

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ
CAMPUS DE MARECHAL CÂNDIDO RONDON
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, EDUCAÇÃO E LETRAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO - MESTRADO EM GEOGRAFIA

LINDOMAR BALLER

CARACTERIZAÇÃO DE PERFIS LONGITUDINAIS DOS RIOS NAS
BACIAS HIDROGRÁFICAS DO PARANÁ III (BRASIL) E ALTO PARANÁ
(PARAGUAI)

MARECHAL CÂNDIDO RONDON
2014

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ
CAMPUS DE MARECHAL CÂNDIDO RONDON
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, EDUCAÇÃO E LETRAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO - MESTRADO EM GEOGRAFIA

LINDOMAR BALLER

CARACTERIZAÇÃO DE PERFIS LONGITUDINAIS DOS RIOS NAS
BACIAS HIDROGRÁFICAS DO PARANÁ III (BRASIL) E ALTO PARANÁ
(PARAGUAI)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia – Área de Concentração “Espaço de Fronteira: Território e Ambiente”, na linha de pesquisa: “Dinâmica e Gestão Ambiental em Zona Subtropical”, como condição obrigatória para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Oscar Vicente Quinonez Fernandez

MARECHAL CÂNDIDO RONDON
2014



unioeste

Universidade Estadual do Oeste do Paraná

Campus de Marechal Cândido Rondon - CNPJ 78680337/0003-46
Rua Pernambuco, 1777 - Centro - Cx. P. 91 - <http://www.unioeste.br>
Fone: (45) 3284-7878 - Fax: (45) 3284-7879 - CEP 85960-000
Marechal Cândido Rondon - PR.

Programa de Pós-Graduação em Geografia - Nível de Mestrado



PARANÁ
GOVERNO DO ESTADO

ATA DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM GEOGRAFIA

Aos vinte e um dias do mês de maio de 2014, às 14h00min, na sala de aula da Universidade Estadual do Oeste do Paraná - UNIOESTE, Campus de Marechal Cândido Rondon, reuniu-se, em sessão pública, a Banca Examinadora da Defesa de Dissertação de Mestrado em Geografia constituída pelos professores Dr. Oscar Vicente Quinonez Fernandez (Orientador) (UNIOESTE), Dr. Ericson Hideki Hayakawa (UNIOESTE), Dr. Adalto Gonçalves Lima (UNICENTRO) e Dr. Nelson Douhi (UNIMEO), para avaliarem o trabalho "*Caracterização de perfis longitudinais nas bacias hidrográficas do Paraná III (Brasil) e Alto Paraná (Paraguai)*", apresentado pelo pós-graduando **Lindomar Baller** para a obtenção do título de "Mestre em Geografia" do Programa de Pós-Graduação Stricto Sensu em Geografia da UNIOESTE, Campus de Marechal Cândido Rondon. Após arguição a banca examinadora considerou o trabalho APROVADO. Nada mais havendo a constar, eu Oscar Vicente Quinonez Fernandez, orientador do trabalho, lavrei a presente ata que vai assinada por mim, pelos demais membros da banca examinadora e pelo pós-graduando avaliado.

Marechal Cândido Rondon, 21 de maio de 2014.


Oscar Vicente Quinonez Fernandez
Orientador


Ericson Hideki Hayakawa
Membro


Adalto Gonçalves Lima
Membro


Nelson Douhi
Membro


Lindomar Baller
Pós-Graduando

Dedico

Aos meus pais, irmãos e sobrinhos, pelo
fato de serem realmente família.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela bolsa de estudos fornecida no momento oportuno.

Ao professor e orientador Dr. Oscar Vicente Quinonez Fernandez, pela paciência, compreensão e empenho nas orientações. Pela persistência de orientar-me desde a graduação, percorrendo até o final desta árdua etapa de conclusão do mestrado, transmitindo sua essência, com sugestões e indicações que deram um “norte” para a dissertação. Não foi somente orientador, mas também um exemplo de boa índole, sabedoria, esforço e perseverança.

A coordenação do Programa de Pós-Graduação em Geografia e ao corpo docente pelas disciplinas ministradas.

A secretária Anilise D. Dvojatzke pela busca de soluções dos problemas e dúvidas encontrados.

Aos professores Dr. Adalto Gonçalves de Lima e Dr. Ericson Hideki Hayakawa que participaram da banca da qualificação e defesa final deste trabalho, e ao professor Dr. Nelson Douhi que também foi membro da banca na defesa final. Ambos contribuíram com sugestões para sua finalização da dissertação.

Agradeço a todas as pessoas da minha família, em especial, meus pais (Oterno e Leonida Baller), irmãos (Liane, Leandro, Leocir e Lilian) e sobrinhos (Bruna, Leandro e Diogenes) que são as pessoas mais importantes para minha vida, fundamentais para minha formação como pessoa, preenchendo-me de alegrias em todos os momentos, pois sem eles nada seria possível.

A todos os amigos e colegas do mestrado, em especial ao Maicol Rafael Bade pelo auxílio na elaboração dos mapas, como também em levantamentos de dados, devido às pesquisas seguirem concomitantemente, situarem-se nas mesmas bacias hidrográficas e também na mesma linha de estudos.

A Antônio Sidnei de Moraes e Roselei Gundes Dias pela companhia e esforço nas saídas à campo, na persistente procura por cachoeiras a serem fotografadas.

Aos donos das propriedades que permitiram e indicaram o acesso aos pontos onde foram tiradas as fotografias das cachoeiras.

*“A cachoeira é a essência para exposição da
beleza natural, individual que alguns rios terão
como privilégio”.*

(Frase do Autor)

RESUMO

O trabalho apresenta as características morfométricas dos canais de drenagem, elencando discussões referentes aos perfis longitudinais. O objetivo da pesquisa é abordar as características dos perfis longitudinais dos rios pertencentes à bacia do Paraná III (Brasil) e Alto Paraná (Paraguai). Os levantamentos realizaram-se em 19 sub-bacias, sendo elaborados perfis longitudinais nos canais principais de 11 rios na bacia do Paraná III e em 8 rios na bacia do Alto Paraná. Os rios de ambas as bacias deságuam no lago de Itaipu (220 m). Os perfis longitudinais foram elaborados a partir das informações altimétrica obtidas nas cartas topográficas (escala 1:50.000) para a bacia do Paraná III e SRTM (30 m) para a bacia do Alto Paraná, com auxílio do software Global Mapper (13.0), a partir das curvas de nível com equidistância de 20 metros de altitude. Os perfis longitudinais descrevem as diferenças altimétrica dos canais (declividade m/m), caracterizando assim as anomalias de drenagem denominadas como trechos com rupturas de declive ou knickzones. Detectou-se maior declividade nos rios pertencentes à bacia do Paraná III (Brasil). Nesta bacia, a maior cota altimétrica na nascente do canal identificou-se no rio Santa Quitéria, que se situa na cota 764 m. Outros 6 canais da bacia do Paraná III possuem cotas na nascente superior a 550 m de altitude. Os demais canais possuem cotas inferiores a 440 m na nascente, sendo a menor na nascente do rio Passo-Cuê, à 305 m de altitude, situada ao extremo Sul da bacia do Paraná III. Já a maior cota na nascente dos rios da bacia do Alto Paraná (Paraguai) é de 440 m no rio Carapá, com os demais canais apresentando cotas próximas a este valor, variando até a cota mínima de 280 m na nascente do rio Pira Pyta, também ao extremo Sul da bacia. Estes dados indicam diferença altimétrica entre as margens, com maior elevação do relevo na bacia do Paraná III em relação à bacia do Alto Paraná. Devido a sua maior declividade, apresenta também, maior número de trechos com rupturas de declive, sendo identificados 25 knickzones. Na bacia do Alto Paraná identificou-se apenas oito knickzones. Na espacialização dos trechos com rupturas identificou-se maior frequência de knickzones nas unidades morfoesculturais de São Francisco e Cascavel (bacia do Paraná III), com 14 e nove trechos com rupturas respectivamente. Estas unidades apresentam grau de dissecação forte e média.

Palavras-chave: Bacia do Paraná III. Bacia do Alto Paraná. Perfil longitudinal. Anomalias de drenagem.

CHARACTERIZATION OF LONGITUDINAL PROFILES IN THE WATERSHED OF PARANÁ III (BRAZIL) AND ALTO PARANÁ (PARAGUAY)

ABSTRACT

The paper presents the morphometric characteristics of the drainage channels, listing discussions regarding longitudinal profiles. The purpose of this research is to address the characteristics of longitudinal profiles of rivers in the basin of Paraná III (Western Paraná State, Brazil) and Alto Paraná (East Paraguay). The surveys were conducted in 19 sub-basins, being drafted in the longitudinal profiles of 11 major rivers in the Paraná III in 8 channels and rivers in the Alto Paraná basin. The rivers of both basins flow into the Itaipu lake (220 m above sea level). Longitudinal profiles were compiled from the altimetric information obtained on topographical maps (1:50,000 scale) for the Paraná III basin and SRTM (30 m) for the Alto Paraná basin, with the help of the Global Mapper software (13.0), the from the contours with contour interval of 20 meters. The longitudinal profiles describe the altimetric differences of channels (slope m/m), thus characterizing the longitudinal anomalies (knickzones). Detected a higher slope in the rivers belonging to the Paraná III (Brazil). In this basin, the greatest source of altimetry in the channel identified in the river Santa Quitéria, which lies at an altitude of 764 m. Other six channels of the Paraná III have quotas in excess of 550 m altitude spring. The other channels have lower source levels at 440 m, with the smallest headspring of river Passo-cue, to 305 m above sea level, located at the southern end of the Paraná III. The highest elevation in the source of the rivers of the Alto Paraná basin (Paraguay) basin is 440 m in Carapa River, with other channels featuring near this value dimensions, ranging up to a minimum quota of 280 m at the source of river Pira Pyta, also the south end of the basin. These data indicate altimetric difference between both basin, with higher elevation relief in the Paraná III in relation to the Alto Paraná basin. Due to its higher slope also has a higher number of reach with slope ruptures, 25 knickzones being identified. In the Alto Paraná basin was identified only 8 knickzones. The spatial distribution of abrupt breaks identified a higher frequency of knickzones in two geomorphic units in the Paraná III basin: San Francisco and Cascavel with 14 and 9 knickzones respectively. Theses geomorphic units show a strong to intermediate degree of dissection.

Keywords: Paraná III basin; Alto Paraná basin; River longitudinal profiles; knickzones.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Diagrama ilustrando as complexas relações dos fatores que interagem no desenvolvimento do perfil longitudinal	18
Figura 2 -	Mudança das características de um curso de água ao longo do perfil longitudinal	21
Figura 3 -	Formas de perfis longitudinais e identificação dos pontos e trechos de ruptura.....	22
Figura 4 –	Erosão remontante alterando a posição do nível de base e do knickpoint no perfil longitudinal.....	25
Figura 5 -	Localização das bacias do Paraná III (Brasil) e Alto Paraná (Paraguai).....	29
Figura 6 -	Rede de drenagem das bacias do Paraná III e Alto Paraná	31
Figura 7 –	Compartimentação das unidades morfoesculturais das bacias do Paraná III (Brasil) e Alto Paraná (Paraguai)	34
Figura 8 –	Localização da área de estudo na Bacia Sedimentar do Paraná	37
Figura 9 -	Carta do esboço geológico da área de estudo	39
Figura 10 –	Exemplos de dois perfis longitudinais (A e B) e perfis normalizados (A' e B')	48
Figura 11 –	Cálculo do índice de concavidade num perfil longitudinal normalizado.....	49
Figura 12 –	Carta hipsométrica das bacias do Paraná III e Alto Paraná	51
Figura 13 –	Perfis longitudinais dos rios em estudo na bacia do Paraná III	52
Figura 14 –	Rio Tuturi e Arroio Guaçu. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado.....	53
Figura 15 –	Arroio Marreco e Rio São Francisco Verdadeiro. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado	54
Figura 16 –	Rupturas de declive no Rio São Francisco Verdadeiro	55
Figura 17 –	Rio Santa Quitéria e Rio São Francisco Falso Braço Norte. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado	56
Figura 18 –	Ruptura de declive no Rio Santa Quitéri	57
Figura 19–	Rupturas de declive no Rio São Francisco Falso Braço Norte	58

Figura 20 – Rio São Francisco Falso Braço Sul e Rio São Vicente. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado	59
Figura 21 – Rio Ocoi e Rio Pinto. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado.....	59
Figura 22 - Rio Passo Cuê. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado.....	60
Figura 23 - Perfis longitudinais dos rios em estudo na bacia do Alto Paraná.....	62
Figura 24 – Rio Piratí e Arroio Gazory. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado.....	63
Figura 25 – Rio Carapá e Arroio Pozuelo. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado.....	63
Figura 26 – Rio Itambey e Rio Limoy. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado.....	64
Figura 27 – Rio Itabó Guazu e Rio Pira Pyta. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado	64
Figura 28 – Distribuição geográfica dos trechos de ruptura de declive nos canais principais nas bacias em estudo	66
Figura 29 – Relação entre a extensão dos trechos com ruptura de declive e a respectiva declividade	68
Figura 30 – Associação espacial entre os trechos com rupturas de declive dos rios do Paraná III e Alto Paraná e o mapa de lineamentos estruturais (escala 1:600.000) elaborado por Athayde (2008)	70
Figura 31 - Localização dos trechos de ruptura de declive nas unidades morfoesculturais.....	71
Figura 32 - Posição altimétrica dos trechos com ruptura de declive nas bacias do Paraná III (Brasil) e Alto Paraná (Paraguai)	72

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 -	Caracterização das sub-bacias pertencentes à bacia do Paraná III (Brasil).....	32
Quadro 2 -	Caracterização das sub-bacias pertencentes a bacia do Alto Paraná (Paraguai).....	32
Quadro 3 –	Descrição das unidades morfoesculturais das bacias do Paraná III e Alto Paraná (BADE, 2014).....	35
Quadro 4 -	Índice de concavidade (IC) e declividade (m/km) nos canais principais da bacia do Paraná III	61
Quadro 5 –	Índice de concavidade (IC) e gradiente médio (Gd) nos rios da bacia do Alto Paraná.....	65
Quadro 6 –	Descrição dos trechos com rupturas de declive nas bacias em estudo	67
Quadro 7 –	Estatística dos trechos com ruptura de declive identificados nas bacias do Paraná III e Alto Paraná.....	68
Quadro 8 -	Frequência dos trechos com ruptura de declive com relação as unidades morfoesculturais identificadas nas bacias em estudo	72

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	13
2	CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA.....	16
2.1	PERFIL LONGITUDINAL	16
2.1.1	Os Aspectos Físicos Atuantes no Desenvolvimento Morfológico dos Perfis Longitudinais	18
2.1.2	Processos Evolutivos: Alguns Condicionantes Físicos Atuantes no Relevo.....	19
2.2	MORFOLOGIAS DOS CANAIS DE DRENAGEM: TRECHOS CÔNCAVOS, CONVEXOS, RUPTURAS DE DECLIVE E ESTADO DE EQUILÍBRIO	21
2.3	ÍNDICES UTILIZADOS NA IDENTIFICAÇÃO DE ANOMALIAS NOS PERFIS LONGITUDINAIS.....	26
3	LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	28
3.1	DIVISÃO POLÍTICA DAS BACIAS DO PARANÁ III E ALTO PARANÁ..	28
3.2	HIDROGRAFIA	30
3.3	RELEVO E GEOMORFOLOGIA	33
3.4	GEOLOGIA	36
3.5	CLIMA	40
3.6	VEGETAÇÃO	40
4	MATERIAIS E MÉTODOS.....	42
4.1	MATERIAIS	42
4.2	MÉTODOS	43
4.2.1	Mapeamento da Divisão Política	44
4.2.2	Modelo Digital de Elevação (MDE)	44
4.2.3	Esboço Geológico.....	45
4.2.4	Vetorização das Sub-Bacias e Rede de Drenagem.....	45
4.3	ELABORAÇÃO DE PERFIS LONGITUDINAIS	46
4.4	CÁLCULO DA DECLIVIDADE DOS PERFIS LONGITUDINAIS	46

4.5	NORMALIZAÇÃO E ÍNDICE DE CONCAVIDADE DOS PERFIS LONGITUDINAIS	47
4.5.1	Normalização dos Perfis Longitudinais.....	47
4.5.2	Cálculo do Índice de Concavidade	48
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	50
5.1	HIPSOMETRIA DAS BACIAS DO PARANÁ III E ALTO PARANÁ.....	50
5.2	CARACTERIZAÇÃO DOS PERFIS LONGITUDINAIS.....	50
5.2.1	Bacia do Paraná III	52
5.2.2	Bacia do Alto Paraná	61
5.3	DESCRIÇÃO DOS TRECHOS DE RUPTURAS DE DECLIVE NAS BACIAS DO PARANÁ III E ALTO PARANÁ.....	65
5.4	RELAÇÃO ENTRE TRECHOS COM RUPTURA DE DECLIVE, ESTRUTURAS GEOLÓGICAS E A COMPARTIMENTAÇÃO DO RELEVO	69
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	74
	REFERÊNCIAS.....	77
	APÊNDICES	82
APÊNDICE A –	Dados empregados na elaboração dos perfis longitudinais e valores de declividade (m/m) na bacia do Paraná III	83
Apêndice A.1 –	Valores da extensão e cota dos rios da bacia do Paraná III	83
Apêndice A.2 –	Valores da extensão média entre as curvas de nível (cota 20 m) e declividade m/m dos rios da bacia do Paraná III	84
APÊNDICE B –	Dados empregados na elaboração dos perfis longitudinais e valores de declividade (m/m) na bacia do Alto Paraná.....	86
Apêndice B.1 –	Valores da extensão e cota dos rios da bacia do Alto Paraná.....	86
Apêndice B.2 –	Valores da extensão média entre as curvas de nível (cota 20 m) e declividade (m/m) dos rios da bacia do Alto Paraná...	87

1 INTRODUÇÃO

As características físico-geográficas da paisagem de uma determinada região são resultados da dinâmica entre os diferentes elementos naturais que a compõem. Podem-se citar as características geológicas, climáticas, pedológicas, hidrológicas, biológicas e altimétricas que se entrelaçam na dinâmica e alteram as feições das estruturas da paisagem (GUERRA; CUNHA, 1998).

Atualmente, estudos que enfocam a caracterização morfológica da paisagem têm sido beneficiados por dados cartográficos, mapeamentos e as geotecnologias, produzindo imagens ilustrativas, que proporcionem análises comparativas dos dados. Estudos desse caráter são trabalhados por docentes e discentes vinculados ao Grupo Multidisciplinar de Estudos Ambientais (GEA), ligados a Graduação e ao Programa de Pós-Graduação em geografia da UNIOESTE, como Moresco (2007), Magalhães (2008) e Bade (2014). Referindo-se especificamente às margens direita e esquerda do lago de Itaipu, na parte pertencente às bacias do Paraná III e Alto Paraná, a maior contribuição neste campo é o estudo realizado por Bade (2014). Este caracterizou as feições físicas da área, definindo as compartimentações das unidades morfoesculturais nas bacias do Paraná III (BR) e Alto Paraná (PY). Tal proposta contribui para o presente estudo, pois a há tendência das anomalias de drenagem situarem-se nos limites dos compartimentos, ou estarem limitados há alguns compartimentos, não se estendendo a toda área das referidas bacias.

Neste contexto envolvendo as características físicas da paisagem, focou-se o estudo para a análise hidrogeomorfológica e as transformações que ocorrem constantemente no decorrer do tempo geológico. O estudo foi direcionado para a caracterização e análise morfométrica de perfis longitudinais nas bacias do Paraná III (Brasil) e Alto Paraná (Paraguai). O perfil longitudinal de um canal torna possível a identificação das anomalias de drenagem existentes nos rios devido a indicação da declividade da sua nascente até a foz. Nestes perfis torna-se possível a caracterização e espacialização dos trechos anômalos caracterizados como rupturas de declive (knickzones), que ocasionam maior declividade em segmentos do canal de drenagem.

Prerrogativas que justificam as diferenciações morfológicas dos perfis longitudinais contribuem para a melhor compreensão das anomalias, como rupturas

de declive existentes no canal de drenagem. De acordo com Stock e Montgomery (1999) *Apud* Lima (2009), as transformações ocorridas nos perfis longitudinais sob formação basáltica, apresentam morfologia diferenciada durante o processo de evolução, devido ao processo evolutivo estar vinculado a rupturas de declive. Da mesma forma o presente estudo, por estar vinculado às ações da dinâmica hídrica no canal e a alteração das formas do relevo, através da caracterização dos perfis longitudinais, contribuirá para a compreensão desta dinâmica sobre os basaltos do Oeste do Paraná e também do Leste paraguaio.

A partir desta caracterização e espacialização, aliada a outros enfoques metodológicos e levantamentos sistemáticos de campo, que não foram aplicados no presente trabalho, seria possível identificar os fatores e elementos que contribuem para tais morfologias. Levar-se-ia em conta as características litológicas, evolução geológica, derrames vulcânicos, processos de soerguimento do relevo e a tectônica na formação das falhas e basculamentos. Estes podem revelar os fatores controladores da configuração dos perfis longitudinais.

A caracterização de canais de drenagem a partir dos levantamentos de dados e confecção de perfis longitudinais abrange diferentes possibilidades de análises nos estudos envolvendo geomorfologia fluvial, passíveis de contribuições para a compreensão de desenvolvimento dos canais de drenagem, do relevo e consequentemente da paisagem. Portanto, o enfoque é dado na identificação de trechos com rupturas de declive (knickzones) nos canais de drenagem.

Os levantamentos dos dados referentes aos perfis longitudinais foram realizados nas bacias do Paraná III (Brasil) e Alto Paraná (Paraguai) . A pesquisa teve maior estímulo devido à escassez de estudos desse gênero nas bacias do Paraná III e Alto Paraná. A prerrogativa que desperta interesse para a realização dos levantamentos em tal área foi à constatação visual de diferenças existentes na morfologia do relevo, mesmo às bacias apresentando a mesma formação geológica, com poucas distinções na geologia. O lado brasileiro é excepcionalmente de origem basáltica, da Formação Serra Geral (MAACK, 2002). O lado paraguaio possui grande porcentagem da área originada do vulcanismo da Formação Alto Paraná. O único contraste geológico ocorre em pequenas áreas com afloramento arenítico, sendo fragmentos deste pertencente à Formação Acaray (Arenito de idade cenozóica), e um pequeno fragmento no extremo oeste da bacia do Alto Paraná,

pertencente à Formação Misiones (FULFARO, 1996; COMIN-CHIARAMONTI et al., 1997).

O trabalho visa caracterizar com exemplos reproduzidos em imagens, gráficos e modelos numéricos as diferenças existentes em cada rio, fundamentados principalmente na realização de perfis longitudinais dos canais principais nas maiores sub-bacias hidrográficas das bacias Paraná III (Brasil) e Alto Paraná (Paraguai).

Para caracterização morfométrica dos perfis longitudinais utilizou-se os índices de Concavidade (IC) e declividade (m/m), como também o próprio traçado do perfil longitudinal para a caracterização dos trechos com rupturas de declive (knickzones) nos canais de drenagem. A caracterização dos trechos com ruptura de declive seguiu conforme metodologias utilizadas por Ferreira (2010) e Foster (2010).

Assim sendo, o presente trabalho tem como objetivo, caracterizar morfométricamente a partir de perfis longitudinais os principais canais das sub-bacias que compõem as bacias do Paraná III (Brasil) e Alto Paraná (Paraguai). Posteriormente, objetiva-se identificar as rupturas de declive nestes perfis ao longo dos canais principais que compõem estas bacias, para então descrever as características morfométricas (comprimento e declividade) dos trechos com rupturas de declive identificadas ao longo dos rios estudados. Como consequência no decorrer do trabalho, correlacionar-se-á os trechos de rupturas de declive com os lineamentos estruturais. Por fim, verificar-se-á a relação entre as rupturas de declive do canal com as unidades morfoesculturais nas Bacias do Paraná III e Alto Paraná.

2 CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

O trabalho apresentará neste capítulo, fundamentos teóricos que abordam a temática referente às feições fluviais a partir de metodologias aplicadas em bacias hidrográficas, com propósitos de compreender as diferentes morfologias encontradas em perfis longitudinais. Servirão de fundamentação teórica, as contribuições de autores que estudam as formas do canal de drenagem a partir dos perfis longitudinais, como também estudos referentes a lineamentos estruturais e rupturas de declive (knickzones).

2.1 PERFIL LONGITUDINAL

Os processos evolutivos dos perfis longitudinais devem considerar as características estruturais da formação litológica em diferentes pontos do perfil. As configurações estruturais definem as diferentes morfologias, e atuam como agentes formuladores dos arca-bouços encontrados no decurso de um perfil (LIMA, 2009). As intenções são de lançar foco ao processo transformador da morfologia dos perfis longitudinais, pensando nas suas transformações através de análises metodológicas que vão ao encontro das ações tectônicas no processo formador das características da superfície terrestre. Para tanto, o trabalho enfoca principalmente a questão das rupturas de declive, lineamentos estruturais e soerguimentos. Estes contribuem para a formação das diferentes morfologias dos canais de drenagem.

Os estudos referentes a perfis longitudinais podem complementar uma gama de áreas do conhecimento, suplementando-se como um diagnóstico indicador de alguns condicionantes, tais como estágios de evolução da paisagem, tectônicas, soerguimento ou subsidência, variações na resistência da rocha, as mudanças do nível base, confluência de tributários, efeitos do clima e também a introdução de carga sedimentar maior ou mais grossa. O estudo dos perfis longitudinais não é apenas uma análise morfométrica do canal, mas também um conjunto de variáveis que atuam no relevo. Estas envolvem variações litológicas, tectônicas e efeitos da movimentação do nível de base (PHILLIPS; LUTZ, 2008).

Os levantamentos de dados para a geração dos perfis longitudinais constituem na medição da altitude (cota) e a distância (extensão) do rio,

determinando estes dados da nascente até a foz do canal (RÃDOANE et al., 2003). Ao obter os dados, se estabelece a relação de desnível e extensão, obtendo-se representação longitudinal imposta pelo relevo, impetrada pelo entalhamento do canal de drenagem, passível de averiguação desde sua nascente até a foz (POEHLS; SMITH, 2009 *apud* FERREIRA, 2010).

Estudos referentes à forma dos perfis longitudinais partem do pressuposto de que o canal está em condição de equilíbrio, ou também pela questão do seu grau de declividade, para então desvendar as diferentes morfologias presentes no decorrer do canal de drenagem (SEIDL et al., 1994). Seguindo tal pressuposto, para Rãdoane et al. (2003), as explicações atuais, referentes à forma dos perfis longitudinais devem-se, primeiramente a Gilbert (1877), que, com base em inúmeras experiências laboratoriais destacou o seguinte: “o declive do perfil longitudinal é inversamente ajustado à descarga” Rãdoane et al. (2003, p. 294). Na análise dos perfis longitudinais torna-se possível identificar quais canais possuem estado de equilíbrio ou desequilíbrio, sendo ferramentas importantes para estudos na área de geomorfologia fluvial, uma vez que são necessárias compreensões de diferentes fatores responsáveis para tal forma do perfil (FERREIRA, 2010).

