **Morphometry of drainage basin**. Amsterdam: Elsevier, 1985.

ZILIANI, L; SURIAN, N. Evolutionary trajectory of channel morphology and controlling factors in a large gravel-bed river. **Geomorphology**, v. 173-174, p. 104-107, nov. 2012.