No decorrer dos anos os estudos focaram um número ainda maior de variáveis. As tendências evolutivas estão atribuídas à descarga de sedimentos do leito, características litológicas e estruturais, do material formador do canal de drenagem e da formação geológica. Estes fatores, ligados aos lineamentos estruturais e as rupturas de declive, influenciam diretamente na forma do leito e explicam as anomalias encontradas nos canais. Em seu trabalho, Rãdoane et al. (2003) concluíram que a variação da descarga, a forma do leito de drenagem do rio, tamanho do material do fundo e das margens do canal e o transporte dos sedimentos são os elementos que mais contribuem para explicar a morfologia do perfil longitudinal. Há, portanto, um emaranhado complexo de relações entre os fatores, que atuam no desenvolvimento das características do perfil longitudinal. Uma forma representativa de apontar a ocorrência e influência destes fatores pode ser representada da seguinte forma (Figura 1).

Estes fatores determinam o processo de desenvolvimento gradual do perfil longitudinal. A alteração dos valores em qualquer destes fatores irá proporcionar alterações no desenvolvimento do canal. O exemplo mais claro desta alteração são as atividades tectônicas alterando diretamente a inclinação longitudinal do perfil,

consequentemente modificando os valores de tamanho e transporte dos sedimentos (DEMOULIN, 1998).

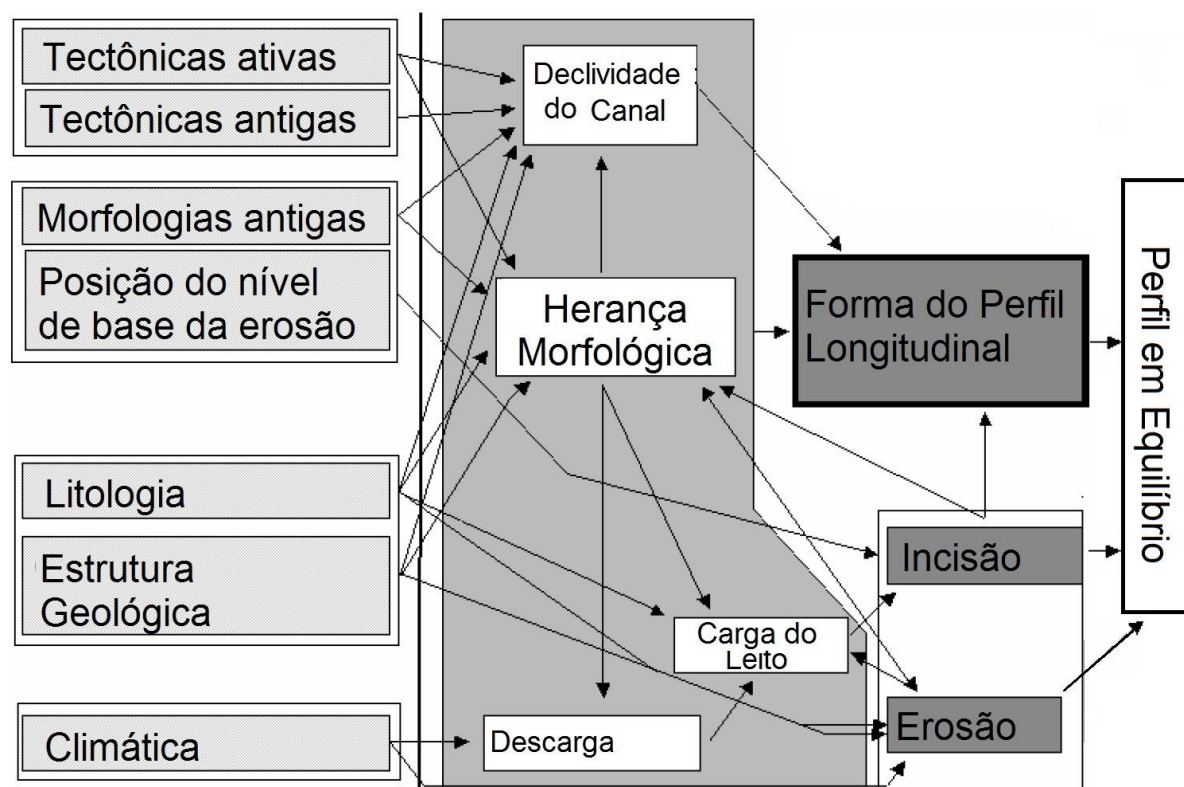


Figura 1 - Diagrama ilustrando as complexas relações dos fatores que interagem no desenvolvimento do perfil longitudinal.

Fonte: Adaptada de Demoulin (1998) e Hartvich (2005).

2.1.1 Os aspectos físicos atuantes no desenvolvimento morfológico dos perfis longitudinais

Estudos referentes a perfis longitudinais em rios brasileiros ainda são limitados a poucos trabalhos. Todavia, na última década surgiu considerável número de pesquisadores brasileiros como Martinez (2005); Guedes et al. (2006); Fujita (2009) e Lima (2009), aplicando diferentes metodologias para a referida temática. O maior destaque se dá ao trabalho elaborado por Lima (2009), que aponta os fatores ligados à geologia e a dinâmica num todo, envolvendo uma modalidade diferenciada de elementos que influenciam para a evolução dos rios. Este analisa a evolução dos perfis longitudinais em basaltos da Formação Serra Geral, e o compara com estudos realizados por Seidl et al. (1994) em rios havaianos, também localizados sobre o

basalto. Este último destaca que o potencial erosivo do canal com leito rochoso é dependente da erosão por abrasão, causada por partículas transportadas no leito do canal, e também, que o rebaixamento gradual do canal dá-se devido à formação de knickpoints (pontos de rupturas). Sua análise parte dos resultados da modelagem matemática aplicada nos perfis longitudinais, analisando a formação de trechos convexos e também knickpoints.

Pelo fato de o presente trabalho possuir sua área de estudo também sobre o basalto da Formação Serra Geral, Lima (2009) torna-se fonte primordial para a compreensão das características dos perfis longitudinais dos rios localizados sobre basaltos das bacias do Paraná III (Brasil) e Alto Paraná (Paraguai). Este apresenta apontamentos referentes à influência de trechos e zonas fraturadas procedentes de rupturas de declive para caracterização morfológica dos perfis longitudinais. Sua metodologia discorre por levantamentos de dados matemáticos, elaboração de gráficos, imagens e análise que apontam para a compreensão das feições morfológicas dos canais de drenagem, identificando trechos côncavos, convexos e rupturas e/ou zonas de rupturas de declives (knickpoints e knickzones) para interpretação da formação estrutural dos segmentos que apresentam anomalias, identificadas nos canais de origem basáltica.

Neste pressuposto englobando diversas formas de análise de canais de drenagem, os estudos realizados por Rãdoane et al. (2003) se entrelaçam com estudos realizados por outros pesquisadores da geografia física, de diferentes partes do mundo. Estes mostraram as diferentes formas de análise do perfil longitudinal, apontando para três fatores que resultam nas maiores ações e condicionantes geomorfológicos: o fluxo líquido, o fluxo sólido e o tipo/forma de material depositado no canal. Esta forma de estudo aponta para dados numéricos e resultados aproximados, tornando-se possível averiguar a forma com que ações distintas atuam como condicionante de controle para cada rio. O estudo de perfis longitudinais dos rios de uma determinada região pode fornecer algumas informações sobre a evolução tectônica.

2.1.2 Processos evolutivos: alguns condicionantes físicos atuantes no relevo

A compreensão dos aspectos físicos, como a composição do substrato rochoso, clima, dinâmica hidrológica, rupturas de declive, correlacionados a outros

agentes e processos, condicionam as diferentes formas do relevo, consequentemente nas formas dos perfis longitudinais, torna-se necessário para entender os processos evolutivos, como também na identificação das anomalias nos canais de drenagem. O índice pluviométrico, ligado a outros fatores como a formação litológica do substrato e a declividade do relevo contribuem para a forma do canal. Estes elementos contribuem para a variação da velocidade hídrica que atua na dinâmica da bacia hidrográfica. Estas características do leito do canal também sofrem alterações distintas na alta, média e baixa bacia hidrográfica, dependendo da inclinação topográfica de cada trecho e da vazão hídrica atuante, juntamente com a formação litológica do substrato.

Fisrwg (1998) *apud* Sutili (2004) discursa sobre as possíveis correlações padrões no desenvolvimento dos canais de drenagem, seguindo análise a partir do perfil longitudinal e as possibilidades de haver comportamentos semelhantes nas características dos rios no seu processo evolutivo. Este autor representa graficamente as possíveis características do canal a partir da representação do perfil longitudinal (Figura 2).

Enquanto eleva-se a vazão, aumentam-se a largura e a profundidade do canal, consequentemente diminui-se o índice de deslizamento e a velocidade da água. Conforme diminui a declividade do perfil longitudinal e há o aumento da profundidade e da largura, haverá concomitantemente o aumento do volume de material depositado (SUTILI, 2004).

A forma do perfil longitudinal varia gradualmente. Esta transformação está ligada a muitos fatores, incluindo climática, de fluxo, geologia subjacente, hidrografia, solos e vegetação. Subsequentemente, as formas dos perfis longitudinais afetam a forma do corredor de fluxo como se vê na diferenciação de cada trecho do perfil longitudinal indicados na Figura 2. Variando a magnitude de qualquer um dos agentes modeladores, a característica do perfil alterar-se-á pela dinâmica existente.

Os canais estão em constante transformação, acarretadas pelos processos próprios de sua evolução. O formato do perfil longitudinal informará se o canal esta em estado de equilíbrio, com um perfil longitudinal em formato côncavo (forma de L), havendo estacionamento evolutivo nos processos de transporte e sedimentação, ocasionando poucas anomalias referentes a ações dos processos erosivos,

mantendo em equilíbrio profundidade, largura e formas num todo do perfil longitudinal (CHRISTOFOLETTI, 1981).

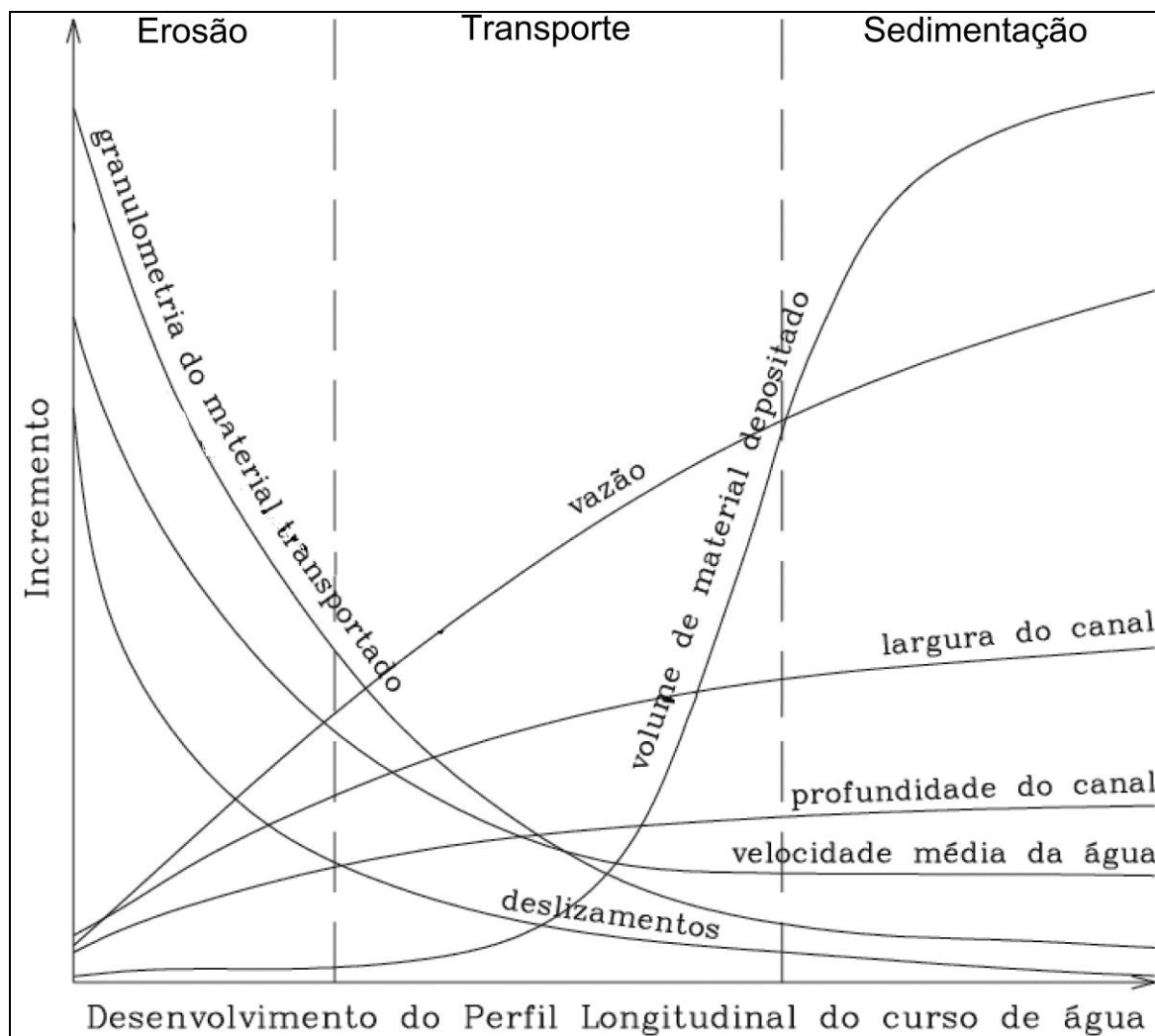


Figura 2 - Mudança das características de um curso de água ao longo do perfil longitudinal.

Fonte: Adaptada de Firsrg (1998) *apud* Sutili (2004 p. 22).

2.2 MORFOLOGIAS DOS CANAIS DE DRENAGEM: TRECHOS CÔNCAVOS, CONVEXOS, RUPTURAS DE DECLIVE E ESTADO DE EQUILÍBRIO

A análise dos perfis longitudinais ocorre devido à identificação de diferentes feições ao longo da extensão canal. Estas feições formam-se ao longo de trechos côncavos, convexos e muito raramente em canais que se apresentam em estado de equilíbrio (*steady-state*). As anomalias são formadas por rupturas de declive (knickpoints, knickzone), que conseqüentemente causam alteração e diferenças no

nível de base (ANDERSON, 2008; GOMES, 2008; FERREIRA, 2010; FERREIRA et al., 2010) (Figura 3).

A figura 3 ilustra os conceitos de knickpoint e knickzone. Estes são termos provenientes da língua inglesa, todavia, utilizados frequentemente na geomorfologia brasileira, normalmente sem tradução. Porém, quando usada, o termo knickpoint faz menção às rupturas de declive e knickzone a trechos de rupturas de declive, apontando as anomalias ao longo dos canais de drenagem, representados a partir do perfil longitudinal (LIMA, 2009). Tais expressões são utilizadas quando do diagnóstico de pontos de desequilíbrio fluvial. Os knickpoints resultam de distintos processos tectônicos, climáticos e geomorfológicos (CASTILLO; LUGO-HUBP, 2011). As zonas anômalas com declividades elevadas são descritas como knickzone, caracterizadas por controle litológico associado a lineamentos estruturais, favorecendo para a formação de rupturas de declive, representados em trechos ou zonas com maior convexidade no canal. Já os segmentos côncavos aparecem após e/ou anteriormente a presença destes trechos convexos. São detectados também em rios que se apresentam próximos ao estado de equilíbrio. Este último seria um canal amplamente erodido, sem a presença de trechos convexos e côncavos, apresentando seu perfil longitudinal em forma de L (FERREIRA, 2010).

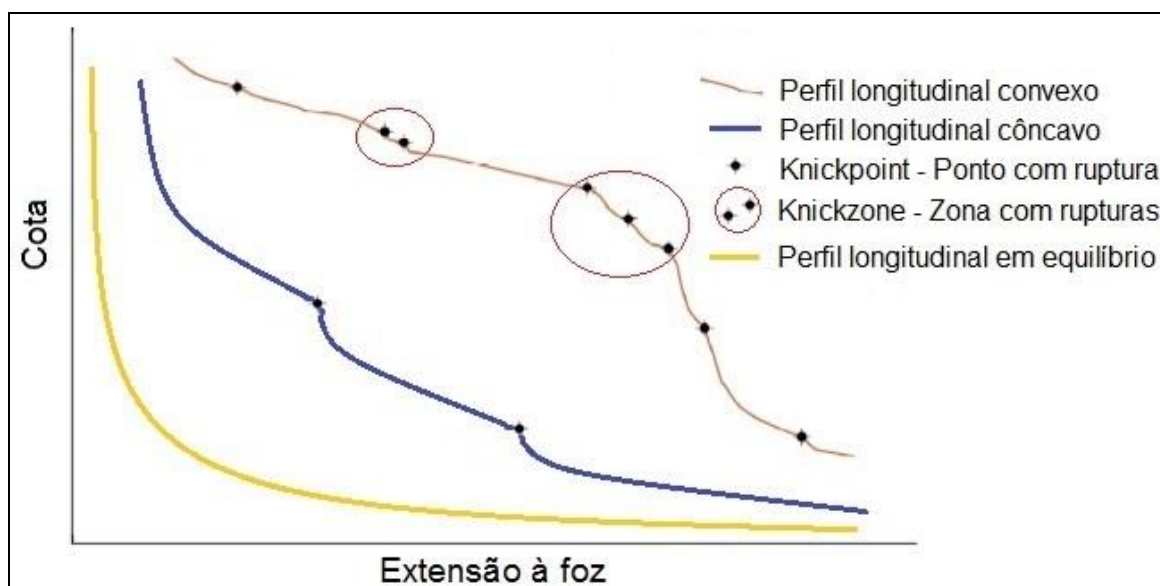


Figura 3 - Formas de perfis longitudinais e identificação dos pontos e trechos de ruptura.

Fonte: Adaptada de Anderson (2008, p.130) e Ferreira (2010, p.20).

Na aplicação do índice de concavidade, torna-se possível estimar quantitativamente o grau de encurvamento de um perfil longitudinal (RÃDOANE et al., 2003 e GOMES, 2008). Nas áreas com rochas de formação basáltica, este índice tem seus dados e resultados controlados pela erodibilidade, caracterizadas pelas ações de arranque, indicando processos erosivos altamente eficientes (LIMA, 2009). Este mesmo autor aponta sua discussão para a formação de segmentos convexos nos rios. Estes “estão associados, em sua maioria, ao fluxo do rio contrariamente ao mergulho de blocos basculados tectonicamente” (LIMA, 2009, p. 197). As formas convexas do canal, provém do recuo, em direção a montante, em relação à falha, propiciando na sequência a jusante, formação de segmentos côncavos. Assim, dependendo da composição ou resistência do basalto a intempéries, o canal apresentará distinções morfológicas, principalmente em trechos com rupturas de declive. Também, no caso da Formação Serra Geral, as fraturas podem ser resultado do próprio resfriamento do magma (MINEROPAR, 2012). Segundo Lima (2009),

A formação de segmentos côncavos está relacionada à homogeneidade da resistência erosiva do substrato, e essa homogeneidade pode ser atingida pelo ajustamento do canal às linhas de fraturamento tectônico. Entretanto, a delimitação desses segmentos é condicionada pela presença de falhas transversais ao canal, que geram rupturas de declive e zonas de ruptura (LIMA, 2009, p. 153).

As seções amplamente íngremes são modelos de anomalias provenientes da dinâmica hidrogeomorfológica na formação do traçado do perfil longitudinal. Os trechos com anomalias apresentam mudanças constantes, tais como a migração das rupturas, que ocorre devido às mudanças na estrutura litológica ou por resultado de tectônica, que em muitos casos são mais representativas do que os processos erosivos, principalmente quando apresenta indícios de atividades recentes (RÃDOANE et al., 2003).

Uma análise de perfis com maior extensão revela que a concavidade dos perfis é frequentemente interrompida por trechos íngremes e convexos, causados por rupturas de declive, e que alguns perfis são convexos ao longo de todo o seu percurso (SEIDL et al., 1994). Segundo estudos realizados por estes autores, e aplicação destes em perfis longitudinais de rios sobre leitos rochosos encontrados

no Havaí, existem relações claras entre a taxa de erosão, a área de drenagem da bacia e a declividade, numa relação inter e intrabacia, alterando o potencial erosivo conforme alteração da resistência dos sedimentos que compõem o leito. As distinções anômalas são bem marcadas nos perfis longitudinais, devido às diversas áreas que apresentam rupturas de declive (SEIDL et al., 1994).

Se o perfil longitudinal apresentar anomalias na sua formação, com variações entre formato côncavo, convexo ou até com formações de quedas d'água, a dinâmica dos processos evolutivos de encaixe está atuando com certa intensidade sobre o canal, se comparados com canais aplainados ou em estado de equilíbrio. Cada uma destas morfologias apresentará dinâmica diferenciada. Isto fará com que mude a velocidade do fluxo hídrico, os valores de arranque, transporte e depósito de sedimentos, e conseqüentemente a largura e profundidade do canal. A dinâmica que altera a morfologia dos perfis longitudinais é constante, todavia, com menos intensidade nos canais em equilíbrio, e com maior intensidade nos canais que ainda estão entalhando o relevo, identificados nos trechos ou zonas com rupturas de declive, em segmentos convexos (LIMA, 2009).

A hipótese de que quando ocorre a alteração do nível de base alterar-se-á a formação e propagação das rupturas de declive, ou seja, knickpoints. Análises de perfis longitudinais com formato retilíneo ou convexo apontam para o resultado da evolução dos perfis, onde o nível de base se altera ao longo do tempo, a ponto de o canal chegar a um nível relativamente estável no seu processo de desenvolvimento. Assim sendo, os knickpoints seriam parte do processo inicial na formação geomorfológica do canal, devido às ações exercidas sobre a rocha formadora do leito, diminuindo a ação ao longo da maior parte do canal, permanecendo somente em pontos localizados, devido as diferentes características, principalmente de dureza da rocha, ou por eventos tectônicos locais (SEIDL et al., 1994). Estes autores concluem que o desenvolvimento dos perfis longitudinais sofre alteração por diversos fatores, com ações de intemperismo, concomitantemente o transporte destes sedimentos.

A apresentação de características côncavas e convexas nos perfis longitudinais parte de um contingente de combinações particulares, que se distinguem por atributos geológicos, litológicos, de estrutura, regime hidrológico e história geomorfológica. Os principais agentes formadores das feições convexas num perfil são provenientes da tipologia do relevo (declividade), controle geológico,

recentes processos geomorfológicos contemporâneos e efeitos causados pela ação antrópica (PHILLIPS; LUTZ, 2008). Segundo estes autores há uma explicação para a tendência de concavidade no canal. Esta relacionada a restrições baseadas na declividade, associada à estabilidade geomecânica e declividade mínima, para ocorrer com maior intensidade a dinâmica de fluxo.

A erosão atua com intensidade nas feições do canal, alterando as formas provindas das rupturas de declive e/ou knickpoints. Agem com processos de nivelamento/aplainamento dos trechos que sofreram ações de tectônicas, buscando estado de equilíbrio do perfil (GOMES, 2008). Os processos erosivos atuam constantemente na dinâmica de aplainamento dos perfis longitudinais, buscando o estado de equilíbrio do canal.

Estes processos de escavação do canal ocorrem unanimemente em direção a nascente do rio, ou seja, a retirada de material no ponto com ruptura e/ou knickpoints promove o deslocamento destas em direção da montante. Isto ocorre pelo fato de a dinâmica hídrica, atuante no fundo do leito, promover desgastes do material rochoso, escavando a base dos knickpoints, retirando a sustentação da superfície do trecho, tendendo assim a erosão remontante (Figura 4) (FERREIRA, 2010).

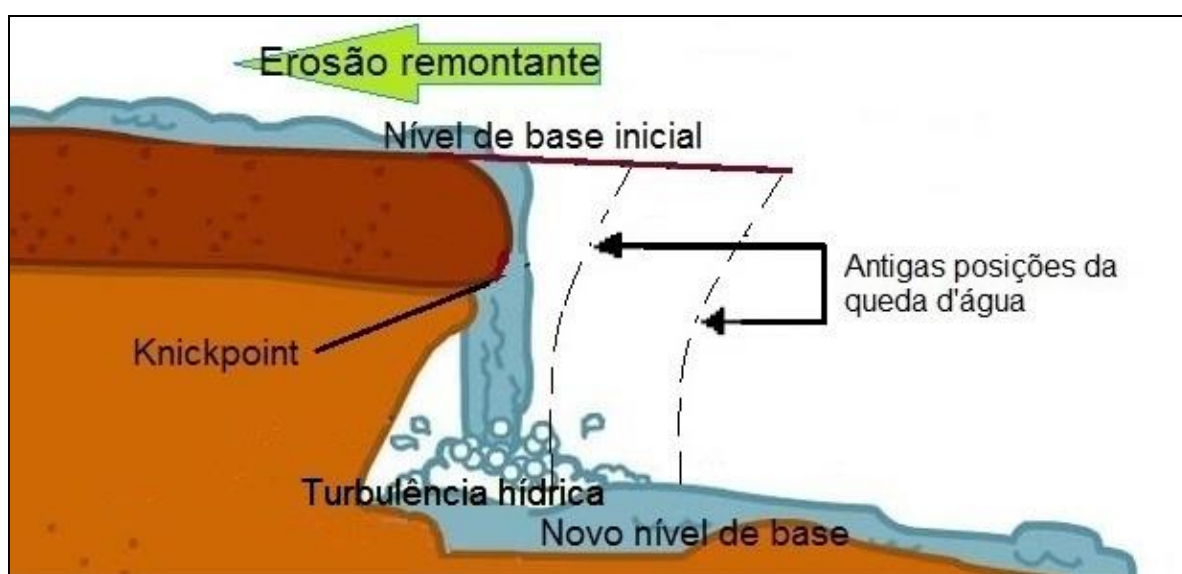


Figura 4 – Erosão remontante alterando a posição do nível de base e do knickpoint no perfil longitudinal.

Fonte: Adaptada de Ferreira (2010, p. 26).

As ações constantes do processo evolutivo das rupturas de declive seguem por alterações do nível de base, provenientes dos movimentos tectônicos, e das alterações provindas da dinâmica natural envolvida na formação do canal de drenagem. A partir do momento que ocorre formação de cachoeiras por ações de rupturas de declive, inicia-se a ação dos agentes erosivos, amplamente envolvidos na dinâmica que incide sobre a formação do perfil longitudinal, todavia, com diferentes magnitudes em cada trecho.

Segundo Miller (1991) *apud* Lima (2009) a evolução do canal de drenagem, especificamente nos trechos com rupturas de declive tem sido reportadas para um dos mais importantes componentes responsáveis pelo retrocesso destes segmentos, ou seja, trechos do canal com baixa declividade. Estes são desenvolvidos pela ação hídrica e destacam-se na morfologia dos perfis longitudinais.

2.3 ÍNDICES UTILIZADOS NA IDENTIFICAÇÃO DE ANOMALIAS NOS PERFIS LONGITUDINAIS

Os índices de concavidade (IC), a declividade e o índice de gradiente (HACK, 1973), ou Relação Declividades Extensão (RDE) (ETCHEBEHERE, 2000) são instrumentos de análise utilizados com frequência nos estudos de perfis longitudinais. No presente trabalho serão adotados os dois primeiros índices.

O índice de concavidade (IC) é uma representação da forma de levantamento de dados ao longo do perfil longitudinal. É definido pela cota e extensão do canal, a qual une suas extremidades, e o traçado linear do perfil longitudinal. Pode ser realizada com base nos desníveis presentes no traçado de um perfil, resultando na identificação de trechos côncavos e convexos. Este índice é calculado a partir da normalização do perfil longitudinal (GOMES, 2008 e FERREIRA, 2010).

A representação vertical da topografia do canal de drenagem, concebida pela diagramação do perfil longitudinal, infere a caracterização do índice de declividade no canal de drenagem, representando as diferenças de altitude da nascente até a foz. Portanto, se os componentes litológicos do substrato são semelhantes, o desenvolvimento do perfil longitudinal seguirá um padrão uniforme em diferentes canais. Todavia, se estes se alternarem, configuram-se novos modelos estruturais do canal de drenagem. O cálculo do índice de concavidade contribui para a análise

do perfil longitudinal, não representado apenas nas formas ilustrativas (gráficos e imagens), podendo ser averiguados os processos e ações a partir de exposição numérica (GOMES, 2008 e FERREIRA, 2010). As melhores representações, tanto ilustrativas quanto numéricas, obtidas em um perfil longitudinal, estão associadas às rupturas de declive.

Seguindo tal procedimento, Phillips e Lutz (2008), abordam a mesma metodologia que propõem o levantamento do índice de concavidade e convexidade, todavia, utilizam-se de outra forma de calcular o índice no perfil longitudinal. Este leva em conta a extensão horizontal do perfil e sua elevação em linha reta, considerando a maior e a menor cota do córrego, e o número total de pontos levantados. Segundo Phillips e Lutz (2008), este cálculo baseia-se no índice de concavidade proposto por Langbein (1964).

Com a aplicação do índice de concavidade, conjuntamente com as equações de melhor ajuste, utilizando-se das equações linear, polinomial e logarítmica, Phillips e Lutz (2008) identificaram feições geomorfológicas específicas nos perfis longitudinais em seu estudo. Estes diagnosticaram pontos côncavo-elevados e convexo-rebaixados, caracterizados pela dinâmica de fluxo, como resposta ao rebaixamento do nível de base, exceto aos longos trechos que apresentam convexidade com valores próximos ao nível de equilíbrio.

Em estudos recentes, realizados por Larue (2008), encontram-se discussão comparativa do índice de concavidade entre os canais, usando conjuntamente os valores de declividade para identificação de knickpoints, caracterizando as semelhanças e anomalias presentes nos canais de drenagem, encontrados unanimemente em segmentos convexos. A declividade contribui para identificação das anomalias presentes nos perfis longitudinais, principalmente quando se fragmenta extensão do perfil longitudinal em vários segmentos da nascente a foz, melhorando a representação de detalhes referente à declividade de cada ponto, caracterizando, portanto, as anomalias dos segmentos com maior declividade, revelando as irregularidades nos perfis (GOMES, 2008).

3 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo contempla as bacias hidrográficas do Paraná III, lado brasileiro e do Alto Paraná no lado paraguaio. Esta área envolve a margem direita e esquerda do rio Paraná, abrangendo as sub-bacias hidrográficas que desaguam no lago de Itaipu, a qual representa o limite fronteiro dos países mencionados (Figura 5).

A área apresenta as mesmas condições de clima, relevo, substrato rochoso em função de estarem localizadas na mesma latitude, com pequenas distinções de características, como por exemplo, afloramentos areníticos em trechos da bacia do Alto Paraná. Já o restante da bacia, em ambas as margens, apresenta formação geológica semelhante, com formação oriunda de extensos derrames vulcânicos, predominando o basalto.

3.1 DIVISÃO POLÍTICA DAS BACIAS DO PARANÁ III E ALTO PARANÁ

A bacia do Paraná III situa-se no oeste do estado do Paraná, englobando parcial ou integralmente 28 municípios do referido estado. Destacam-se Cascavel, Toledo, Foz do Iguaçu, Santa Helena, Marechal C. Rondon, Guaíra e Medianeira.

O Paraguai subdivide-se administrativa e politicamente em 17 Departamentos distribuídos em duas regiões (oriental e ocidental) separadas pelo rio Paraguai. Deste total, 14 Departamentos encontram-se na região oriental e três na região ocidental do país (REYES, 2010). A bacia hidrográfica do Alto Paraná (CRESPO; LURAGHI, 2000) pertence à parte oriental do país, situada nos Departamentos de Canindeyú e Alto Paraná e incluem 12 municípios (Figura 5).

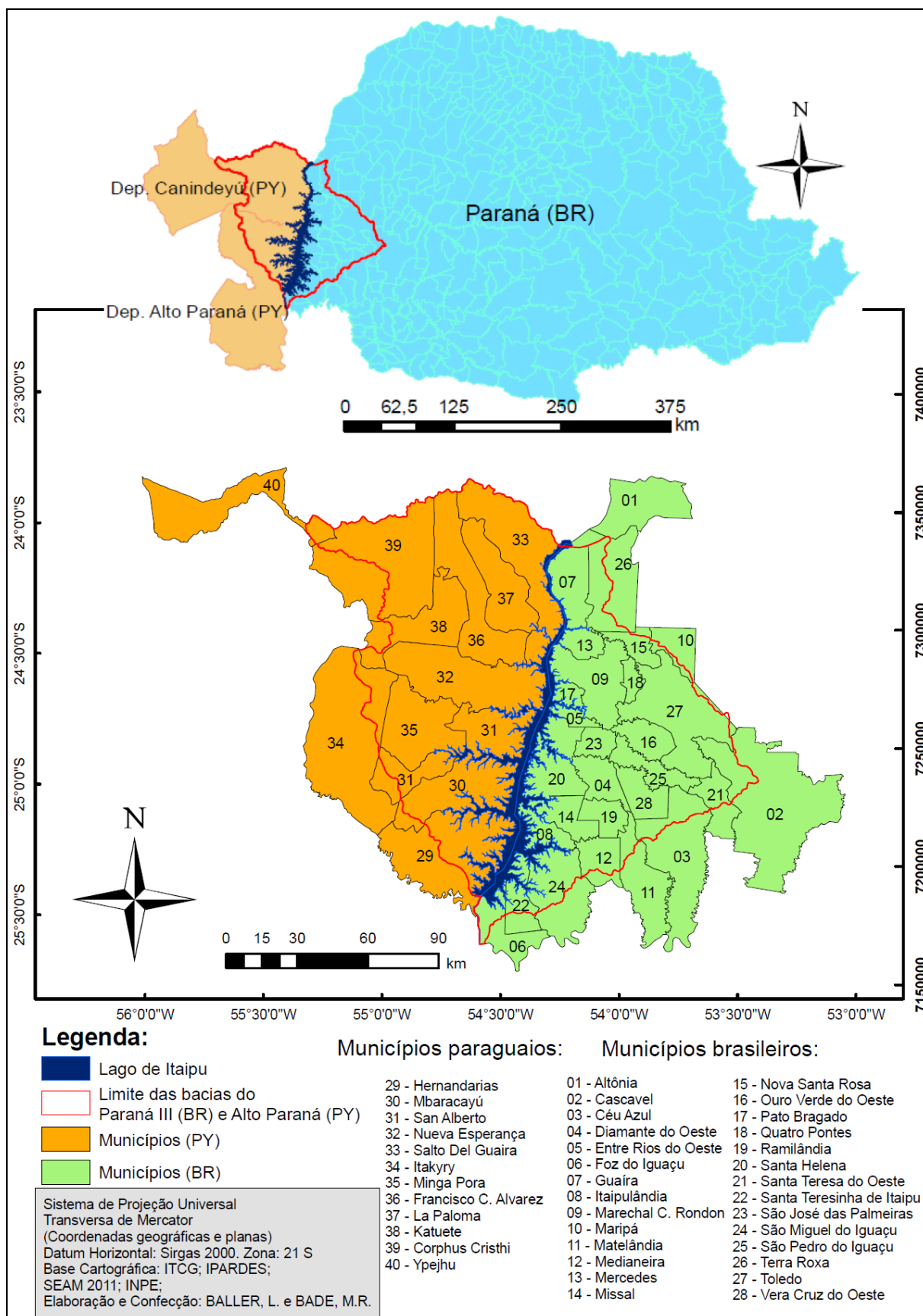


Figura 5 - Localização das bacias do Paraná III (Brasil) e Alto Paraná (Paraguai).

3.2 HIDROGRAFIA

A bacia hidrográfica do Paraná faz parte do arcabouço hidrológico da Bacia do Prata, estendendo-se por longas áreas do território brasileiro, do Paraguai, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, ocupando uma área de aproximadamente 1,5 milhão de quilômetros quadrados. As bacias do Rio Paraná e do Rio Paraguai são as mais importantes da grande Bacia do Prata. O rio Paraná está classificado também entre os 15 maiores do planeta (MILANI et al., 2007).

As bacias em estudo estão envolvidas num contexto de relações internacionais para o avanço e o progresso causado pela produção de energia hidrelétrica, proporcionado fundamentalmente pela Hidrelétrica de Itaipu. As bacias do Paraná III e Alto Paraná são assim denominadas por possuírem características comuns a desembocadura de suas sub-bacias no reservatório de Itaipu. Trata-se de um conjunto de sub-bacias cujos canais confluem e desaguam no lago de Itaipu. Esta represa possui área alagada de 1350 km², sendo 770 km² em território brasileiro e 580 km² em território paraguaio (GARCIA, 2008, p. 64).

Os canais principais, referentes às sub-bacias hidrográficas localizadas na bacia do Paraná III, possuem fluxo hídrico dos canais principais direcionado de leste para oeste, sendo que o fluxo percorre paralelamente uns aos outros, até desaguiarem na represa de Itaipu, situados na cota de 220 metros acima do nível do mar. Dentre as sub-bacias estudadas, apenas a do rio São Francisco Verdadeiro e Santa Quitéria possuem a foz dos canais principais na cota de 242 metros, na confluência desses dois canais.

As sub-bacias hidrográficas pertencentes à bacia do Alto Paraná possuem fluxo hídrico de oeste para leste, também paralelos uns aos outros, até sua foz na represa de Itaipu. As características e dados de extensão do canal, das sub-bacias, cota, perímetro, área das sub-bacias hidrográficas que integram as bacias do Paraná III e Alto Paraná são descritas nos Quadros 1 e 2.

Para os dados da extensão dos canais principais, considerou-se apenas o percurso até desaguiarem no lago de Itaipu, na cota altimétrica de 220 m. Para obtenção da extensão máxima das sub-bacias, área e perímetro considerou-se toda a área delimitada nas sub-bacias (figura 6).

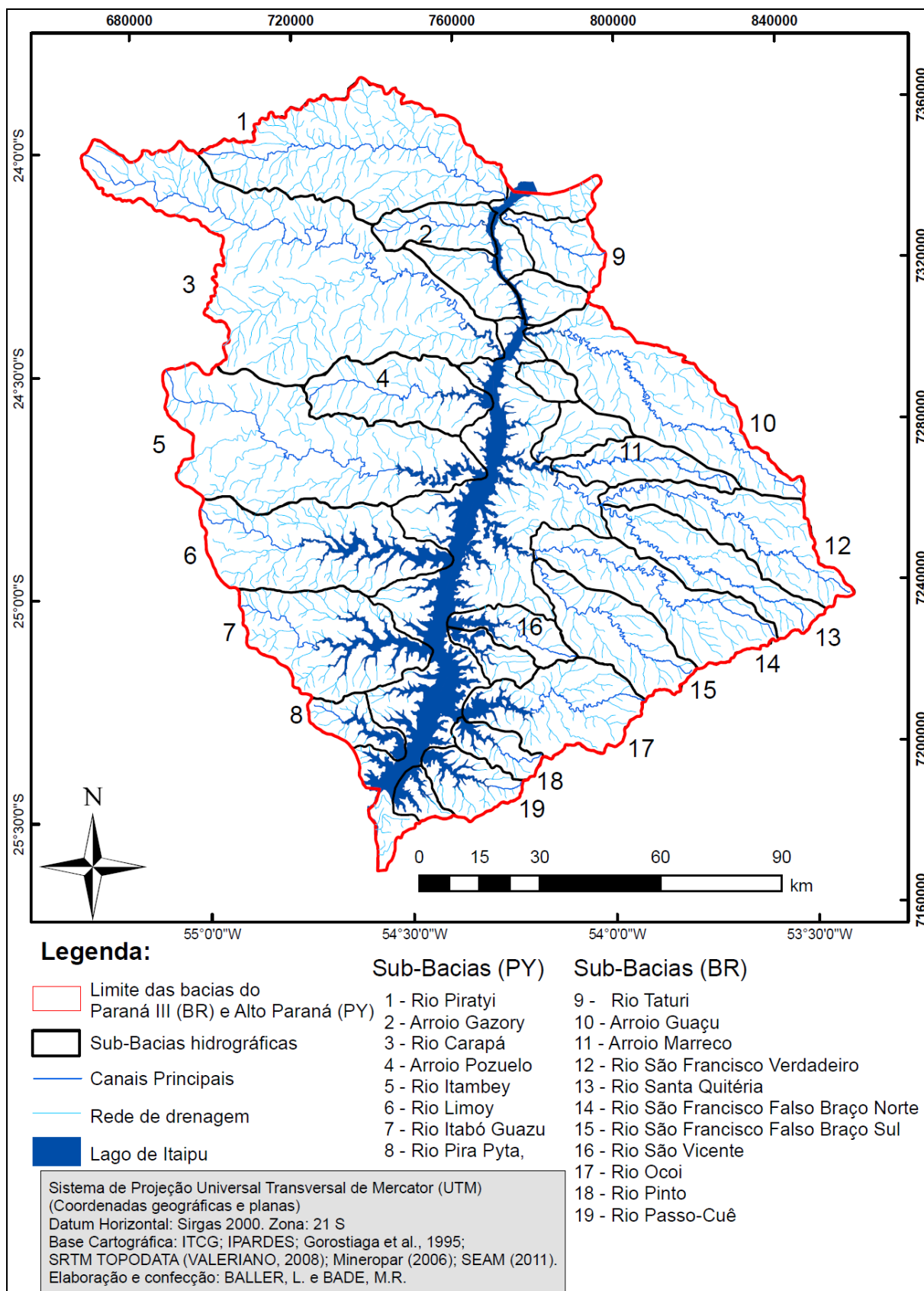


Figura 6 - Rede de drenagem das bacias do Paraná III e Alto Paraná.

Quadro 1 - Caracterização das sub-bacias pertencentes à bacia do Paraná III (Brasil). A cota 220 m representa o valor médio do nível do lago de Itaipu.

Rios	Perímetro (km)	Área das sub-bacias (km ²)	Extensão do canal principal (km)	Extensão máxima das sub-bacias (km)	Cota máxima e mínima do canal principal (m)
Taturi	78,786	298	45,420	29,762	365 – 220
Arroio Guaçu	189,87	1185,9	154,600	80,790	600 – 220
Arroio Marreco	108,84	346,38	73,58	47,602	569 – 220
São Francisco Verdadeiro	163,11	751,67	129,540	67,842	743 – 242
Santa Quitéria	146,9	617,98	111,78	61,672	764 – 242
São Francisco Falso Braço Norte	160,99	815,07	126,100	66,372	718 – 220
São Francisco Falso Braço Sul	120,28	611,92	79,347	48,712	680 – 220
São Vicente	83,255	247,72	22,140	33,433	440 – 220
Ocoi	124,94	715,3	54,600	45,282	620 – 220
Pinto	64,75	181,89	16,450	23,879	410 – 220
Passo-Cuê	71,495	289,3	8,840	26,077	305 – 220

Quadro 2 - Caracterização das sub-bacias pertencentes à bacia do Alto Paraná (Paraguai). A cota 220m representa o valor médio do nível do lago de Itaipu.

Rios	Perímetro (km)	Área das sub-bacias (km ²)	Extensão do canal principal (km)	Extensão máxima das sub-bacias (km)	Cota Máxima e mínima do canal principal (m)
Piratiy	208,83	1547,3	106,300	77,463	398 – 220
Gazory	82,615	296,6	32,520	31,776	355 – 220
Carapá	320,46	2756,3	199,300	116,100	440 – 220
Pozuelo	123,36	645	47,080	47,105	370 – 220
Itambey	221,43	1790,5	100,000	84,262	370 – 220
Limoy	160,27	1101,5	35,060	64,094	410 – 220
Itabó Guazu	131,26	902,5	31,220	50,365	335 – 220
Pira Pyta	70,345	209,01	9,210	27,396	280 – 220

3.3 RELEVO E GEOMORFOLOGIA

É a partir das características geomorfológicas e de relevo representadas por mapeamentos sistemáticos, que obtemos informações “indispensáveis ao planejamento ambiental. É o mapa geomorfológico que, num primeiro momento, fornece informações sobre as potencialidades, vulnerabilidades, restrições e riscos de ocupação e intervenções possíveis na paisagem” (MINEROPAR, 2006, p. 9).

As formas da rede de drenagem influenciam diretamente nas feições relevo. A dinâmica hidrogeomorfológica atuante nas bacias hidrográficas é proporcionada pela relação entre os componentes num todo, movidos pela ação da dinâmica, que exerce maior ou menor intensidade sobre determinados componentes, variando conforme condições e características dos agentes formadores. Exemplos claros seriam as características litológicas, provindas da formação geológica e a tipologia do relevo, com distinções caracterizadas por soerguimentos e ações de intempéries.

Assim, o Paraguai se subdivide em duas regiões, oriental e ocidental. A região Oriental constitui aproximadamente 40% do território paraguaio. Nesta parte encontra-se a bacia do Alto Paraná. A região oriental “é delimitada a leste e a sul pelo rio Paraná e pelas cordilheiras Mbaracayú e Amambay, ao norte pelo rio Apa, e a oeste pelo rio Paraguai” (FRAGANO e CLAY, 2005, p. 289). Já o Paraná está dividido em três compartimentos planálticos (1º, 2º e 3º planaltos) propostos por Maack (2002). A bacia do Paraná III está situada no Terceiro Planalto Paranaense.

Segundo Mineropar (2006) e Santos et al. (2006) o relevo paranaense foi compartimentado em subunidades morfoesculturais. Cada compartimento apresenta características próprias que distinguem das demais unidades. Estes autores realizaram tal compartimentação em todo o estado, fato que contribuiu para a identificação das características geomorfológicas do Paraná.

Seguindo a proposta de Mineropar (2006) e Santos et al. (2006), Bade (2014) detalhou de forma mais precisa e específica as subcompartimentações morfoesculturais nas bacias do Paraná III e, estendendo sua metodologia e análise ao relevo paraguaio, realizando a compartimentação em subunidades morfoesculturais os terrenos drenados pela bacia do Alto Paraná (Figura 7 e Quadro 3).

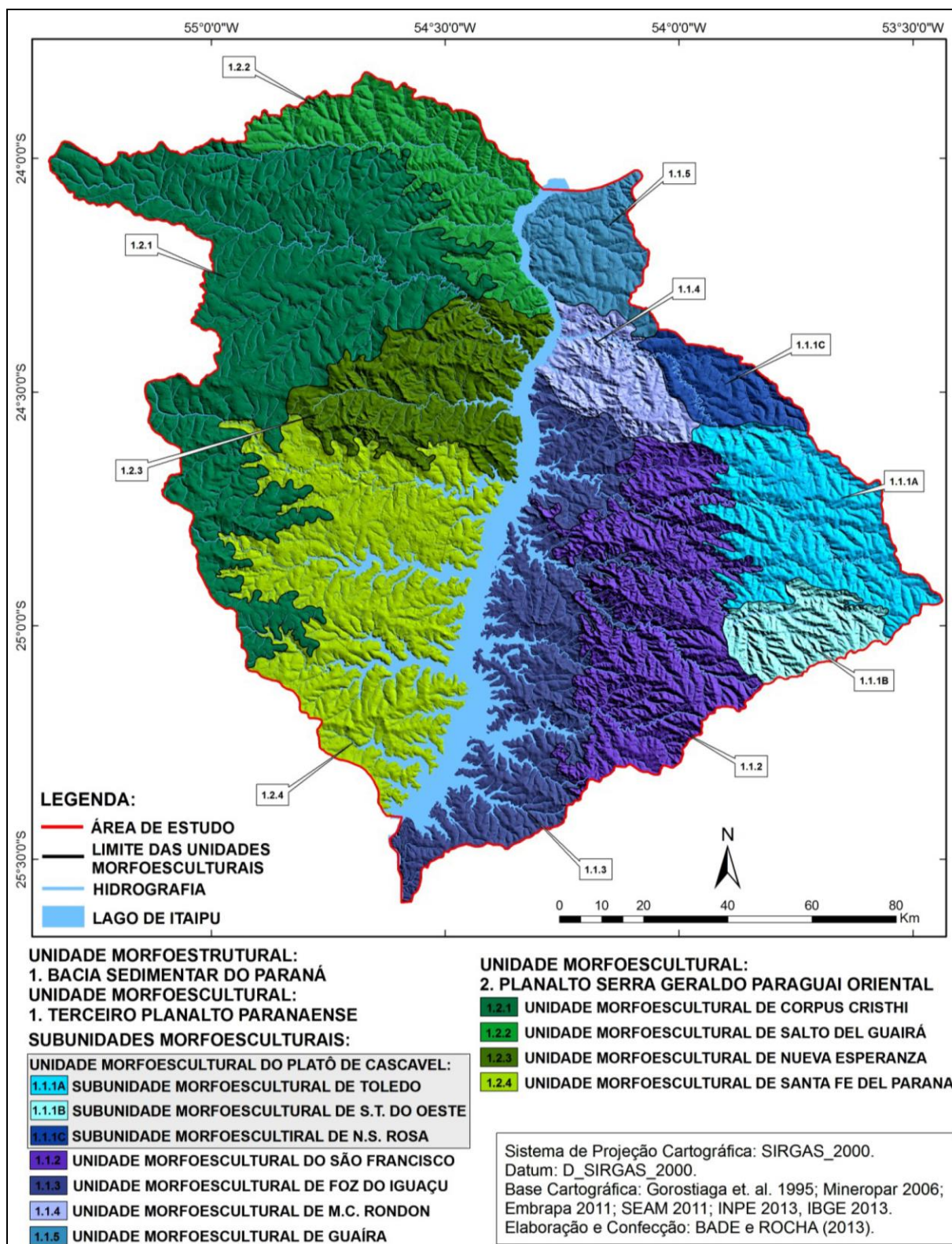


Figura 7 – Compartimentação das unidades morfoesculturais das bacias do Paraná III (Brasil) e Alto Paraná (Paraguai).

Fonte: Bade (2014).

Quadro 3 – Descrição das unidades morfoesculturais das bacias do Paraná III e Alto Paraná.

1º TAXON	2º TAXON	3º TAXON		FORMAS DE RELEVO			ALTITUDE (metros)	CLASSES DE DECLIVIDADE (km2 e %)						ÁREA TOTAL (km2 e %)	
UNIDADE MORFOESTRUTURAL	PRIMEIRA UNIDADE MORFOESCULTURAL	SEGUNDA UNIDADE E SUB-UNIDADES MORFOESCULTURAL		DISSECAÇÃO	VERTENTES (área em km2 e %)			0-3%	3-6%	6-12%	12-20%	20-30%	> 30%		
BACIA SEDIMENTAR DO PARANÁ 1	TERCEIRO PLANALTO PARANAENSE 1	1.1.1 - UNIDADE MORFOESCULTURAL DO PLATO DE CASCAVEL	1.1.1A - SUB-UNIDADE MORFOESCULTURAL DE TOLEDO	média	178,32 (12,74%)	1104,06 (78,85%)	117,80 (8,41%)	400 - 800	293,42 (20,96%)	392,13 (28,01%)	615,70 (43,97%)	88,74 (6,34%)	9,58 (0,68%)	0,61 (0,04%)	1400,18 (100%)
			1.1.1B - SUB-UNIDADE MORFOESCULTURAL DE SANTA TEREZA DO OESTE	média/ forte	127,48 (23,18%)	313,41 (56,99%)	109,06 (19,83%)	500 - 800	99,95 (18,17%)	63,42 (11,53%)	218,78 (39,78%)	131,68 (23,94%)	33,33 (6,06%)	2,79 (0,51%)	549,95 (100%)
			1.1.1C - SUB-UNIDADE MORFOESCULTURAL DE NOVA SANTA ROSA	fraca	49,58 (11,12%)	366,03 (82,08%)	30,32 (6,80%)	300 - 400	127,41 (28,57%)	164,50 (36,89%)	135,52 (30,39%)	16,80 (3,77%)	1,66 (0,37%)	0,04 (0,01%)	445,93 (100%)
		1.1.2 - UNIDADE MORFOESCULTURAL DO SÃO FRANCISCO		forte	734,60 (32,68%)	887,78 (39,49%)	625,47 (27,82%)	220 - 700	351,53 (15,64%)	164 (7,30%)	753,20 (33,51%)	563,05 (25,05%)	303,61 (13,50%)	112,46 (5%)	2247,85 (100%)
		1.1.3 - UNIDADE MORFOESCULTURAL DE FOZ DO IGUAÇU		fraca	428,56 (15,94%)	1911,33 (71,08%)	349,12 (12,98%)	100 - 400	1081,18 (40,21%)	912,17 (33,92%)	575,43 (21,40%)	103,11 (3,83%)	13,11 (0,49%)	3,92 (0,15%)	2688,92 (100%)
		1.1.4 - UNIDADE MORFOESCULTURAL DE MARECHAL CÂNDIDO RONDON		fraca/ média	126,43 (18,96%)	442,18 (66,30%)	98,36 (14,75%)	220 - 500	151,43 (22,70%)	153,09 (22,95%)	269,47 (40,40%)	76,12 (11,41%)	15,41 (2,31%)	1,44 (0,22%)	666,96 (100%)
		1.1.5 - UNIDADE MORFOESCULTURAL DE GUAIÁRA		fraca	62,07 (8,78%)	613,15 (86,70%)	32,02 (4,53%)	200 - 400	234,7 (33,19%)	299,84 (42,40%)	161,55 (22,84%)	9,88 (1,40%)	0,86 (0,12%)	0,39 (0,05%)	707,22 (100%)
	PLANALTO SERRA GERAL DO PARAGUAI ORIENTAL 2	1.2.1 - UNIDADE MORFOESCULTURAL DE CORPUS CHRISTI		fraca	397,18 (9,30%)	3643,55 (85,34%)	228,75 (5,36%)	300 - 500	2063,66 (48,34%)	1382,47 (32,38%)	747,27 (17,50%)	73,66 (1,73%)	2,30 (0,05%)	0,12 (0,00%)	4269,48 (100%)
		1.2.2 - UNIDADE MORFOESCULTURAL DE SALTO DEL GUAIARÁ		fraca/ média	163,68 (12,35%)	1084,94 (81,87%)	76,55 (5,78%)	220 - 400	375,40 (28,33%)	493,59 (37,25%)	368,49 (27,81%)	86,22 (6,51%)	1,29 (0,10%)	0,18 (0,01%)	1325,17 (100%)
		1.2.3 - UNIDADE MORFOESCULTURAL DE NUEVA ESPERANZA		média	213,42 (14,20%)	1129,59 (75,15%)	160,02 (10,65%)	220 - 500	401,48 (26,71%)	488,21 (32,48%)	495,52 (32,97%)	95,63 (6,36%)	19,23 (1,28%)	2,95 (0,20%)	1503,02 (100%)
		1.2.4 - UNIDADE MORFOESCULTURAL DE SANTA FE DEL PARANÁ		fraca	447,58 (13,31%)	2588,34 (76,96%)	327,45 (9,74%)	220 - 400	1642,31 (48,83%)	1056,42 (31,41%)	553,65 (16,46%)	104,29 (3,10%)	6,02 (0,18%)	0,67 (0,01%)	3363,37 (100%)

Fonte: Bade (2014).

Esta análise realizada por Bade (2014) segue de forma mais detalhada as feições do relevo, embasando-se na compartimentação empregada por Santos et al. (2006) e Mineropar (2006), com melhoramento desta análise e detalhamento. Bade (2014) utilizou-se do auxílio de técnicas, como softwares de computador para trabalhar imagens de satélite e Modelos Digitais de Elevação (MDEs), utilizando-se dos mapeamentos geológico, geomorfológico, de solo, clima e também saídas à campo, para proporcionar melhor caracterização individual de cada compartimento.

3.4 GEOLOGIA

As bacias hidrográficas em estudo estão localizadas na parte central da Bacia Sedimentar do Paraná (SILVA, 2006; MILANI et al., 2007) (Figura 8). Esta bacia sedimentar estende-se por uma área de aproximadamente 1.700.000 km² e abarca parte dos territórios do Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai.

Na Bacia do Paraná foram constatadas que no embasamento existem vestígios de eventos pré-cambrianos. Os acontecimentos atuantes sobre uma bacia intracontinental que apresenta tantas distinções, principalmente no que tange atividades geológicas, propiciam para a reativação de falhas, as quais ocasionam um emaranhado de feições tectônicas. Algumas destas apresentaram papel importante nas ações que controlam e modificam constantemente cada fragmento.

A Bacia do Paraná (Figura 8), hoje, é um dos elementos físicos que recebem maior destaque na geociência brasileira, sendo nos últimos anos publicados milhares de trabalhos, fontes de resultados de pesquisas que abarcam diferentes ramos da referida área (MILANI et al., 2007). Neste pressuposto, Milani et al. (2007) apontam para obras que merecem destaque nesta área envolvendo a geologia da Bacia do Paraná. Segundo os mesmos autores, o trabalho considerado “marco zero” da “sistematização estratigráfica da Bacia do Paraná” é o relatório de White (1908). A partir deste, e no decorrer do mesmo século, principalmente nas últimas décadas, as pesquisas se afunilaram para apresentarem especificidades das formações e atividades existentes, dando maiores destaques a trabalhos com enfoque regional, compreendendo no amadurecimento dos estudos “em seus aspectos litoestratigráficos” (MILANI et al., 2007, p. 265-266), devido à extensão e diversidades encontradas, que merecem análise detalhada dos aspectos que a compõe.

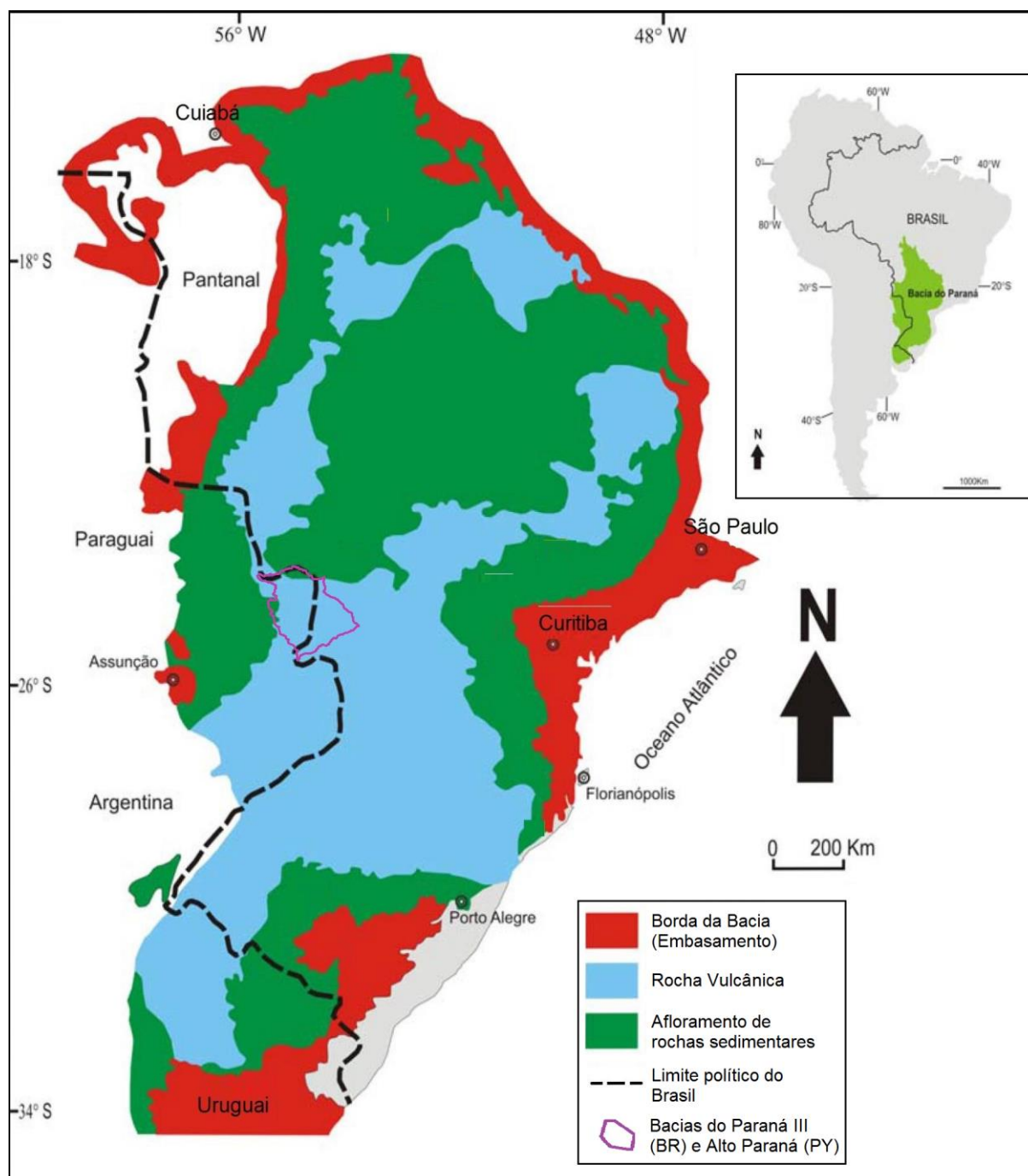


Figura 8 – Localização da área de estudo na Bacia Sedimentar do Paraná.

Fonte: Adaptada de Assine et al. (1994) e Silva (2006).

Devido estas proporções de extensão e diversidades da Bacia do Paraná, Silva et al. (2003) objetivaram seus estudos na designação das bacias dentro da grande “Província Paraná”, enfatizando analisar as bacias que a compõem, sendo que cada uma possui distinções no processo de formação tectônica. Tal estudo compreende na proposta de subdivisão da Bacia do Paraná em três áreas de sedimentação independentes. A primeira, deriva da denominação da própria Bacia

do Paraná, a segunda, a “Bacia Serra Geral”, compreendendo as formações areníticas provenientes da Formação Botucatu e os derrames vulcânicos basálticos originando a Formação Serra Geral, e a terceira a Bacia Bauru, caracterizada como uma bacia intracratônica (SILVA et al., 2003, p. 71 e 73).

Nas bacias em estudo afloram rochas de idade cretácea das Formações Serra Geral e Caiuá. A área pertencente às bacias em estudo é formada basicamente por litologia que dão origem ao basalto mesozóico do grupo São Bento, provenientes da Formação Serra Geral no lado brasileiro e Formação Alto Paraná no lado paraguaio. Esta formação geológica é originada por extensos derrames vulcânicos cretáceos do Mesozóico, originando o basalto (FULFARO, 1996; COMIN-CHIARAMONTI et al., 1997).

Segundo Presser (1992, p. 38), a nomenclatura original para esta formação foi proposta por Harrington (1950), denominada “Eruptivas Serra Geral”, e de “Formação Serra Geral” por Putzer (1962). Estes se basearam no “relatório da Cuadrícula 41 (1866)”, que propôs a denominação de Formação Alto Paraná no lado paraguaio (PRESSER, 1992). Nesta cobertura vulcânica incluem-se as bacias em estudo.

No lado paraguaio, acima dos basaltos da Formação Alto Paraná encontram-se pequenos afloramentos de depósitos correspondentes ao “Grupo Bauru” (Arenito Caiuá), encontrados abundantemente no estado de São Paulo, mas que também afloram no norte e noroeste do estado do Paraná. Estes afloramentos areníticos não ocorrem na bacia do Paraná III. No Paraguai esta sequência de afloramentos se denomina “Formación Acaray” (FULFARO, 1996, p. 12). Já o restante da área pertencente a bacia do Alto Paraná é formada exclusivamente por rochas basálticas (FIGURA 9).

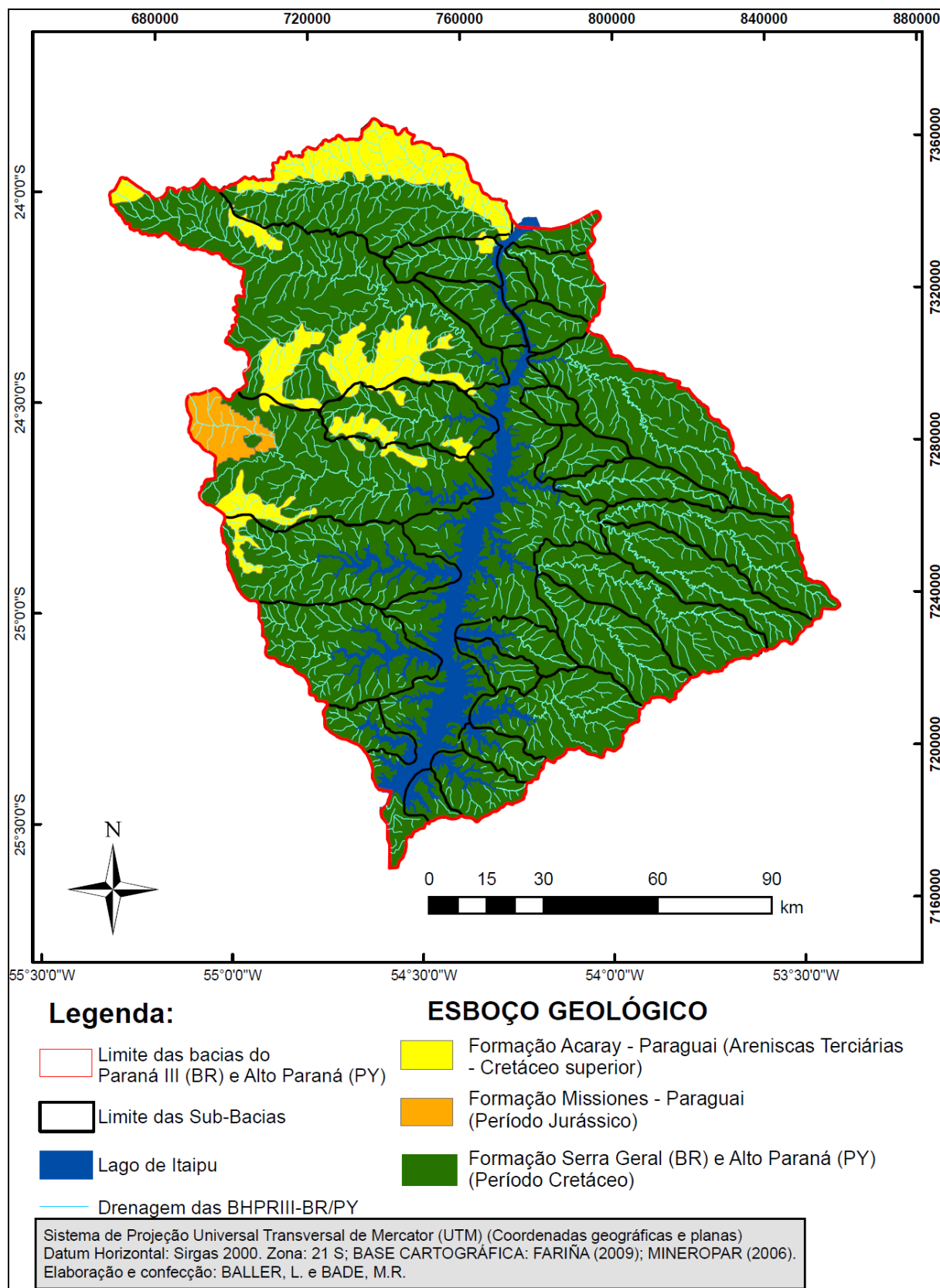


Figura 9 - Carta do esboço geológico da área de estudo.

3.5 CLIMA

A área de estudo enquadra-se na classificação climática de Köppen, como Cfa – clima subtropical mesotérmico, subtropical úmido, chuvas regulares, verões quentes com temperaturas que oscilam acima dos 21 a 22°C de médias anuais, chegando a atingir, em casos extremos os 40°C e invernos pouco frios, com médias abaixo dos 18°C e casos extremos, temperatura próximo a 5°C, com formação de apenas duas a três geadas anuais (UNA, 1995; IAPAR, 1994).

Seguindo a classificação climática do IAPAR (1994) a região oeste do Paraná e leste do Paraguai, por estarem localizadas na mesma latitude, apresentam semelhanças no índice de precipitação pluviométrica, com médias anuais próximas dos 1800 mm, classificadas como índice de precipitação abundante. No Paraguai os Departamentos de Canindeyú e Alto Paraná estão localizados na zona mais úmida em relação ao regime de precipitação paraguaio, com valores entre 1900 e 2200 mm anuais (DBEnvironment, [s. d.]).

3.6 VEGETAÇÃO

A vegetação é elemento fundamental quando nos referimos a rede de drenagem e aspectos físicos de uma bacia hidrográfica, pois esta atua como agente protetor dos processos erosivos, no controle das ações excessivas de transporte de sedimento, da lixiviação dos nutrientes, diminuindo o assoreamento dos rios e contribuindo para a boa qualidade da água. O desmatamento excessivo, principalmente para o cultivo agrícola, altera as condições naturais da bacia e do sistema aquático, o qual é o agente que proporciona maior dinâmica de uma bacia hidrográfica.

As condições geológicas e composições edáficas influenciam as características da vegetação dominante. “Os ricos solos basálticos que predominam no leste” do Paraguai e oeste do Paraná, “especialmente na bacia do rio Paraná, sustentam as florestas mais altas e diversificadas em termos de flora e fauna” (FRAGANO e CLAY, 2005, p. 290). Este autor possui estudo representativo das condições da vegetação e dos fragmentos florestais que compõem a parte oriental do Paraguai.

As partes leste do Paraguai e oeste do Paraná são originalmente, em sua maior parte, por possuir elevado índice pluviométrico anual, cobertas por reservas de vegetação subtropical.

A área em estudo compõe-se por pequenos fragmentos de “mata atlântica de interior” (DINERSTEIN et al., 1995 apud REYES, 2010, p. 28). Detêm áreas importantes com preservação ambiental, com mata de reflorestamento, principalmente nas margens dos rios, alguns parques e/ou Refúgios Biológicos e também nos arredores do reservatório de Itaipu.

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 MATERIAIS

Os materiais utilizados foram obtidos através de bases cartográficas disponibilizadas gratuitamente pelo TOPODATA – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Instituto de Terras Cartografia e Geociências (ITCG), Secretaría del Ambiente do Paraguai (SEAM - PY) e MINEROPAR. Utilizou-se ainda, fontes bibliográficas que trazem dados referentes a caracterização física da área em estudo, as quais estão espostas no decorrer do trabalho.

Os materiais utilizados foram:

- Base de dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) TOPODATA (INPE) (2013) 30m (VALERIANO, 2008), utilizando os quadrantes 23-555; 24-54; 24-555; 25-54; 25-555, que recobre toda a área pertencente a bacia do Paraná III (BR) e Alto Paraná (PY).
- Cartas Topográficas disponibilizadas pelo Instituto de Terras, Cartografia e Geociências (ITCG) escala 1:50.000, que recobrem a bacia do Paraná III. As cartas utilizadas foram as seguintes: MI 2799-1, MI 2799-2, MI 2799-3, MI 2799-4, MI 2800-3, MI 2800-4, MI 2816-1, MI 2816-2, MI 2816-3, MI 2816-4, MI 2817-1, MI 2817-2, MI 2817-3, MI 2817-4, MI 2818-3, MI 2831-4, MI 2832-1, MI 2832-2, MI 2832-3, MI 2832-4, MI 2833-1, MI 2833-2, MI 2833-3, MI 2846-2 e MI 2847-1 (ITCG).
- Mapeamento da rede de drenagem da bacia do Paraná III (BR) foi elaborado a partir da base em formato Shapefile disponibilizada pelo ITCG (escala 1:250.000) e melhorada no software Global Mapper (Versão 13.0), com uso do MDE SRTM.
- Mapeamento da rede de drenagem da bacia do Alto Paraná (PY) baseou-se na carta de solos (GOROSTIAGA et al., 1995) (escala 1:500.000) melhorada com uso do MDE SRTM TOPODATA (INPE) 30m (VALERIANO, 2008) no software Global Mapper, deixando-a numa escala aproximada a da bacia do Paraná III (BR), ou seja, 1:250.000.
- Mapeamentos Geológico recobrindo a bacia do Paraná III (BR) disponibilizada em formato Shapefile pela MINEROPAR (2006); e mapeamento geológico recobrindo a bacia do Alto Paraná (PY) adaptado de FARIÑA (2009).
- Mapas Geomorfológicos: Adaptado de Bade (2014).

4.2 MÉTODOS

As atribuições metodológicas consistem num conjunto de técnicas laboratoriais, com utilização de SIGs (Sistema de Informações Geográficas) e softwares, para vetorização, digitalização e processamento de imagens e dados.

O entendimento do comportamento geomorfológico dos rios, na representação de perfis longitudinais, apontará a identificação de anomalias nos canais principais. Para sustentar nosso modelo de análise topográfica, buscou-se amparo em elementos cartográficos já existentes. A área pertencente à bacia do Paraná III (BR) possui espessa gama de mapeamentos e produtos cartográficos elaborados por órgãos de pesquisas, com competência na elaboração de resultados. Um destes é o ITCG, que disponibiliza produtos *On Line* digitalizados, como as Cartas Topográficas produzidas em diferentes escalas, mapeamento geológico, geomorfológico, hidrográficos dentre outros. Já o levantamento de dados do lado paraguaio ocorreu mais lentamente e de forma precária, devido à escassez de dados e fontes que disponibilizassem produtos com escala compatível as usados para a bacia do Paraná III. Porém, buscou-se produzir dados e informações para tornar possível o andamento da pesquisa nesta área.

Os princípios metodológicos do trabalho partem da compreensão teórica da temática proposta, averiguando literaturas que propõem diferentes formas de análise dos perfis longitudinais e das anomalias formadas nestes, condicionadas pelas formas do relevo. Os levantamentos teóricos seguem em torno das reflexões abordadas nos procedimentos práticos. A análise de um conjunto diversificado de bibliografias propõe a compreensão de fatores geomorfológicos. Assim, torna-se possível o gerenciamento dos dados levantados, transformando-os em informações.

Os mapeamentos e as atribuições metodológicas referentes à utilização dos dados de altitude, extensão e amplitude altimétrica do relevo, dos canais de drenagem e demais levantamentos de dados e análise estão descritos detalhadamente a seguir.

4.2.1 Mapeamento da divisão política

O mapeamento político da área em estudo ocorreu da seguinte forma: os limites dos municípios do oeste paranaense foram adquiridos no site do IBGE (2013), sendo utilizados somente os municípios que abrangem a bacia do Paraná III (BR). Já os limites dos municípios (Distritos) paraguaios e os departamentos de Alto Paraná e Canindeyú foram georreferenciados e vetorizados a partir de informações disponibilizadas no site da Secretaria del Ambiente do Paraguai (SEAM, 2011), através do *link* GEOPORTAL – Mapas Temáticos *On Line*. Após ter as bases vetorizadas e georreferenciadas, foi utilizando o SIG ArcGis (versão 9.3), empregado na confecção e finalização do mapa de localização das bacias em estudo.

4.2.2 Modelo Digital de Elevação (MDE)

Utilizou-se o conjunto de dados SRTM (TOPODATA / INPE, 2013) 30 m (VALERIANO, 2008) com cartas bases que recobrem toda a área pertencente à BPRIII (BR) e a bacia do Alto Paraná (PY). Estas foram utilizadas para levantamentos de dados morfométricos, visualização hipsométrica das feições do relevo e também na complementação e melhoramentos da rede de drenagem, conforme item 4.2.4. A caracterização do relevo da área estudada seguiu a abordagem proposta por Bade (2014), que elaborou a compartimentação e subcompartimentação morfoestrutural da BPRIII (BR) e da bacia do Alto Paraná (PY). Bade (2014) utilizou-se das metodologias propostas por Santos et al. (2006) e Mineropar (2006), para trabalhar especificamente e de forma mais detalhada as áreas pertencentes às BPRIII (BR) e Alto Paraná (PY), com fins de caracterizar as diferentes formas do relevo nas referidas bacias.

Os levantamentos morfométricos dos parâmetros e variáveis da bacia foram elaborados com utilização do software Global Mapper (versão 13.0). Os dados foram utilizados para a caracterização da área. Estes contribuíram para a distinção das feições hidrogeomorfológicas dos canais de drenagem e área das sub-bacias hidrográficas.

4.2.3 Esboço geológico

O Esboço Geológico das bacias do Paraná III (BR) e Alto Paraná (PY) também foi utilizado para caracterização da área em estudo. Tem como propósito, identificar a composição vulcânica (basalto) que se estende ao longo das duas bacias, e os afloramentos areníticos que complementam a formação litológica da bacia do Alto Paraná (PY). Esta última foi embasada na carta geológica utilizada por Fariña (2009), todavia, este não faz menções a escala utilizada. Já o Esboço Geológico da bacia do Paraná III (BR) foi elaborado com base nos dados disponibilizados pelo ITCG (2013). O esboço foi georreferenciado e vetorizado no software Global Mapper (versão 13.0), em escala compatível de 1:250.000, e o mapeamento foi finalizado no SIG ArcGis (versão 9.3).

4.2.4 Vetorização das sub-bacias e rede de drenagem

A delimitação das sub-bacias hidrográficas e a vetorização da rede de drenagem das bacias do Paraná III (BR) e Alto Paraná (PY) foram realizadas com utilização do software Global Mapper (versão 13.0). A partir destes vetores torna-se possível a obtenção dos valores de áreas, perímetro, cota máxima, mínima e extensão das sub-bacias hidrográficas, extensão e amplitude altimétrica dos canais principais e extensão entre as curvas de nível.

Para a vetorização da rede de drenagem da bacia do Alto Paraná (PY), foi utilizada a Carta de Solos (escala 1:500.000) (GOROSTIAGA et al., 1995). O vetor da rede de drenagem foi melhorado com auxílio do MDE SRTM (TOPODATA / INPE, 2013) (30 m) (VALERIANO, 2008), transpondo o mapeamento hidrográfico para uma escala aproximada de 1:250.000. Para a bacia do Paraná III (BR), foi utilizado o arquivo em formato Shapefile (escala 1:250.000) disponibilizado pelo ITCG (2013), porém foram feitas adequações da vetorização, utilizando-se da SRTM. A SRTM (TOPODATA / INPE, 2013) 30 m (VALERIANO, 2008), foi utilizada em ambas as bacias em estudo para melhorar o traçado dos canais de drenagem, encaixando-os conforme condicionamentos visto nas formas do relevo, a partir do formato visual em 3D, corroborando para realização do mapeamento hidrográfico, deixando a rede de drenagem das bacias em uma escala aproximada (1:250.000).

4.3 ELABORAÇÃO DE PERFIS LONGITUDINAIS

A vetorização do traçado dos canais principais, referentes as sub-bacias pertencentes à bacia do Paraná III (BR), dos quais foram confeccionados os perfis longitudinais, foram delimitados a partir das Cartas Topográficas, escala 1:50.000 (ITCG). Nesta base estão disponibilizados os dados de desnível do relevo, representados pelas curvas de nível, com cotas altimétricas que possuem equidistância de 20 m. Já a vetorização dos canais principais das sub-bacias pertencentes a bacia do Alto Paraná (PY) ocorreu em escala diferenciada (1:500.000) (GOROSTIAGA et al., 1995) modificada e melhorada a partir da SRTM, deixando-os com escala de melhor detalhe (aproximadamente 1:250.000).

Para a elaboração dos perfis longitudinais foram necessários os levantamentos de dados e informações referentes a extensão e altitude de cada segmento, da nascente até a foz de cada rio.

Para a bacia do Alto Paraná (PY) foram utilizados os dados de distância dos canais principais vetorizados (conforme item 4.2.4). As curvas de nível foram geradas automaticamente no software Global Mapper (versão 13.0), também com equidistância de 20 m, utilizando do MDE SRTM - TOPODATA (30 m).

4.4 CÁLCULO DA DECLIVIDADE DOS PERFIS LONGITUDINAIS

Após o levantamento dos perfis longitudinais foi calculada a declividade média dos rios. Esta pode ser obtida por segmento (m/m) ou ao longo de todo o percurso do canal (m/km). Para o presente estudo calculou-se a declividade seguindo as duas formas, todavia, o levantamento mais expressivo obteve-se no cálculo da declividade média por segmento (m/m) (entre as curvas de nível com cotas de 20 - 20 m), pois esta fornece dados que permitem indicar os trechos com ruptura de declive (knickzones).

Para realização do cálculo da declividade (m/km ou m/m), leva-se em conta apenas a relação entre o comprimento (total ou por trecho) do canal de drenagem e a amplitude altimétrica (total ou por trecho) referente às cotas do início e do fim do perfil longitudinal, seguindo a fórmula (Equação 1) utilizada por Hayakawa; Oguchi (2006; 2009) e Gomes (2008).

$$Gd = \frac{e2 - e1}{d} \dots\dots\dots(1)$$

Onde: Gd corresponde a declividade média; $e2$ à cota de início; $e1$ à cota de fim; e d ao comprimento do curso de água.

De início a declividade média (Gd) foi obtida através da relação entre o comprimento total de cada canal principal e o desnível total entre as cotas da nascente e foz deste canal. Posteriormente geraram-se os dados de declividade seguindo as cotas de 20 em 20 metros.

Seguindo o método utilizado por Hayakawa e Oguchi (2006), a Gd (m/m) foi utilizada para identificação knickpoints e knickzones em perfis longitudinais. No presente estudo, trechos com valores de Gd superiores a 0,005 m/m foram definidos como trechos com ruptura de declive. (de onde saiu esse limiar).

4.5 NORMALIZAÇÃO E ÍNDICE DE CONCAVIDADE DOS PERFIS LONGITUDINAIS

4.5.1 Normalização dos perfis longitudinais

Seguindo a proposta de Larue (2008), a normalização dos perfis longitudinais é calculada a partir da equação 2:

$$P = (H / Ho) - (L / Lo) \dots\dots\dots(2)$$

Onde: H corresponde à altitude do ponto de medição; Ho é a altitude do curso de água na sua cabeceira (cota máxima); L é o comprimento de cada um dos segmentos e Lo é o comprimento total do curso de água. Com esta normalização todos os perfis longitudinais passam a ter como cota e extensão máximas o valor de 1, equiparando todos os perfis longitudinais a uma mesma proporção não alterando significativamente a sua forma final e modificando apenas os desníveis e comprimentos reais.

Este procedimento da-se após a obtenção do traçado do perfil longitudinal, realizando-se a sua normalização. Esta é realizada com propósitos de fazer todas as comparações da forma de perfis longitudinais que possuem diferentes comprimentos

e cotas. Os dados são utilizados para cálculo e plotagem dos parâmetros e das formas dos perfis longitudinais. Portanto, a normalização dos perfis longitudinais, com a sobreposição de todos os perfis estudados, colocando-os em mesma extensão e cota, tem o propósito de deixar todos os perfis estudados nas mesmas dimensões (Figura 10), proporcionando uma análise equiparada de suas feições (RÃDOANE et al., 2003).

Quando há a plotagem dos dados, a primeira observação dos perfis longitudinais é a forma adimensional, a qual refere-se a definição de sua extensão e cota, distinguindo-os de forma imediata e clara, pois cada canal possui dados distintos destas medidas, subsequentemente são as formas de concavidades, convexidade e equilíbrio que diferem as feições de um rio para outro.

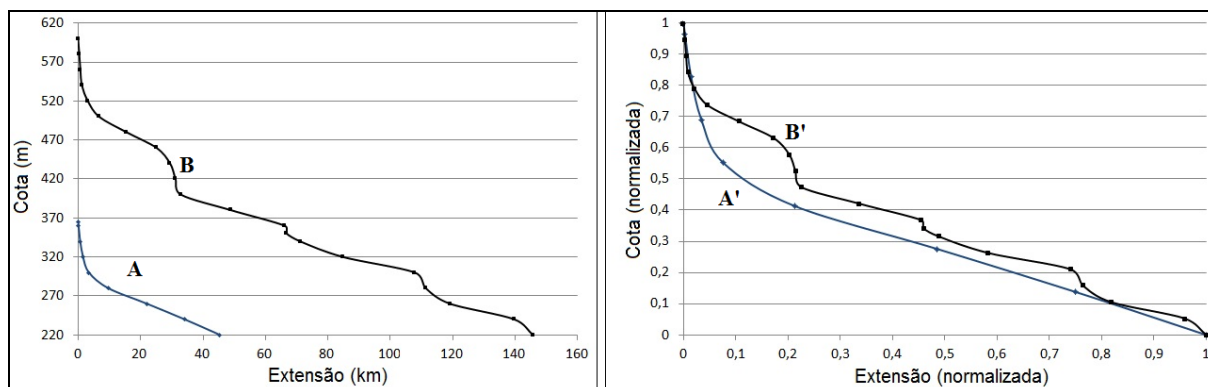


Figura 10 – Exemplos de dois perfis longitudinais (A e B) e perfis normalizados (A' e B').

Fonte: Adaptada de Ferreira (2010).

Além das atribuições mencionadas, a normalização dos perfis longitudinais é utilizada para realização do cálculo do índice de concavidade, como descrito a seguir.

4.5.2 Cálculo do índice de concavidade

O cálculo do índice de concavidade (IC) é realizado seguindo a fórmula de Snow & Slingerland (1987) *apud* Gomes (2008) (Equação 3; Figura 11) aplicado num perfil normalizado.

$$IC = A1/0,5.....(3)$$

Onde A1 representa a área hachurada na figura 11.

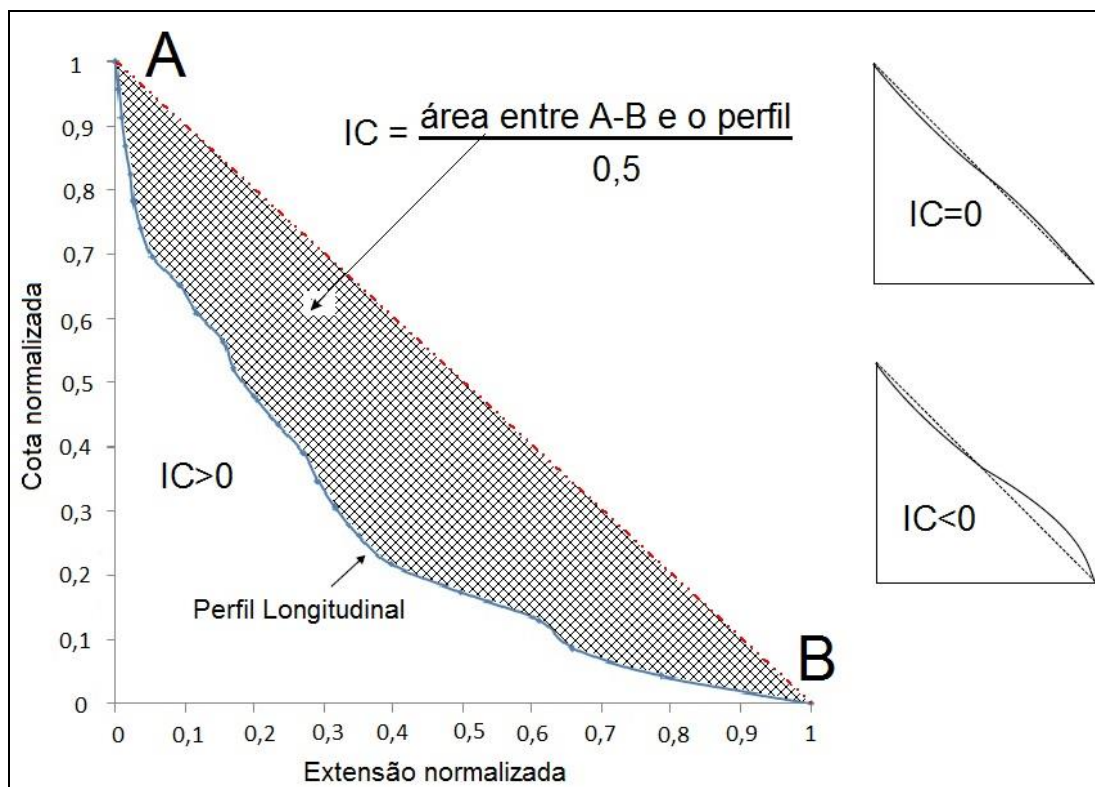


Figura 11 – Cálculo do índice de concavidade num perfil longitudinal normalizado.

Fonte: Adaptada de Zaprowski et al. (2005).

O cálculo leva em conta a extensão do perfil longitudinal, abrangendo desde sua nascente até a foz. Os dados pertinentes ao parâmetro A1 referem-se à área formada por uma linha reta que une as extremidades (nascente à foz) do perfil, onde A1 é a área existente entre este traçado (hipotenusa) e a linha do perfil. Já A2, refere-se à área triangular criada entre a base do triângulo (cateto) que é definido pela cota e extensão do perfil longitudinal, e o traçado linear do perfil longitudinal (RÃDOANE et al., 2003; GOMES, 2008 e FERREIRA, 2010). Este parâmetro permite o cálculo quantitativo do grau de encurvamento apresentado pelo perfil longitudinal (RÃDOANE et al., 2003).

Na aplicação do índice de concavidade (IC), se os valores representados forem negativos ($IC < 0$), o perfil apresenta-se como convexo, se os resultados do cálculo forem maior que zero, ou seja, positivos ($IC > 0$) hávera concavidade no canal e resultados do índice de concavidade igual a zero ($IC = 0$) o traçado do canal se apresentará como forma de uma linha reta. Já resultados próximos de um ($IC = 1$), o perfil apresentará forma de L (perfil em equilíbrio) (RÃDOANE et al., 2003; GOMES, 2008; LARUE, 2008).

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 HIPSOMETRIA DAS BACIAS DO PARANÁ III E ALTO PARANÁ

A partir da análise da carta hipsométrica (Figura 12) constatou-se a diferença na altimetria do terreno em ambas as bacias. Nota-se que as cotas mais elevadas na bacia do Paraná III (BR) encontram-se no extremo oriental da bacia, onde alcançam cotas próximas a 800 m de altitude. Na bacia do Alto Paraná (PY), os pontos mais elevados atingem 450 m no extremo ocidental. Esta maior elevação altimétrica indica um relevo com vertentes mais dissecadas na parte centro-leste da bacia do Paraná III.

5.2 CARACTERIZAÇÃO DOS PERFIS LONGITUDINAIS

Com a formação do lago de Itaipu em 1982 as cartas topográficas confeccionadas a partir de então (escala 1:50.000), utilizadas na bacia do Paraná III, se limitam a cota do lago (220 m). Por essa razão, as características do terreno inferior a essa cota não constam nessas cartas. O mesmo ocorre com o MDE SRTM, utilizado na bacia do Alto Paraná, que fornecem dados a partir da cota 220 m. Os mapas confeccionados anteriormente a formação do lago possuem escala 1:250.000 são inapropriados para confecção de perfis longitudinais mais detalhados. Por essa razão, os perfis a serem apresentados a seguir mostram somente as características originais das bacias nos trechos superior e médio, até a cota 220 m. Apenas os rios São Francisco Verdadeiro e Santa Quitéria possuem sua foz a montante da área represada pelo lago de Itaipu, na cota 242 m, com os canais representando suas características originais da nascente a foz. Segundo informações de antigos moradores que residem na região, anteriormente à formação do lago de Itaipu existiam cachoeiras nos rios São Francisco Verdadeiro e São Francisco Falso Braço Norte (bacia do Paraná III), e foram represadas pelo lago. Estas tinham aproximadamente 15 metros de altura.

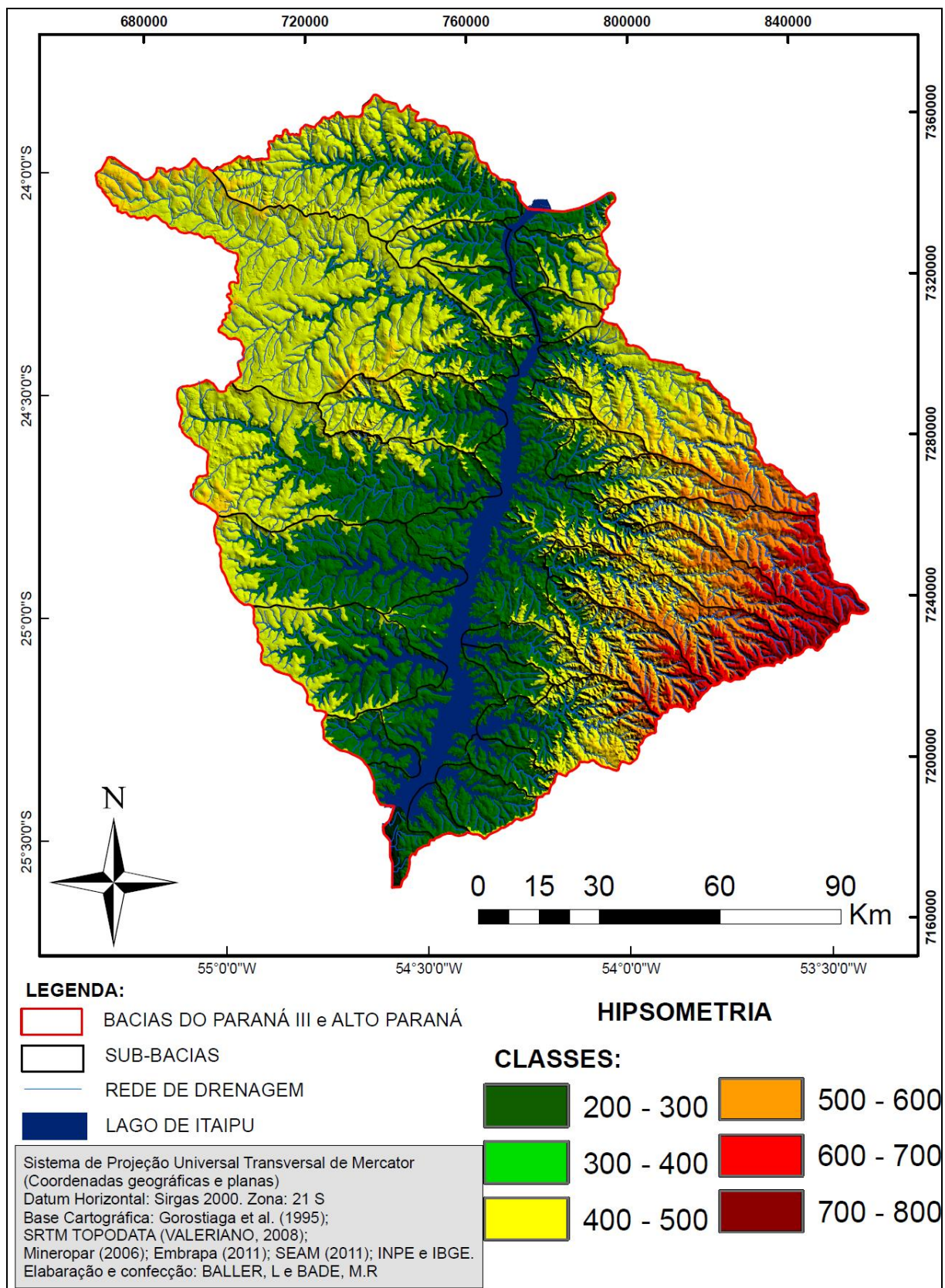


Figura 12 – Carta hipsométrica das bacias do Paraná III e Alto Paraná.

Estas informações podem ser constatadas nos mapas em escala 1:250.000, que indicam a cota original da foz dos rios das bacias do Paraná III e Alto Paraná. Estas variavam de 110 m no extremo sul do rio Paraná até 200 m no extremo norte. Assim, perderam-se informações da declividade nas proximidades da foz de alguns rios, com inúmeros trechos de ruptura de declive inundados pelo lago de Itaipu.

5.2.1 Bacia do Paraná III

Na figura 13 são mostrados os perfis longitudinais definidos ao longo dos principais rios da bacia do Paraná III. Os dados empregados na elaboração destes perfis podem ser verificados no Apêndice A.1. Os rios que possuem suas nascentes nas maiores cotas são: Guaçu, São Francisco Verdadeiro, Santa Quitéria, São Francisco Falso Braço Norte, São Francisco Falso Braço Sul e Ocoi. Suas nascentes estão localizadas em altitudes superiores a 600 m e conseqüentemente são os cursos com maior extensão.

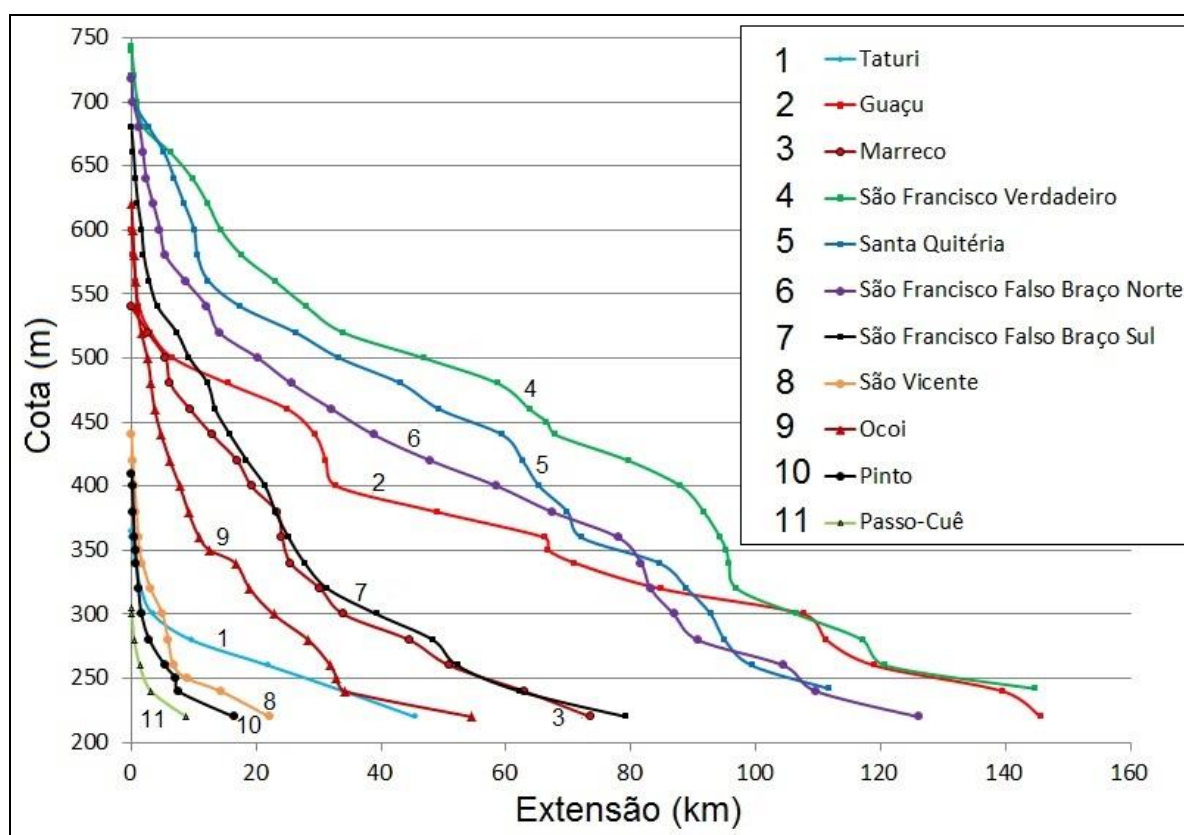


Figura 13 – Perfis longitudinais dos rios em estudo na bacia do Paraná III.

Neste conjunto de perfis é notória a presença de cursos com traçados e segmentos convexos (Guaçu, São Francisco Verdadeiro, Santa Quitéria e São Francisco Braço Norte), sendo evidente também a maior concentração de trechos com rupturas de declive (knickzones). Os rios com menor extensão como o caso de Passo-Cuê, Pinto, São Vicente e Taturi já possuem perfis mais próximos de um traçado côncavo. O primeiro grupo se concentra na parte central da bacia, onde a diferença altimétrica é maior e o segundo grupo localiza-se nos extremos norte e sul da bacia onde a bacia apresenta menor desenvolvimento altimétrico (Vide figura 12).

Os perfis longitudinais e perfis normalizados dos rios da bacia do Paraná III são mostrados da figura 14 até a figura 22. Nos perfis topográficos são delineados os trechos de ruptura de declive tendo como base a declividade dos trechos. Os trechos com declividade superior a 0,005 m/m foram considerados trechos anômalos.

Nas figuras 14 e 15 são exibidos os perfis dos rios Taturi, Guaçu, Marreco e São Francisco Verdadeiro. Na figura 16 são ilustrados os principais knickzones observados no rio São Francisco Verdadeiro.

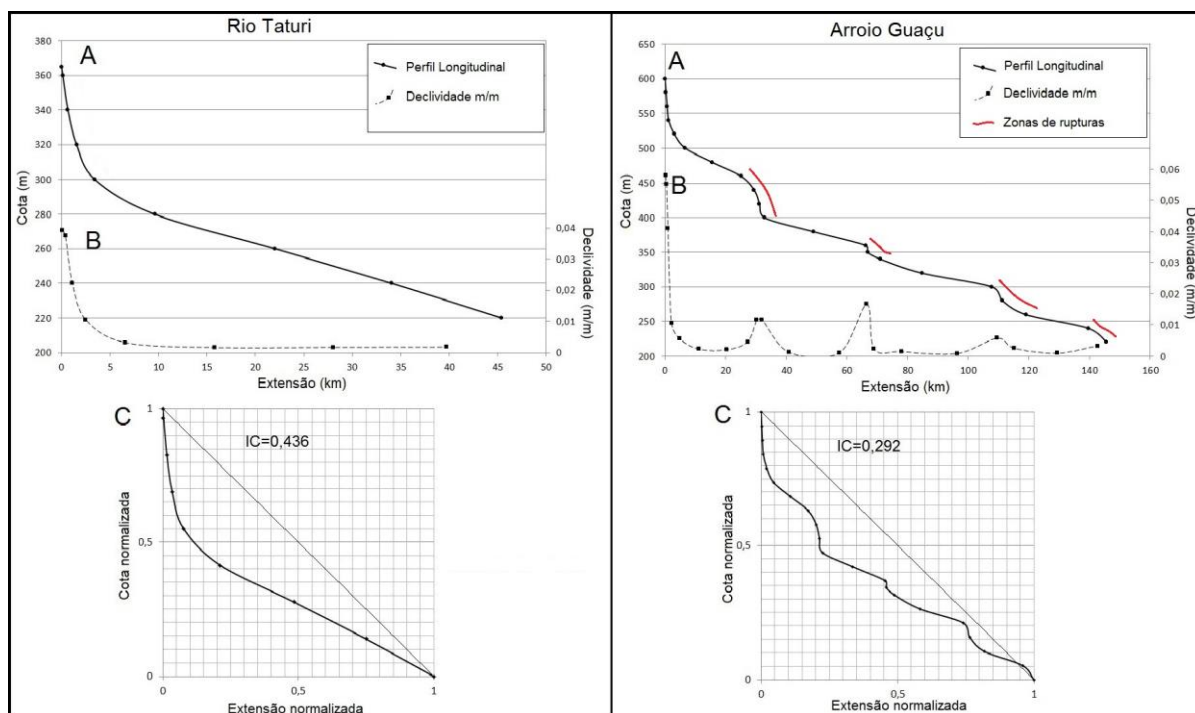


Figura 14 – Rio Tuturi e Arroio Guaçu. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado.

Para identificação e caracterização das knickzones nos perfis longitudinais dos rios pertencentes à bacia do Paraná III (BR), foram calculadas a extensão média e a declividade (m/m) entre as curvas de nível (20 m), obtendo-se assim, os valores de declividade de cada segmento com desnível de 20 m (Figuras 14B, 15B, 17B, 20B, 21B e 22B; Apêndice A.2).

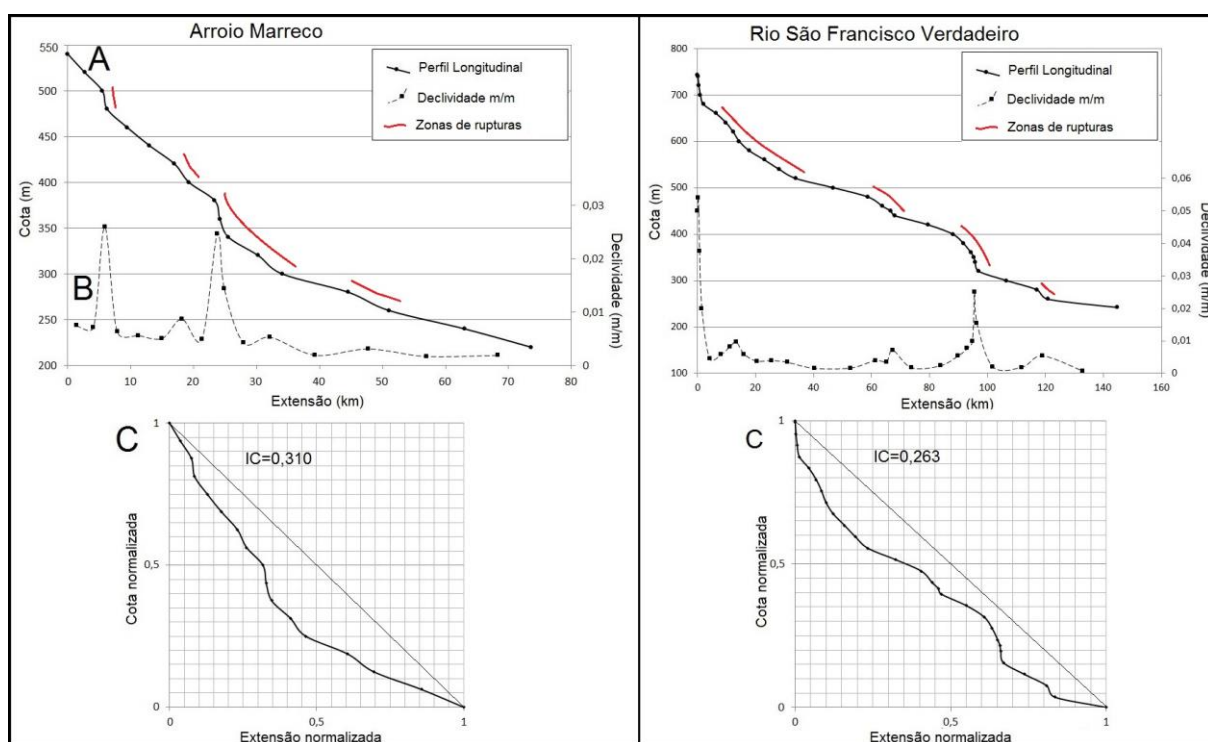


Figura 15 – Arroio Marreco e Rio São Francisco Verdadeiro. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado.

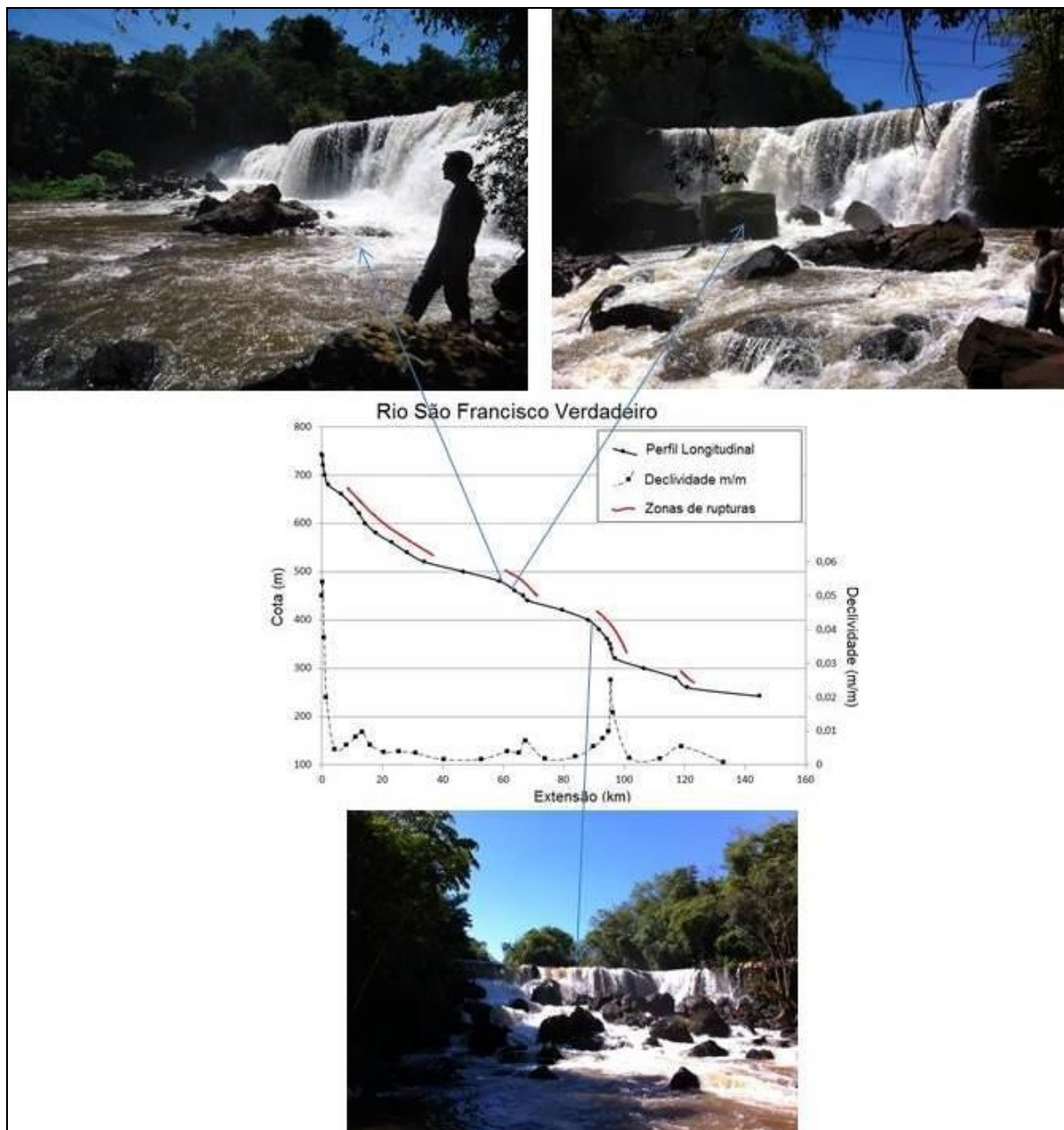


Figura 16 – Rupturas de declive no Rio São Francisco Verdadeiro. As fotos superiores correspondem ao trecho de ruptura identificado como 10 São Francisco Verdadeiro e a foto inferior ao trecho 11 São Francisco Verdadeiro (Ver figura 28 e quadro 6).

Os perfis referentes aos rios Santa Quitéria, São Francisco Falso Braço Norte, São Francisco Falso Braço Sul, São Vicente, Ocoi, Pinto e Passo Cûe são mostrados nas figuras 17, 20, 21 e 22 respectivamente. Os registros fotográficos dos principais knickpoints ao longo dos rios Santa Quitéria e São Francisco Falso Braço Norte são mostrados nas figuras 18 e 19.

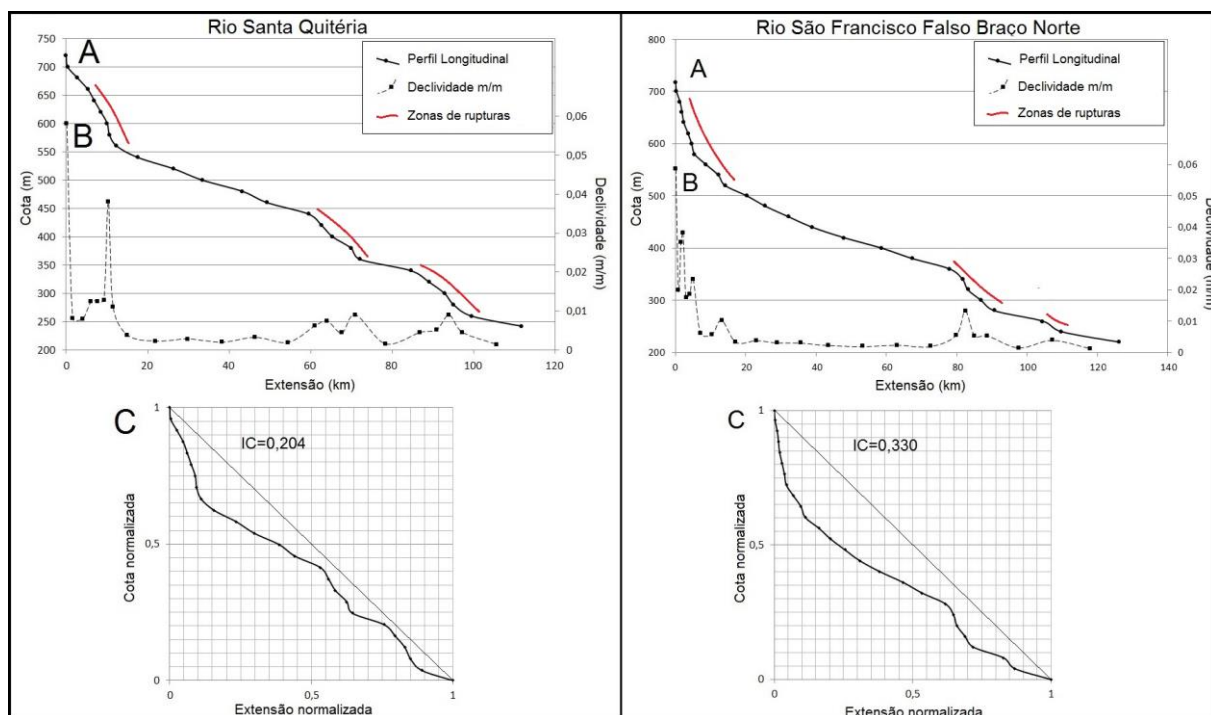


Figura 17 – Rio Santa Quitéria e Rio São Francisco Falso Braço Norte. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado.

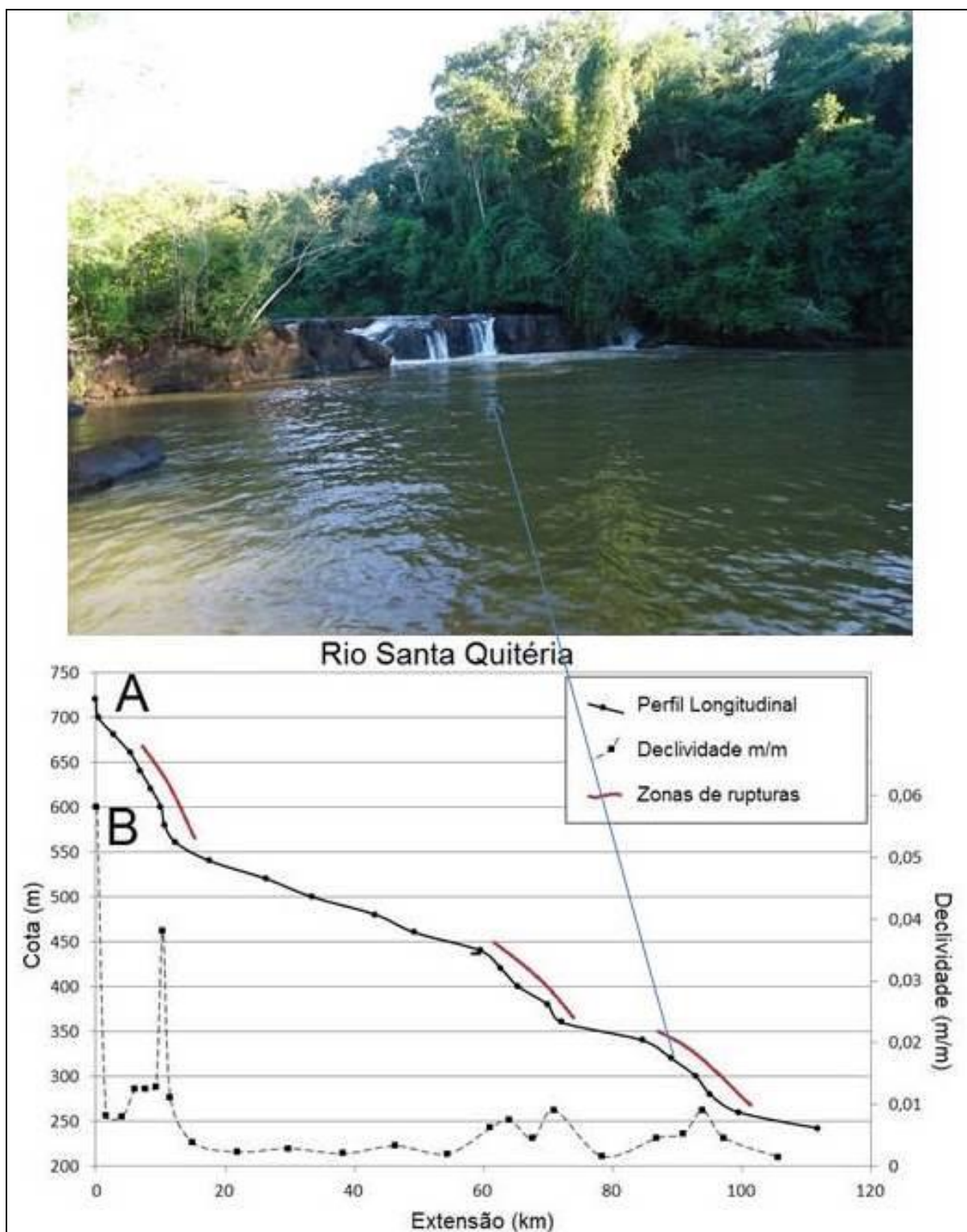


Figura 18 – Ruptura de declive no Rio Santa Quitéria. A foto corresponde ao trecho de ruptura identificado como trecho 15 Santa Quitéria (Ver figura 28 e quadro 6).

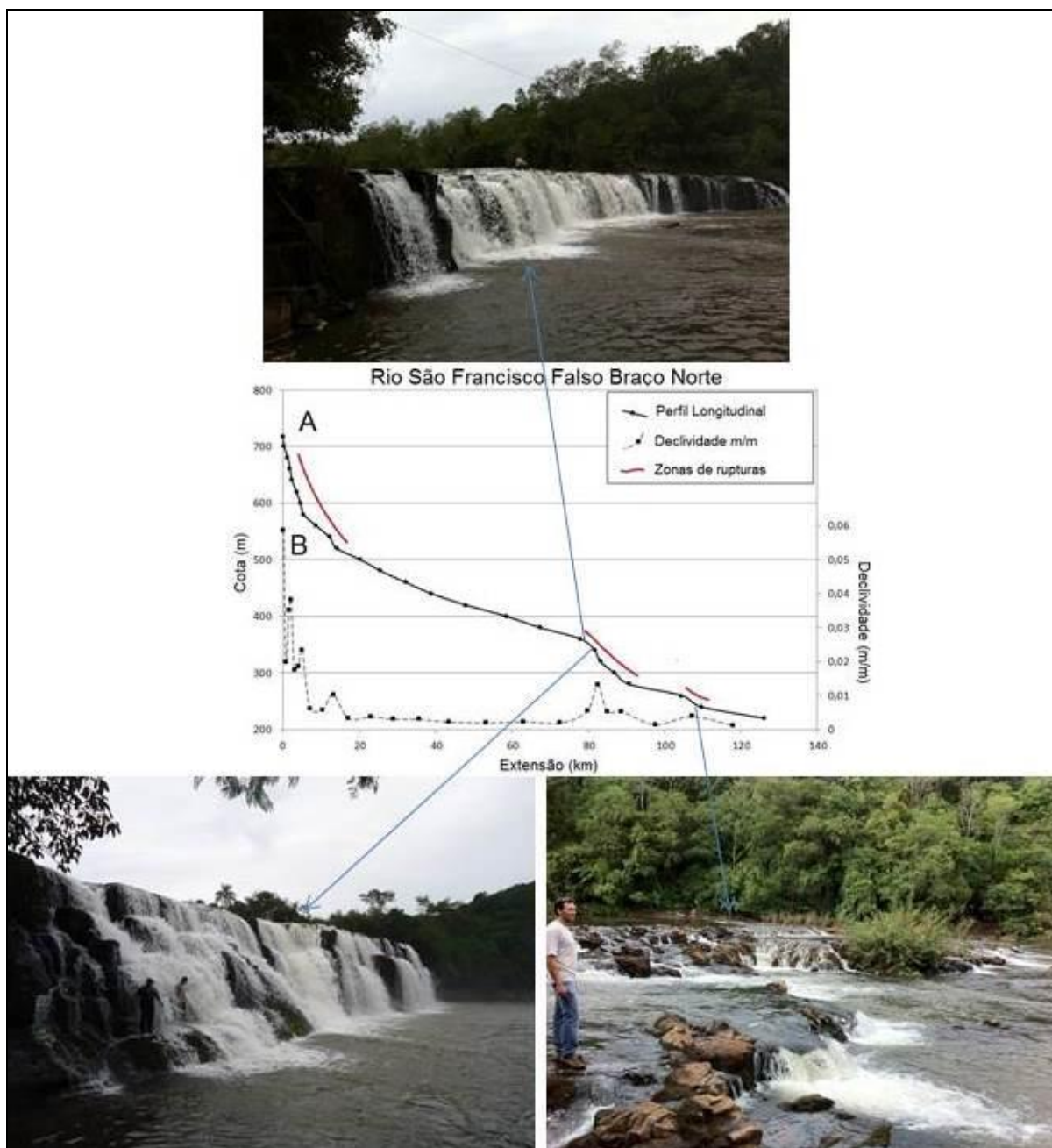


Figura 19– Rupturas de declive no Rio São Francisco Falso Braço Norte. As fotos superior e inferior esquerda correspondem ao trecho de ruptura identificado como 17 São Francisco Falso Norte e a foto inferior direita ao trecho 18 São Francisco Falso Norte (Ver figura 28 e quadro 6).

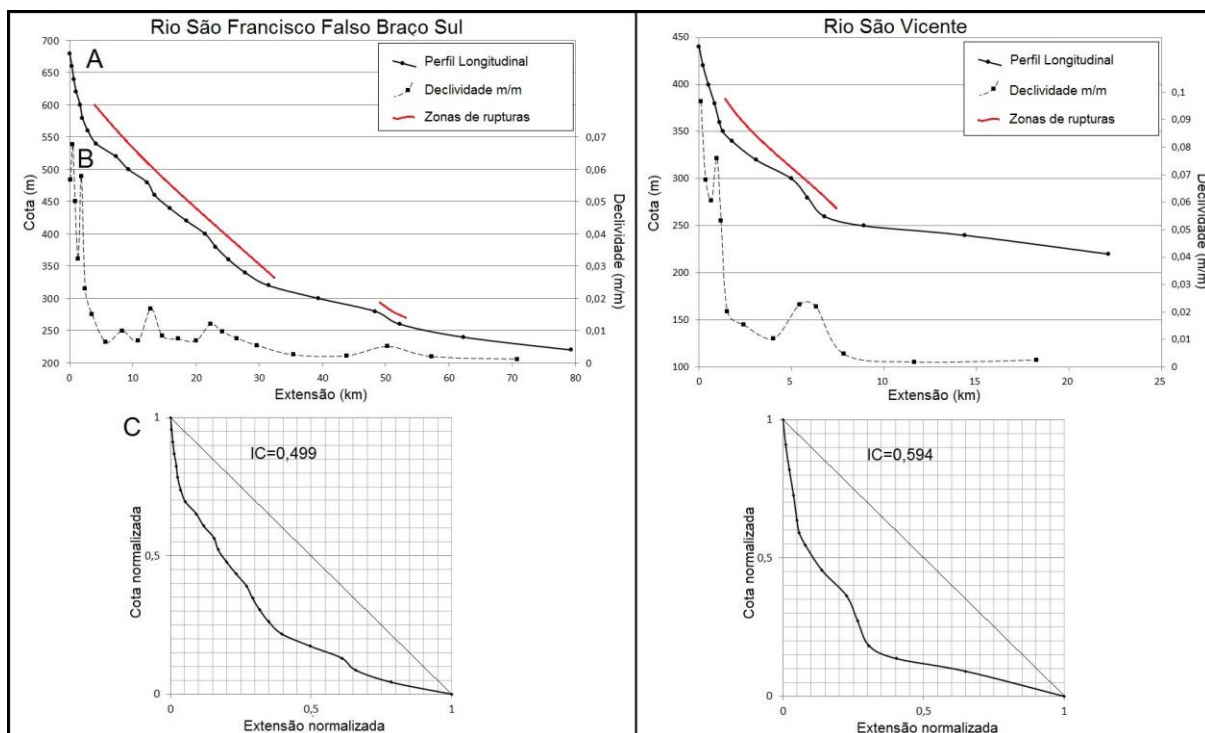


Figura 20 – Rio São Francisco Falso Braço Sul e Rio São Vicente. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado.

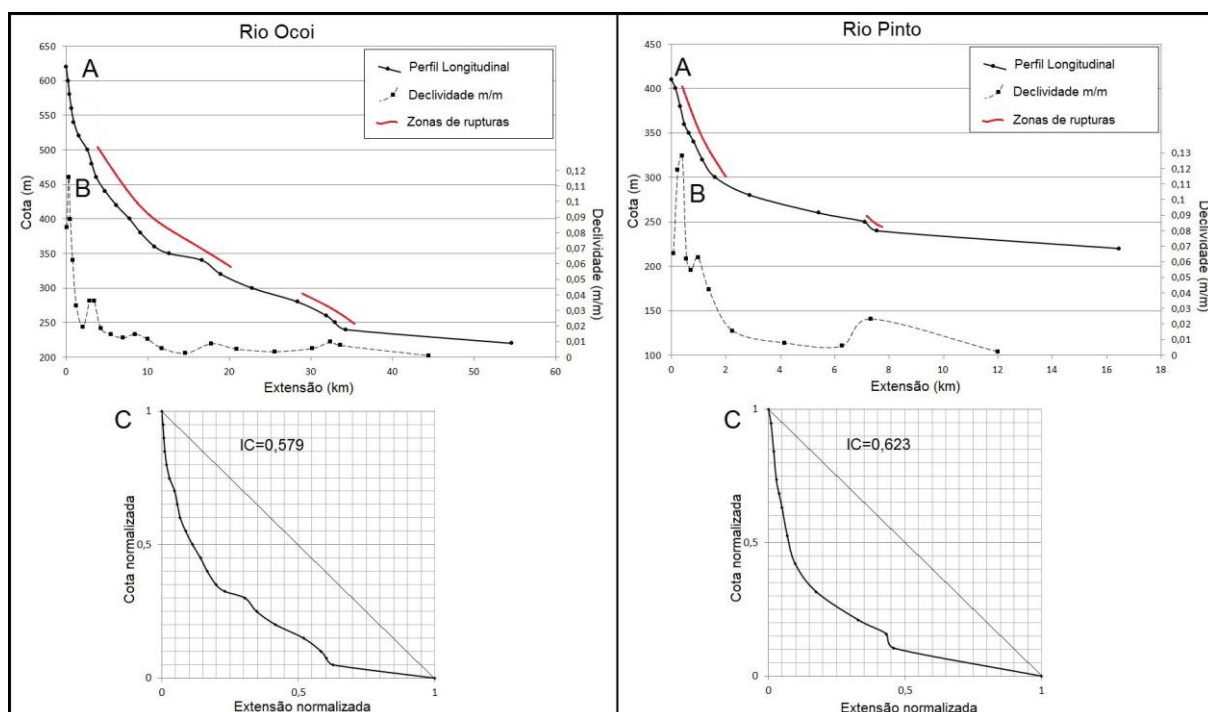


Figura 21 – Rio Ocoi e Rio Pinto. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado.

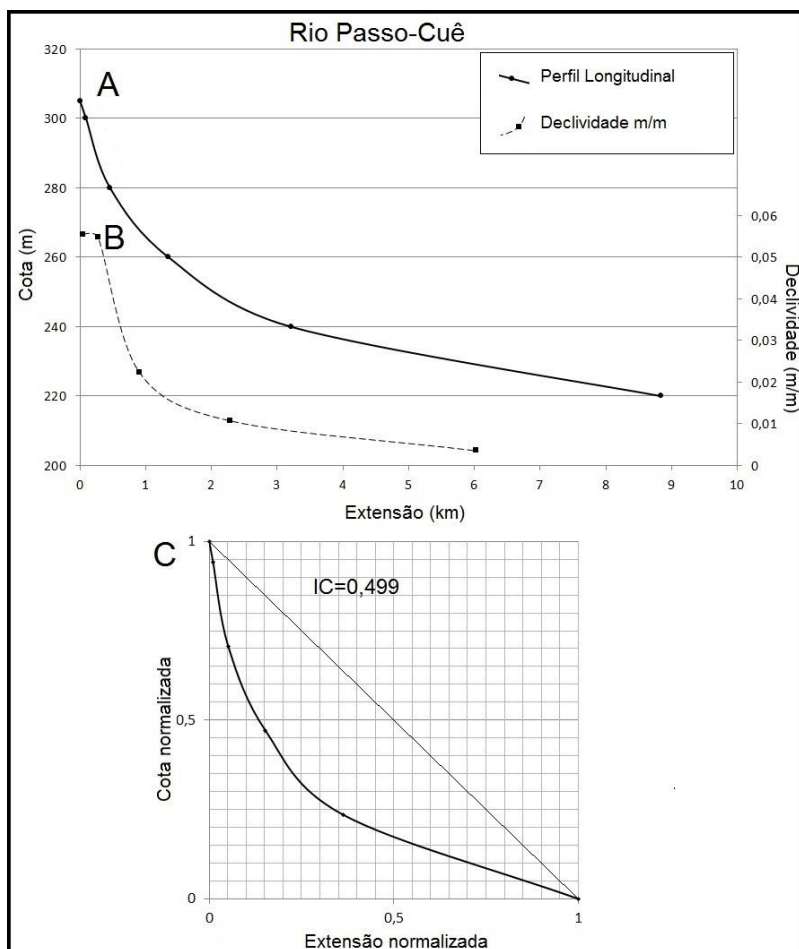


Figura 22 - Rio Passo Cuê. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado.

Como podem ser observados a partir dos perfis topográficos, a maioria dos canais apresentam trechos com ruptura de declive. Os únicos canais que não apresentam anomalias são os rios Taturi e Passo-Cuê. Estes possuem valores do Índice de Concavidade (IC) de 0,436 e 0,499 e estão situados respectivamente no extremo norte e sul da bacia do Paraná III.

No quadro 4 são apresentados os valores de extensão, amplitude altimétrica, índice de concavidade e declividade médias dos rios da bacia do Paraná III. Com exceção dos rios São Francisco Verdadeiro e Santa Quitéria, os outros cursos de água são representados parcialmente pela inundação do seu extremo inferior pelo lago de Itaipu. Por essa razão, os índices de concavidade e declividade destas bacias inundadas não refletem as características iniciais destas bacias.

Quadro 4 - Índice de concavidade (IC) e declividade (m/km) nos canais principais da bacia do Paraná III. A cota 220 representa o valor médio do nível do lago de Itaipu.

Nº	Rios	Extensão do canal principal (km)	Cota cabeceira-cota foz (m)	Índice de concavidade (IC)	Declividade média (m/km)
1	Taturi	45,420	365 – 220	0,436	3,192
2	Guaçu	145,600	600 – 220	0,292	2,609
3	Marreco	73,571	540 – 220	0,310	4,349
4	São Francisco Verdadeiro	150,400	743 – 242	0,248	3,477
5	Santa Quitéria	111,780	720 – 242	0,204	4,276
6	São Francisco Falso Braço Norte	126,100	718 – 220	0,330	3,949
7	São Francisco Falso Braço Sul	79,347	680 – 220	0,499	5,797
8	São Vicente	22,140	440 – 220	0,594	9,936
9	Ocoi	54,600	620 – 220	0,579	7,326
10	Pinto	16,450	410 – 220	0,623	11,550
11	Passo-Cuê	8,840	305 – 220	0,499	9,615

5.2.2 Bacia do Alto Paraná

Os perfis longitudinais dos canais principais dos rios pertencentes à bacia do Alto Paraná são mostrados na figura 23. Os dados empregados na elaboração destes perfis podem ser verificados no Apêndice B.1. Neste conjunto, destaca-se o rio Carapá cuja nascente situa-se na parte mais ocidental da bacia do Alto Paraná e constitui o rio mais extenso se comparado com os demais canais das sub-bacias em estudo no Paraguai.

Seguindo o mesmo padrão de apresentação dos perfis longitudinais e normalizado dos rios do Paraná III, nesta seção são mostradas as características dos rios da bacia do Alto Paraná nas figuras 24, 25, 26 e 27.

Adotando nesta parte também conforme descrito aos rios da bacia do Paraná III, seguindo a forma de identificação e caracterização das knickzones nos perfis longitudinais dos rios pertencentes à bacia do Alto Paraná (PY), foram calculadas a extensão média e a declividade (m/m) entre as curvas de nível (20 m), obtendo-se

assim, os valores de declividade de cada segmento com desnível de 20 m (Figuras 24B, 25B, 26B e 27B; Apêndice B.2).

Estes canais apresentam forma côncava, com poucos trechos com rupturas de declive. Os rios Carapá e Itabó Guazu possuem os menores valores de IC, com 0,29 e 0,204 respectivamente. Estes, juntamente com os rios Piratí, Pozuelo, Limoy e Itabó Guazu apresentam segmentos convexos, com trechos de rupturas de declive. Os rios Gazory, Itambey e Pira Pyta não apresentam rupturas de declive.

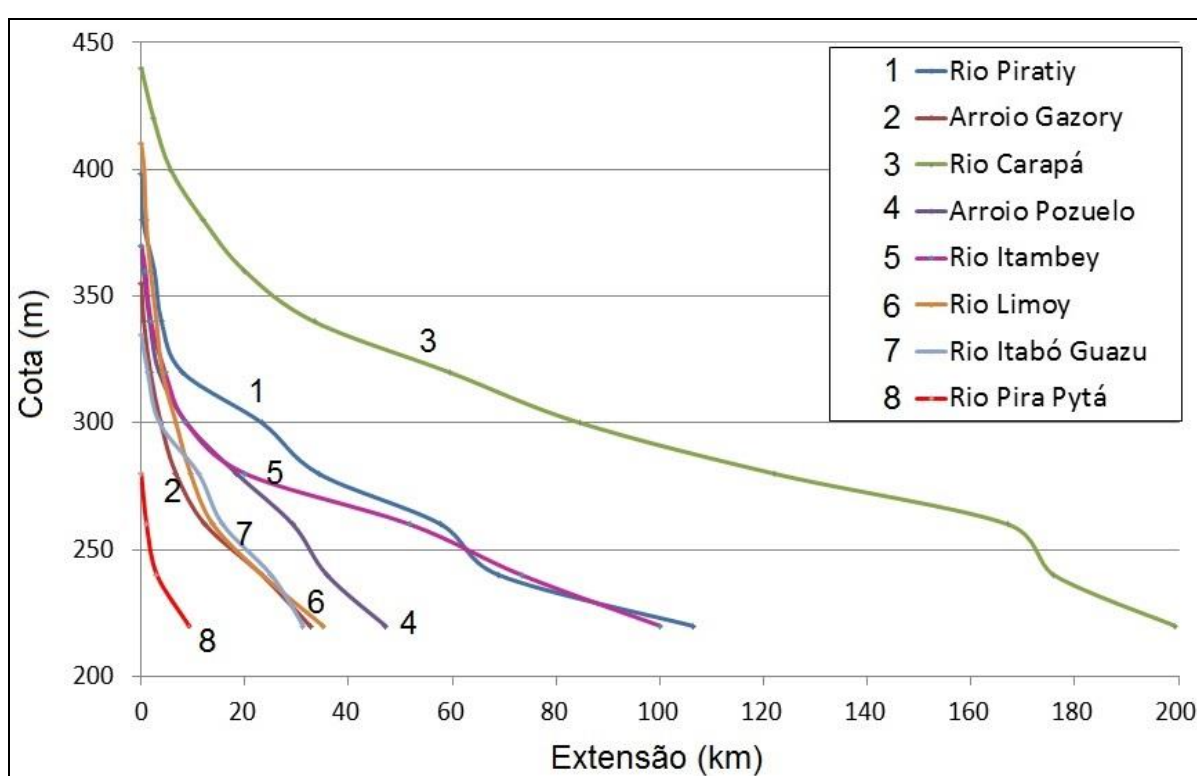


Figura 23 - Perfis longitudinais dos rios em estudo na bacia do Alto Paraná.

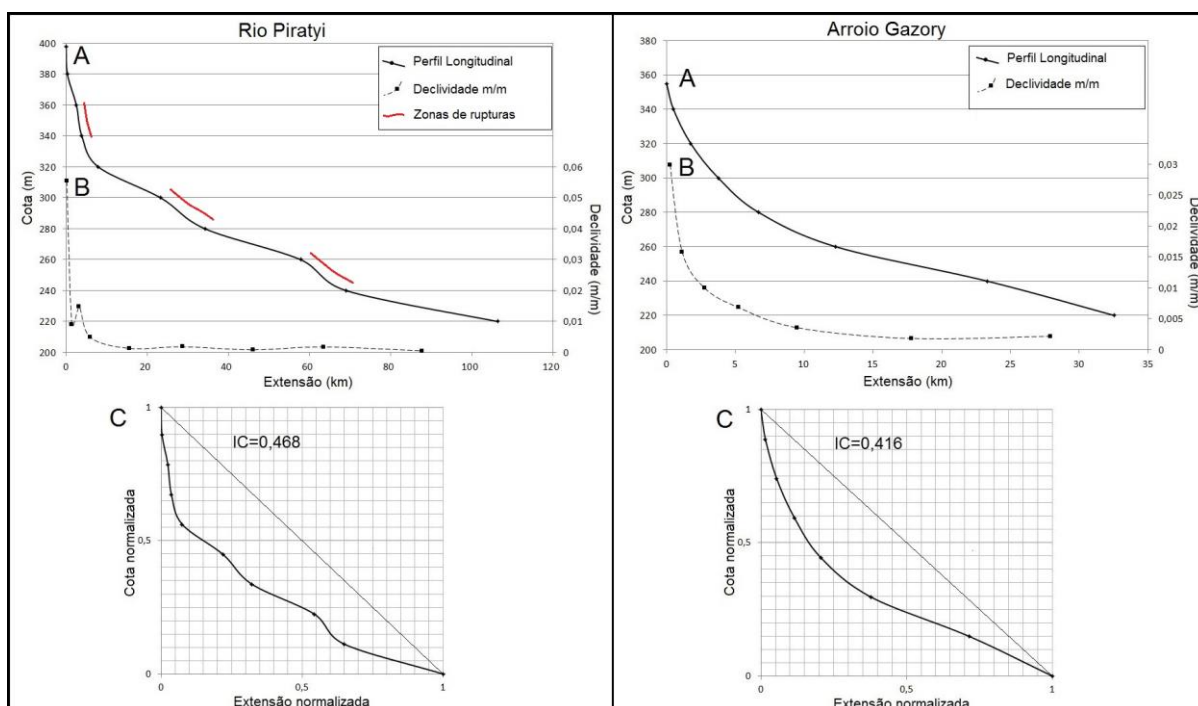


Figura 24 – Rio Piraty e Arroio Gazory. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado.

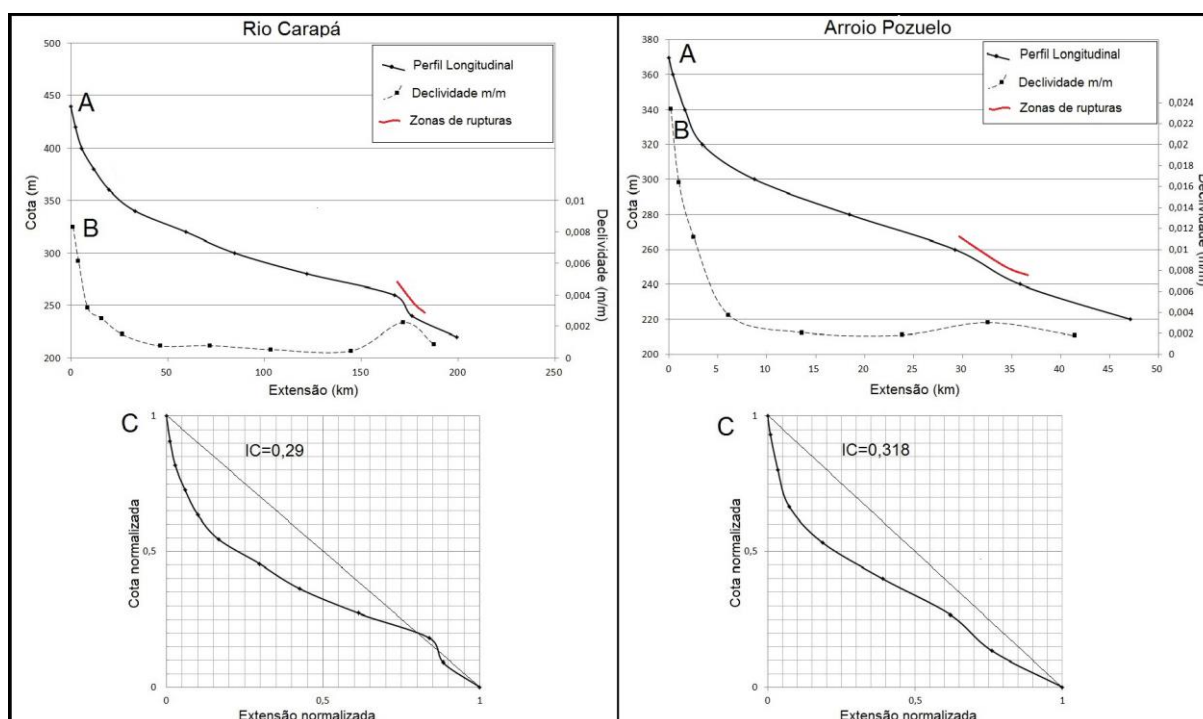


Figura 25 – Rio Carapá e Arroio Pozuelo. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado.

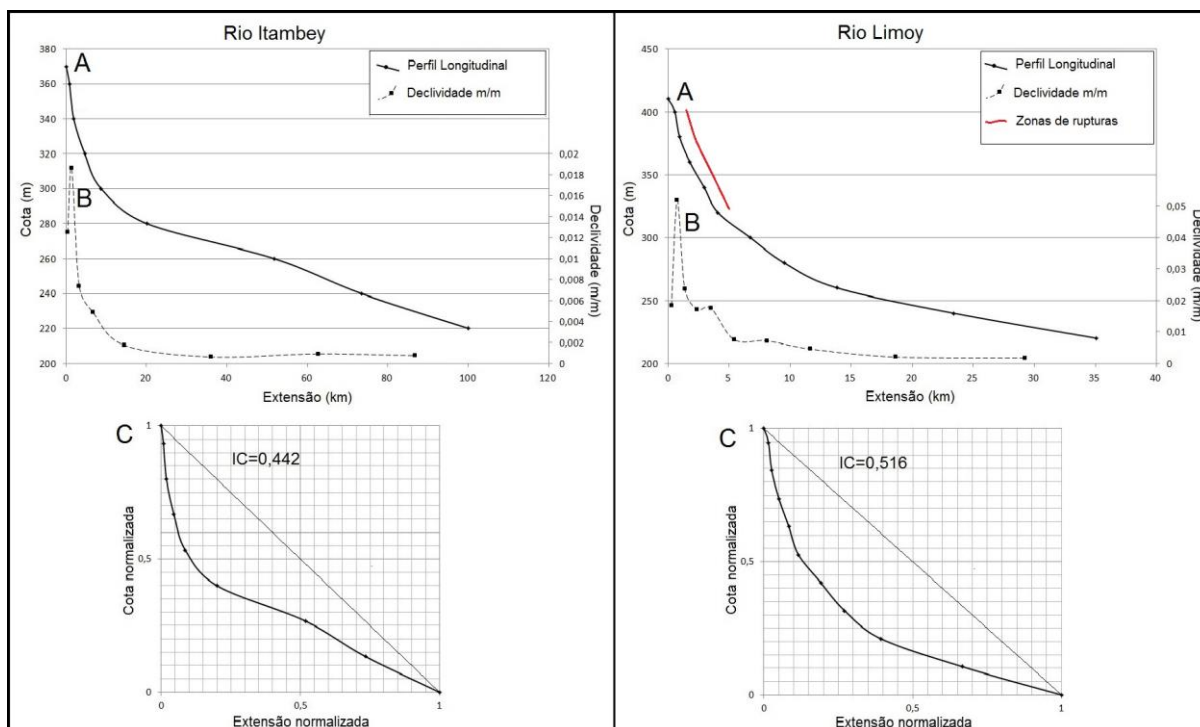


Figura 26 – Rio Itambey e Rio Limoy. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado.

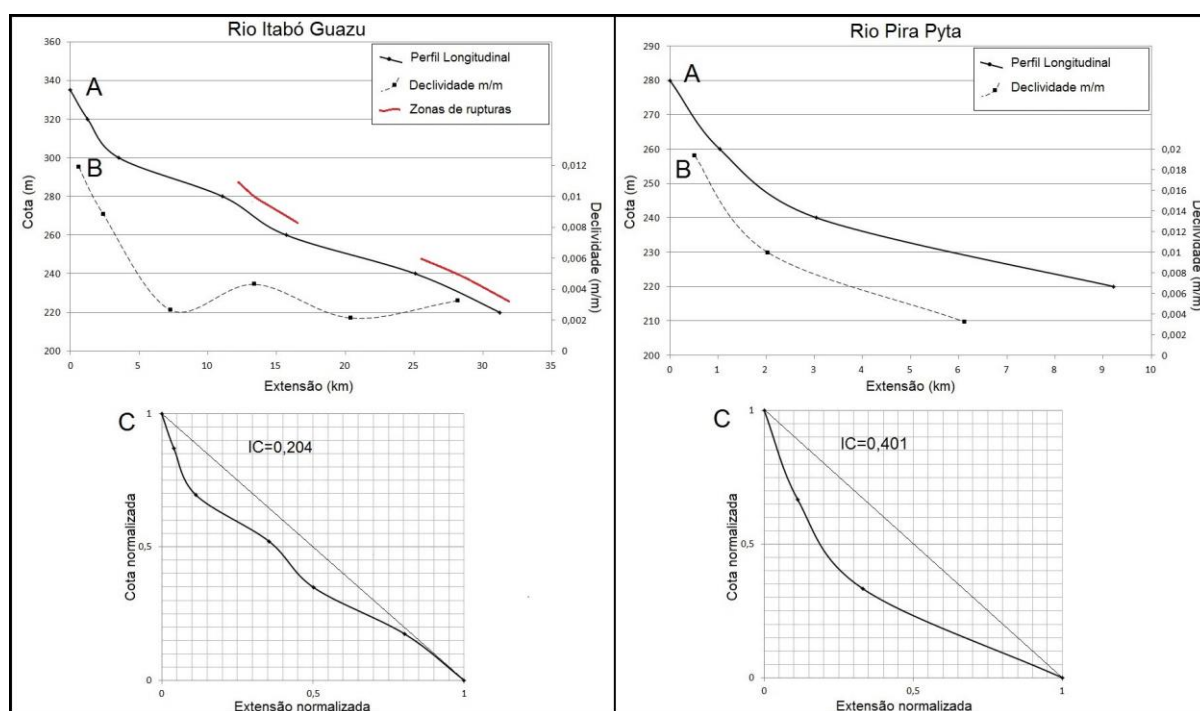


Figura 27 – Rio Itabó Guazu e Rio Pira Pyta. A) Perfil longitudinal; B) Declividade (m/m); C) Perfil normalizado.

No quadro 5 são apresentados os valores de extensão, amplitude altimétrica, índices de concavidade e declividade média dos rios da bacia do Alto Paraná. Nesta bacia, todos os afluentes tiveram sua foz atingida pela criação do lago de Itaipu.

Quadro 5 – Índice de concavidade (IC) e gradiente médio (*Gd*) nos rios da bacia do Alto Paraná. A cota 220 representa o valor médio do nível do lago de Itaipu.

Nº	Rios	Extensão do canal principal (km)	Cota cabeceira-cota foz (m)	Índice de concavidade	<i>Gd</i> (m/km)
1	Piratiy	106,300	398 – 220	0,472	1,674
2	Gazory	32,520	355 – 220	0,416	4,151
3	Carapá	199,300	440 – 220	0,29	1,103
4	Pozuelo	47,080	370 – 220	0,318	3,186
5	Itambey	100,000	370 – 220	0,439	1,5
6	Limoy	35,060	410 – 220	0,516	5,419
7	Itabó Guazu	31,220	335 – 220	0,204	3,683
8	Pira Pyta	9,210	280 – 220	0,398	6,514

5.3 DESCRIÇÃO DOS TRECHOS DE RUPTURAS DE DECLIVE NAS BACIAS DO PARANÁ III E ALTO PARANÁ

A distribuição geográfica dos trechos com ruptura de declive, identificados nos perfis longitudinais no item anterior (5.2), são representados na figura 28. Ao todo foram discriminados 33 trechos anômalos (25 na bacia do Paraná III e oito na bacia do Alto Paraná).

O quadro 6 mostra a identificação adotada para cada trecho anômalo assim como suas características físicas como amplitude altimétrica, extensão e declividade média. A nomenclatura que identifica as knickzones é realizada conforme sua posição na bacia, de montante para jusante.

Nota-se maior frequência de trechos com rupturas na parte centro-leste da bacia do Paraná III, que coincide com as áreas com maior altitude (superior a 400 m) (Ver figura 12). Nas demais áreas da bacia do Paraná III e, principalmente na bacia do Alto Paraná, nas quais o terreno apresenta altitude inferior a 400 m, a densidade dos trechos de ruptura é inferior.

O desenvolvimento altimétrico da bacia do Paraná III e, por tanto, a maior dissecação, originaram trechos anômalos mais compridos e com maior declividade

em comparação com seus pares formados em território paraguaio, onde o terreno é menos dissecado (Quadro 7).

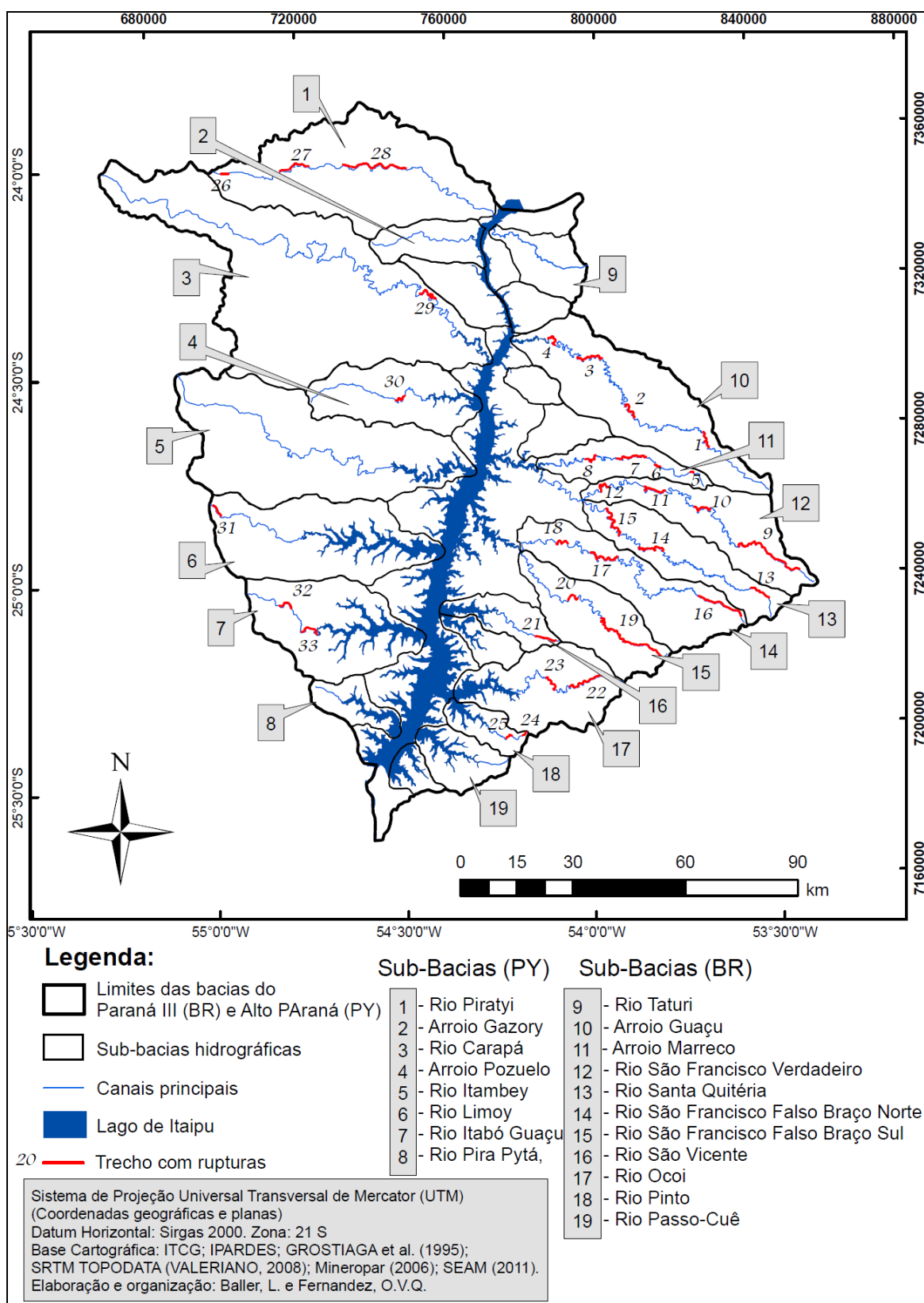


Figura 28 – Distribuição geográfica dos trechos de ruptura de declive nos canais principais nas bacias em estudo.

O diagrama da figura 29 mostra com maior clareza as características opostas dos trechos anômalos quanto ao comprimento e declividade em ambas às bacias em estudo. Os trechos anômalos situados em território brasileiro apresentam maior variabilidade de extensão e declividade, fato que se reflete nos maiores valores do desvio padrão para estas variáveis (Quadro 7). A homogeneidade dos trechos anômalos na bacia do Alto Paraná é marcada pelos baixos valores do desvio padrão e pela concentração dos pontos em torno da curva de ajuste da figura 29.

Quadro 6 – Descrição dos trechos com rupturas de declive nas bacias em estudo.

Bacia do Paraná III	Denominação dos trechos de ruptura	Cota máxima (m)	Cota mínima (m)	Extensão (m)	Declividade média (m/m)
Guaçu	1 Guaçu 1	460	400	7800	0,00769
	2 Guaçu 2	360	340	4900	0,00408
	3 Guaçu 3	300	260	11300	0,03539
	4 Guaçu 4	240	220	6000	0,00333
Marreco	5 Marreco 1	500	480	772	0,02590
	6 Marreco 2	420	400	2299	0,00869
	7 Marreco 3	380	300	10702	0,00747
	8 Marreco 4	280	260	6493	0,00308
São Francisco Verdadeiro	9 Verdadeiro 1	660	520	27550	0,00508
	10 Verdadeiro 2	480	440	9200	0,00434
	11 Verdadeiro 3	400	320	9000	0,00888
	12 Verdadeiro 4	280	260	3700	0,00540
Santa Quitéria	13 Quitéria 1	660	560	7081	0,01412
	14 Quitéria 2	440	360	1262	0,06339
	15 Quitéria 3	340	260	14839	0,00539
São Francisco Falso Braço Norte	16 Falso Norte 1	680	520	12786	0,01251
	17 Falso Norte 2	360	280	12700	0,00629
	18 Falso Norte 3	260	240	5200	0,00384
São Francisco Falso Braço Sul	19 Falso Sul 1	600	320	29790	0,00939
	20 Falso Sul 2	280	260	3930	0,00508
São Vicente	21 São Vicente	380	260	5950	0,02016
Ocoi	22 Ocoi 1	500	320	16369	0,01099
	23 Ocoi 2	280	240	5870	0,00681
Pinto	24 Pinto 1	400	300	1462	0,06839
	25 Pinto 2	250	240	430	0,02325
Bacia do Alto Paraná	Denominação dos trechos de ruptura	Cota máxima (m)	Cota mínima (m)	Extensão (m)	Declividade média (m/m)
Piratiy	26 Piratiy 1	360	340	1351	0,01480
	27 Piratiy 2	300	280	10940	0,00182
	28 Piratiy 3	260	240	11200	0,00178
Carapá	29 Carapá	260	240	8900	0,00224
Pozuelo	30 Pozuelo	260	240	6610	0,00302
Limoy	31 Limoy	400	320	3530	0,02266
Itabó Guazu	32 Guazu 1	280	260	4630	0,00431
	33 Guazu 2	240	220	6140	0,00325

Quadro 7 – Estatística dos trechos com rupturas de declive identificados nas bacias do Paraná III e Alto Paraná.

	Variáveis	Mínima	Máxima	Média	Desvio padrão
Bacia do Paraná III (n=25)	Extensão (km)	0,43	29,8	8,80	7,56
	Declividade (m/m)	0,00308	0,06839	0,0148	0,0173
	Amplitude altimétrica (m)	10	180	61,2	47,64
Bacia do Alto Paraná (n=8)	Extensão (km)	1,3	11,2	6,62	3,52
	Declividade (m/m)	0,00178	0,02266	0,0067	0,00774
	Amplitude altimétrica (m)	20	80	27,5	21,21

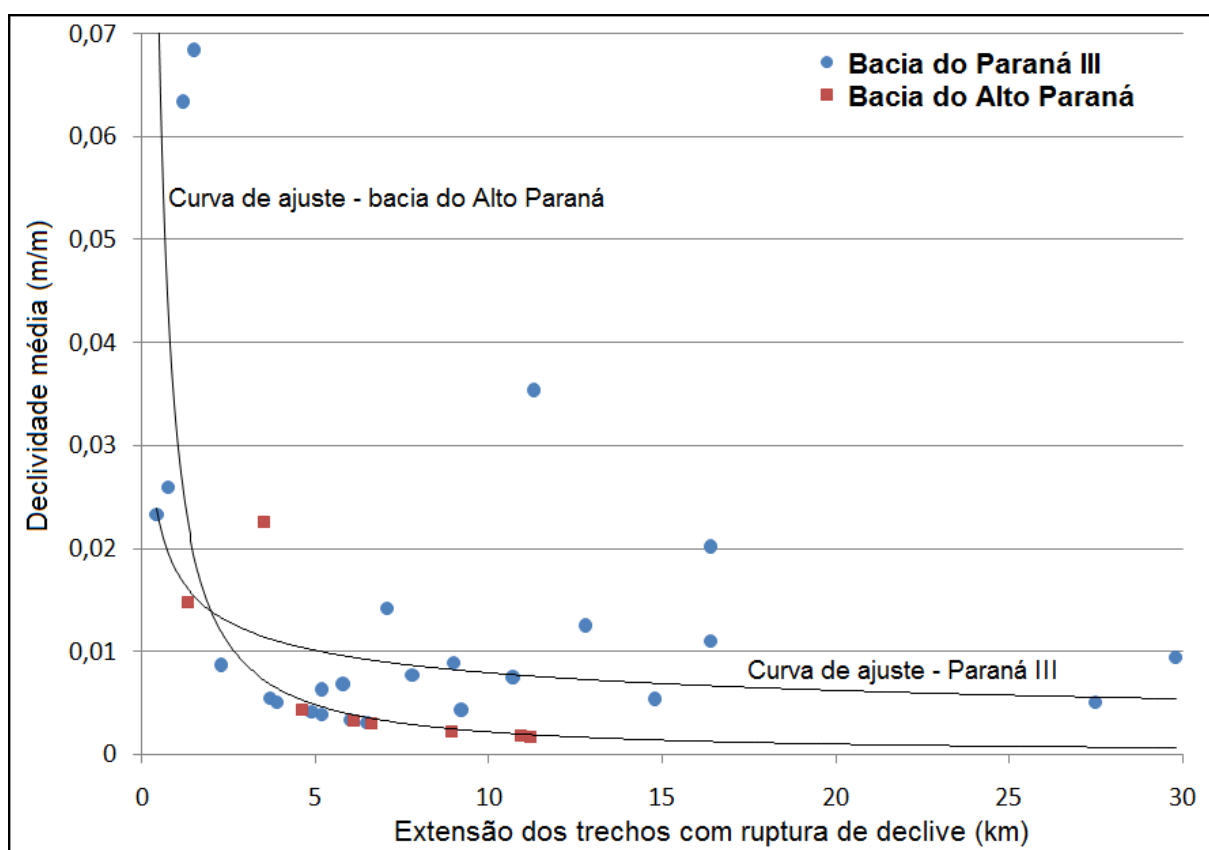


Figura 29 – Relação entre a extensão dos trechos com ruptura de declive e a respectiva declividade.

5.4 RELAÇÃO ENTRE TRECHOS COM RUPTURA DE DECLIVE, ESTRUTURAS GEOLÓGICAS E A COMPARTIMENTAÇÃO DO RELEVO

Nesta seção, faz-se uma associação entre os trechos anômalos identificados nas bacias com os lineamentos geológicos (Figura 30) e as unidades de relevo (Figura 31). Athayde (2008) elaborou um mapa de lineamentos geológicos que abarca toda a bacia do Paraná III e grande parte da bacia do Alto Paraná. A parte ocidental desta última bacia foi excluída do mapeamento realizado pelo autor.

É possível observar uma relação entre a posição dos lineamentos e a localização dos trechos com ruptura de declive. Na maioria dos casos, os lineamentos são paralelos aos trechos anômalos como, por exemplo, nos casos dos rios São Francisco Verdadeiro, São Francisco Falso Braço Norte, São Francisco Braço Sul e Piratini. Por outro lado, os casos em que os lineamentos apresentam traçado perpendicular aos trechos anômalos são menos frequentes, como no caso dos rios Guaçu, Santa Quitéria e Carapá.

Athayde (2008) demonstrou o predomínio de lineamentos com direção noroeste, a qual coincide com traçado das principais drenagens da bacia do Paraná III (Guaçu, São Francisco Verdadeiro, Santa Quitéria, São Francisco Falso Braços Norte e Sul e o Ocoi), assim como o rio Carapá em território paraguaio. Este paralelismo sugere uma rede de drenagem controlada pelos lineamentos estruturais e que foi denominado por Athayde (2008) de padrão riacho-fenda.

A relação entre dissecação do relevo e densidade dos trechos anômalos é mostrada na figura 31. As knickzones se concentram nas unidades morfoesculturais São Francisco e Cascavel (Quadro 8), com grau de dissecação forte e média respectivamente (ver Quadro 3).

A influência da litologia na formação de trechos com ruptura de declive é explorada na figura 32. Nesta ilustração, a amplitude altimétrica dos trechos anômalos é representada por barras verticais. Embora a litologia dominante em ambas as bacias seja o basalto da Formação Serra Geral, variações locais nas camadas de lava definidas como macroderrames por GUIDICINI (1970) ou derrames (lava-flow) por Waichel (2006) podem ser responsáveis pela formação de trechos com declividades anômalas. Estas estruturas possuem espessuras que variam de 10 a 70 m (Waichel, 2006).

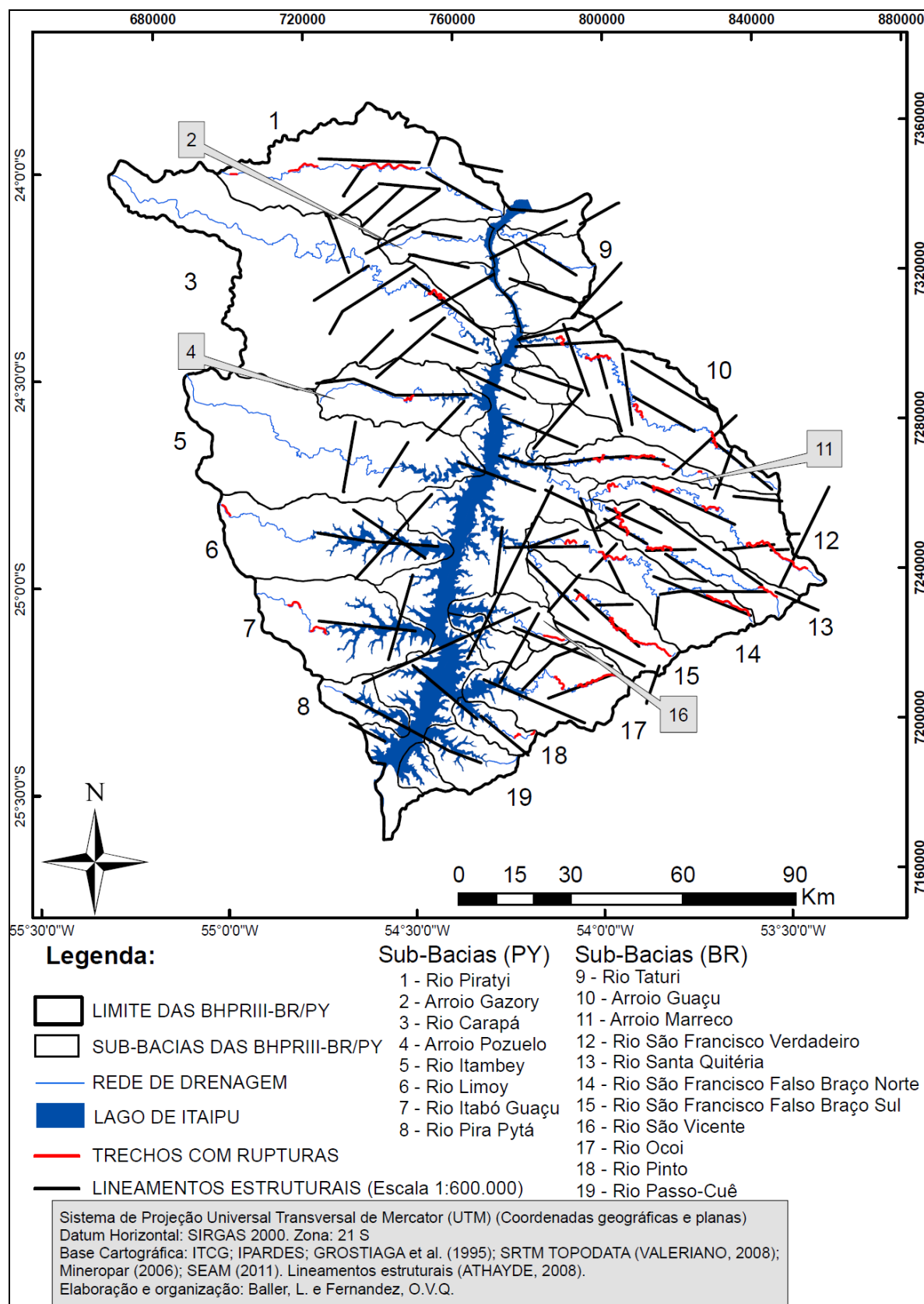


Figura 30 – Associação espacial entre os trechos com rupturas de declive dos rios do Paraná III e Alto Paraná e o mapa de lineamentos estruturais (escala 1:600.000) elaborado por Athayde (2008).

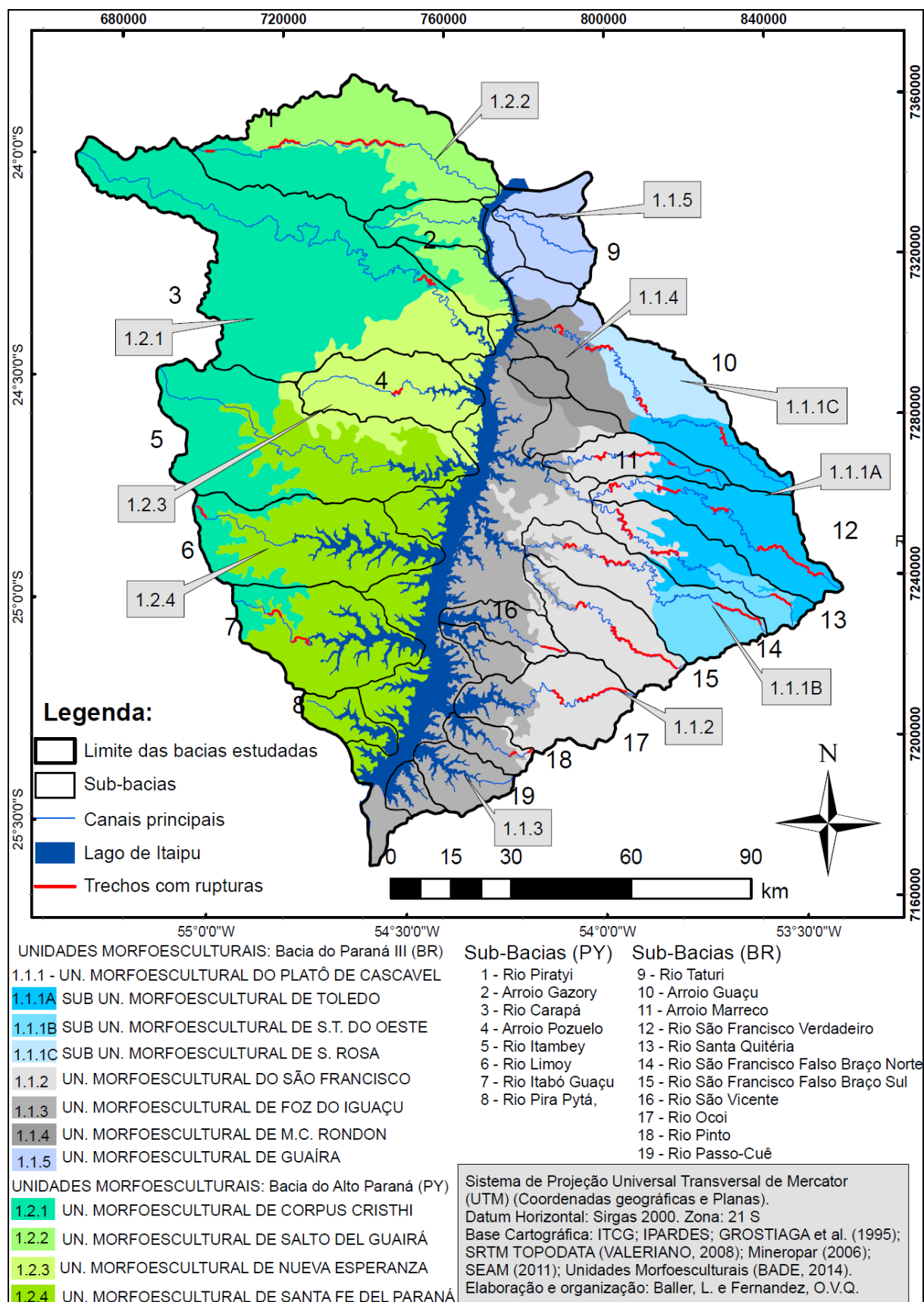


Figura 31 - Localização dos trechos de ruptura de declive nas unidades morfoesculturais.

Quadro 8 - Frequência dos trechos com ruptura de declive com relação às unidades morfoesculturais identificadas nas bacias em estudo.

Unidades morfoesculturais na bacia do Paraná III	Número de trechos com ruptura de declive	Unidades morfoesculturais na bacia do Alto Paraná	Número de trechos com ruptura de declive
Guaira	0	Salto del Guairá	2
Mal. C. Rondon	1	Corpus Chisti	4
Cascavel	9	Nueva Esperanza	1
São Francisco	14	Santa Fé del Paraná	1
Foz do Iguaçu	1		
Total	25		8

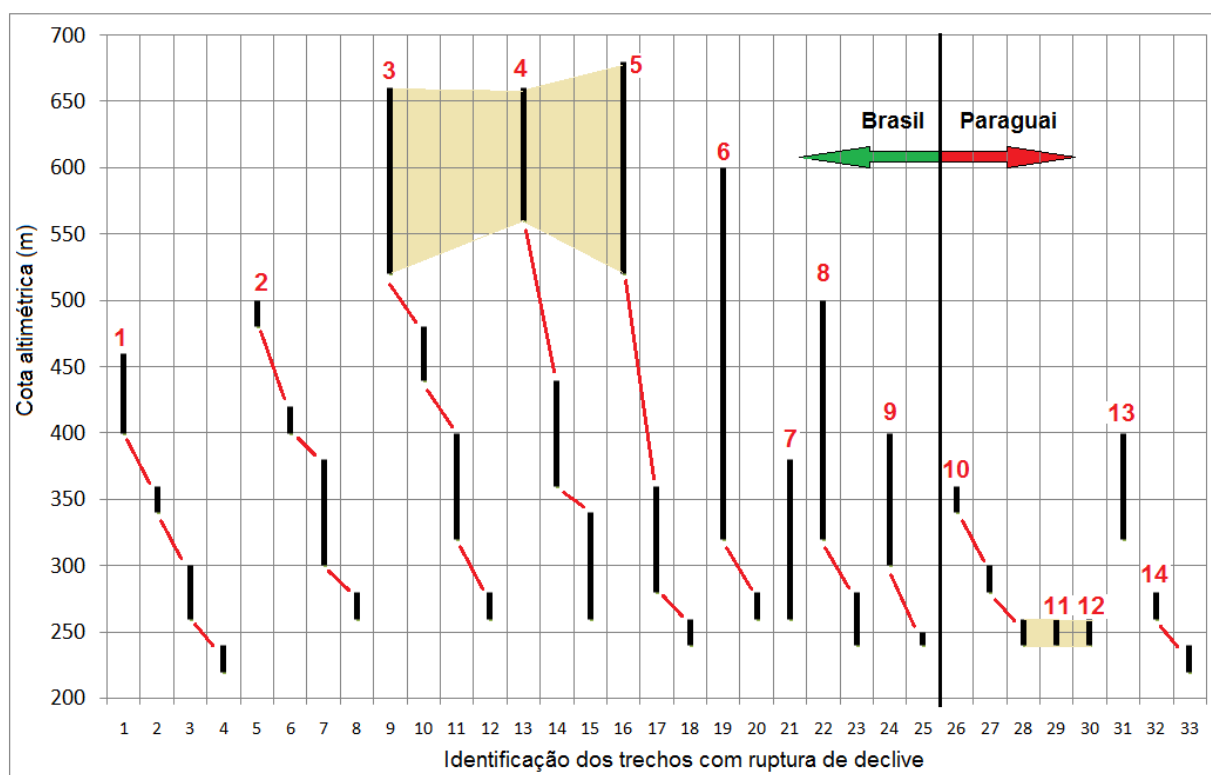


Figura 32 - Posição altimétrica dos trechos com ruptura de declive nas bacias do Paraná III (Brasil) e Alto Paraná (Paraguai).

Os números (em vermelho) identificam as bacias: 1=Guaçu; 2=Marreco; 3=São Francisco Verdadeiro; 4=Santa Quitéria; 5=São Francisco Falso Braço Norte; 6=São Francisco Falso Braço Sul; 7=São Vicente; 8=Ocoi; 9=Pinto; 10=Piratiy; 11=Carapá; 12=Pozuelo; 13=Limoy; 14=Itabó Guazu.

Na maioria dos casos, os intervalos altimétricos dos trechos não mostram uma associação e encontram-se posicionados de maneira aparentemente aleatória (Figura 32). No entanto, os trechos anômalos situados na parte superior dos rios São Francisco Verdadeiro, Santa Quitéria e São Francisco Braço Norte estão situados na mesma faixa altimétrica, sugerindo um possível controle litológico desses trechos anômalos. A mesma situação se repete no lado paraguaio nos segmentos inferiores dos rios Piratí, Carapá e Pozuelo.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A elaboração de perfis longitudinais nos canais principais nas 19 sub-bacias estudadas pertencentes as bacias do Paraná III e Alto Paraná contribuíram para a caracterização das formas topográficas ao longo de toda a extensão dos canais principais. Os levantamentos de dados possibilitaram a identificação e caracterização dos trechos com rupturas de declive (knickzones). As anomalias de drenagem se caracterizam por litologia diferenciada, lineamentos estruturais dentre outros. Para inferir de forma incisiva qual o conjunto de fatores responsáveis pela formação das rupturas de declive, torna-se necessário uma gama de levantamentos mais detalhados, direcionando os estudos às ações supramencionadas, incluindo também a tectônica e outros que venham a calhar para a melhor compreensão do processo de formação das rupturas de declive.

A pesquisa se limitou a levantamentos em escala de 1:50.000 na bacia do Paraná III e MDEs (30 m) para a bacia do Alto Paraná. A aplicação de duas técnicas ocorreu devido à falta de acesso a fontes que forneçam informações na mesma escala ou até mesmo pela inexistência de bases cartográficas que recobrem toda a área e que apresentam melhor escala de detalhe. Os dados para a confecção dos perfis longitudinais de ambas as bacias foram levantados a partir de curvas de nível com equidistância de 20 m. Para a bacia do Paraná III utilizou-se de cartas topográficas em escala de 1:50.000, que já possuem curvas de nível (20 m). Já para a bacia do Alto Paraná utilizou-se o MDE SRTM, gerando-se curvas de nível (20 m) automaticamente no Global Mapper. Esta escala apresenta poucos detalhes, mas mesmo assim possibilitou a identificação e caracterização dos trechos anômalos nos canais, tornando possível a espacialização desses trechos com rupturas ao longo de toda a área estudada. Para complementar os levantamentos feitos e para melhor caracterização dos trechos com rupturas de declive, seriam necessários levantamentos sistemáticos de campo, percorrendo os pontos que apresentaram anomalias. Outro ponto que contribuiria para um melhor detalhamento seria a utilização de bases cartográficas com curvas de nível com equidistância de 10 ou 5 metros de cota altimétrica.

Mesmo apresentando muitas limitações referentes a escala e limitações nos levantamentos de campo, devido a extensão da área, os dados adquiridos tornaram

possível à confecção de modelos ilustrativos como os perfis longitudinais e o mapeamento hipsométrico. Estes indicam as distinções das formas do relevo entre as bacias hidrográficas, percebendo-se maior elevação do relevo na bacia do Paraná III. Estas distinções das formas do relevo se refletem na formação de rupturas de declive. Os rios com maior declividade ao longo de seu percurso possuem maior número de knickzones. Tal fato é perceptível nos rios Marreco, São Francisco Verdadeiro, Santa Quitéria, São Francisco Falso Braços Norte e Sul, São Vicente e Ocoi que apresentam todas as suas respectivas rupturas de declive de nas unidades morfoesculturais São Francisco e Cascavel. Nestas duas unidades foram identificados 23 dos 33 trechos com rupturas de declive identificadas em toda a área estudada. Estas unidades também apresentam maior grau de dissecação em relação às demais unidades (Vide Quadro 3).

O presente estudo não teve propósito de abordar os agentes e processos formadores das knickzones. Todavia, como forma de esclarecer tal formação nas bacias do Paraná III e Alto Paraná, buscou-se informações que as expliquem. Assim, Lima (2009) discorre sobre a formação dos trechos com ruptura de declive (knickzones) no perfil longitudinal. O autor relata que estas feições são comuns nos rios que se situam sobre os basáltos da Formação Serra Geral, as quais são originadas, na sua maioria por “falhas transversais ao canal” (LIMA, 2009, p. 95). Este “comportamento dos diversos níveis estruturais dos derrames de basalto na geração das morfologias do perfil longitudinal, sempre remete a uma relação com o fraturamento” (LIMA, 2009, p. 103), que são “esculpidas em qualquer nível estrutural interno dos derrames de basalto” (LIMA, 2009, resumo), concluindo que, estas características pertencentes ao desenvolvimento da morfologia dos perfis longitudinais sobre tal formação geológica são formadas pela “interação entre as variáveis litológicas, tectono-estruturais e hidráulicas” (LIMA, 2009, p. 194).

A finalização da presente pesquisa não significará a conclusão das inúmeras possibilidades de análises e geração de dados que podem ser produtos da abordagem dos perfis longitudinais. Outras técnicas e metodologias para levantamentos de dados possibilitam a melhor compreensão das feições anômalas identificadas nos canais.

Assim, pesquisas futuras, utilizando outras técnicas, metodologias e escalas, aliadas a pesquisas de campo levando em conta estudos da influência das estruturas do basalto na formação dos trechos anômalos, analisando as

características litológicas ao longo do percurso dos canais de drenagem contribuiriam imensamente para a caracterização dos perfis longitudinais e das bacias num todo.

REFERÊNCIAS

ANDERSON, T.K. Inferring bedrock uplift in the Klamath Mountains Province from river profile analysis and digital topography, **Faculty of Texas Tech University, Texas**, 301 pp. 2008.

ASSINE, M.L.; SOARES, P.C.; MILANI, E.J. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. In: **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, 24(2): 77-89, junho de 1994.

ATHAYDE, G.B. **Análise estrutural e hidroquímica do Aquífero Serra Geral na Bacia Hidrográfica do Paraná III**. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 141p. 2008.

BADE, M.R. **Definição e Caracterização das Unidades de Paisagem das Bacias Hidrográficas do Paraná III (Brasil/Paraguai)**. Dissertação de Mestrado, PPGG - UNIOESTE, Marechal C. Rondon (PR) 2014.

CASTILLO, M.; LUGO-HUBP, J.; Estado actual del conocimiento, clasificación y propuesta de inclusión del término knickpoint en el léxico geológico-geomorfológico del español. In: **Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana**, 63: 353-364, 2011.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial – o canal fluvial**. São Paulo: Edgard Blücher, 1981.

CHRISTOFOLETTI, A., **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgar Blucher Ltda, 313 p., 1981.

COMIN-CHIARAMONTI, P.; CUARDARI, A.; PICCIRILLO, E.M.; GOMES, C.B.; CASTIRINA, F.; CENSI, P.; MIN, A.; MARZOLI, A.; SPEZIALE, S.; VELAZQUEZ, V.F. Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Paraná Flood tholeiites. In: **Journal of Petrology**, 38 (4): p. 495-528, 1997.

CRESPO, A.; LURAGHI, O.M. **Informe nacional sobre la gestión del agua en Paraguay**, 2000. Disponível em: https://documentacion.ideam.gov.co/openbiblio/Bvirtual/000305/samtac_Sudamerica/Paraguay.pdf, Acesso em março de 2014.

DBEnvironment, [s. d.]. Características Ambientales y Economicas del Paraguay. Segunda Parte. **Estudio del Marco Legal e Institucional para el Manejo de los Recursos Hídricos del Paraguay**. Coordenação de Eduardo Mestre. Contrato BID ATN/FC – 6006 –PR. Disponível em: <http://www.ssme.gov.py/VMME/archivos%20varios/publicaciones/Ptr1-p1.pdf>, Acesso em setembro de 2013.

DEMOULIN, A. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). In: **Geomorphology**, vol.24, pp.189-208, 1998.

ETCHEBEHERE, M.L.C. **Terraços neo-quaternários no vale do rio do Peixe, planalto ocidental paulista: Implicações estratigráficas e tectônicas.** Tese de Doutorado, UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro, SP, 2000.

FARIÑA, S. **Uso sostenible del sistema aquífero guaraní em la región oriental del Paraguay.** Cooperación Técnica entre: Secretaria del Ambiente SEAM (PY) e Instituto Federal de Geociências y Recursos Naturales BGR Hannover (Alemanha), 2009.

FERREIRA, C.A. da S. **Knickpoints na bacia hidrográfica do Rio Douro: Distribuição, análise e implicações na evolução da rede de drenagem fluvial.** Dissertação de Mestrado, Universidade do Porto (Portugal), 125p., 2010.

FERREIRA, C; GOMES, A; ANTÓN, L. Knickpoints na bacia hidrográfica do Douro: análise da sua distribuição e implicações estruturais. In: **VI Seminário Latino-Americano de Geografia Física, II Seminário Ibero-Americano de Geografia Física.** Universidade de Coimbra (Portugal), 13p., 2010.

FOSTER, M. **Knickpoints in tributaries of the south fork eel river, northern California.** A Thesis Presented to The Faculty of Humboldt State University. In Partial Fulfillment Of the Requirements for the Degree Master of Science. In Environmental Systems: Geology, 87 p., 2010.

FRAGANO, F.; CLAY, R. Status da biodiversidade da Mata Atlântica de interior do Paraguai. In: GALINDO-LEAL, C.; GUSMÃO CÂMARA, I. **Mata Atlântica: biodiversidade, ameaças e perspectivas.** São Paulo: Fundação SOS Mata Atlântica — Belo Horizonte: Conservação Internacional, Cap. 25, pp. 288-307, 2005.

FUJITA R.H. **O perfil longitudinal do rio Ivaí e sua relação com a dinâmica de fluxos Maringá.** Dissertação de Mestrado, Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 118 p., 2009.

FULFARO, V.J. Geología del Paraguay Oriental. **Magmatismo Alcalino en Paraguay Central-Oriental Relaciones con Magmatismo Coeval en Brasil.** In: Comin-Chiaramonti, P. e Gomes, C.B. (eds). Edusp/Fapesp, Sao Paulo, pp.17-29, 1996.

GARCIA, G.E. **Implementação de modelo numérico para avaliação do transporte de sedimentos no reservatório de Itaipu – PR.** Dissertação de Mestrado. Curitiba, UFPR, 125p. 2008.

GOMES, A. **Evolução geomorfológica da plataforma litoral entre Espinho e Águeda,** Dissertação de Doutorado, Faculdade de Letras da Universidade do Porto, pp. 337, 2008.

GOROSTIAGA, O.L. et al. **Mapa de reconocimiento de suelos de la region oriental - PY.** Proyecto de racionalizacion del uso de la tierra, 1995.

GUEDES, I. C.; SANTONI, G. C.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; STEVAUX, J. C.; MORALES, N.; SAAD, A. C. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Inácio(SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Revista UNG - Geociências**, v. 5, nº 1, 75-102, 2006.

GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. – 3. ed. – Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 472p., 1998.

GUIDICINI, G. Derrames secundários em basaltos. In: **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, 19 (1) 91-93. 1970.

HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream gradient index. U.S. In: **Geology Survey, Journal Research**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HARTVICH, F. Analysis of the longitudinal profiles of selected rivers in the Šumava Mts., Southwest Bohemia. **Contributions from geomorphological seminary Šumava**, KGE, ZCU v Plzni, 2005.

HAYAKAWA, Y.S.; OGUCHI, T. DEM-based identification of fluvial knickzones and its application to Japanese mountain rivers. In: **Geomorphology** 78, 90–106, 2006.

HAYAKAWA, Y.S.; OGUCHI, T. GIS analysis of fluvial knickzone distribution in Japanese mountain watersheds. In: **Geomorphology** 111, 27–37, 2009.

IAPAR - Fundação Instituto Agrônômico do Paraná. **Cartas climáticas básicas do Estado do Paraná**, Curitiba, 49p., 1994.

ITCG – Instituto de Terras, Cartografias e Geociências. **Carta de Solos e Hidrografia**. Escala 1:250.000. disponível em: <http://www.itcg.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=47>. Acesso em Junho de 2013.

ITCG – Instituto de Terras, Cartografias e Geociências. **Cartas Topográficas Digitalizadas**. Escala 1:50.000, 2009. Disponíveis em: <http://www.itcg.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=51>. Acesso em Abril de 2013.

LANGBEIN, W.B. Profiles of rivers of uniform discharge. U.S. **Geological Survey Professional Paper 501B**, Washington, D.C., pp. 119–122, 1964.

LARUE, J.P.; Effects of tectonics and lithology on long profiles of 16 rivers of the southern Central Massif border between the Aude and the Orb (France). In: **Geomorphology**, vol. 93: pp. 343-367, 2008.

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**. Tese de Doutorado. Departamento de Geociências, UFSC, 219 p., 2009.

MAACK, R. **Geografia física do Paraná**. Secretaria da cultura e do esporte do governo do estado do Paraná. Ed. José Olimpo S.A., 450 p., 2002.

MAGALHÃES, V.L. **Os Sistemas Pedológicos e a Paisagem na Bacia da Sanga Clara Marechal Cândido Rondon-PR**. Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Maringá, 107 p. 2008.

MARTINEZ, M. **Aplicação de Parâmetros Morfométricos de Drenagem na Bacia do Rio Pirapó: o Perfil Longitudinal**. Dissertação (Mestrado em análise regional e ambiental)- Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2005.

MILANI, E.J; MELO, J.H.G.de; SOUZA, P.A.de; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. In: **Boletim de Geociências**. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov. 2007.

MINEROPAR. **Atlas geomorfológico do Estado do Paraná** Escala 1:250.000 – 1:500.000 modelos reduzidos minerais do Paraná; Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 60 p., 2006.

MINEROPAR. **Serviço Geológico do Paraná**. Estudo de produtos hidrovulcânicos no sudoeste do Paraná - projeto mapeamento da Formação Serra Geral. Curitiba – PR, 192 p., 2012.

MORESCO, M. D. **Estudo de paisagem no município de Marechal Cândido Rondon-PR**. Dissertação de Mestrado em Geografia - DGE/PGE/UEM. Maringá-PR. 137f. 2007.

PHILLIPS, J.D.; LUTZ, J.D. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. In: **Geomorphology**, vol.102, pp.554-566, 2008.

PRESSER, J.B. **Geologia da Folha 5569-111 La Colmena, Paraguai .Oriental**. Dissertação (Mestrado em Mineralogia e Petrologia) - Instituto de Geociências da USP, São Paulo, 233 p., 1992.

RÂDOANE M., RÂDOANE N., DUMITRIU D. Geomorphological evolution of river profiles in the Carpathians. In: **Geomorphology**, vol. 50, nº. 4, pp. 293-306, 2003.

REYES C.D.R. **Análise das características hidrológicas de três sub-bacias do rio Carapá (Canindeyú, Paraguai) em função das mudanças da cobertura vegetal em três diferentes épocas**. Dissertação de Mestrado. UFPR, Curitiba, 126p., 2010.

SANTOS L.J.C.; OKA-FIORI C.; CANALI N.E.; FIORI A.P.; SILVEIRA C.T.; SILVA J.M.F.; ROSS J.L.S. Mapeamento geomorfológico do estado do Paraná. In: **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Ano 7, nº2, 2006.

SEAM – **Secretaria del Ambiente (PY - 2011)**. Departamentos e distritos do Paraguai. Disponível em: http://maps.seam.gov.py:8399/Satelital_Maps/. Acesso em: Junho de 2013.

SEIDL, M.A., DIETRICH W.E., KIRCHNER J.W. Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels. In: **Journal of Geology**, vol.102, pp.457-474, 1994.

SILVA, A.J.P. da; LOPES, R. da C.; VASCONCELOS, A.M.; BAHIA, R.B.C. Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas interiores. In. L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti e J.H. Gonçalves (Eds.) **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, Brasília, pp. 55-85, 2003.

SILVA, D.R.A. da; **Aplicação de métodos radiométricos (Rb-Sr e Sm-Nd) na análise de bacias sedimentares - o exemplo da Bacia do Paraná**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 134p., 2006.

SUTILI, F.J. **Manejo biotécnico do Arroio Guarda-mor: princípios, processos e práticas**. Dissertação de Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Florestal da Universidade Federal de Santa Maria. Santa Maria, 114p., 2004.

TOPODATA – **INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais)**. Download dos dados MDEs SRTM. Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/acesso.php>. Acesso em março de 2013.

UNIVERSIDAD NACIONAL DE ASUNCIÓN (UNA), Uso de la tierra y deforestación en la región oriental del Paraguay Periodo 1984-1991. Asunción, UNA, 1994, 31p.
UNIVERSIDAD NACIONAL DE ASUNCIÓN (UNA) **Atlas ambiental de la región oriental del Paraguay**. Asunción, v. 2. 20p., 1995.

VALERIANO, M.M. **TOPODATA: Guia Para Utilização de Dados Geomorfológicos Locais**. São José dos Campos: INPE, 75p. 2008.
Disponível em: <http://mtc-m18.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/07.11.19.24/doc/publicacao.pdf>. Acesso em março 2013.

WAICHEL, B.L. **Estruturação dos derrames e interações lava-sedimento na porção central da provincia basáltica continental do Paraná**. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, UFRGS. 108 p., 2006.

ZAPROWSKI, B.J.; FRANK J. PAZZAGLIA, F.J.; EVENSON, E.B. Climatic influences on profile concavity and river incision. In: **JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH**, Vol. 110, F03004, doi:10.1029/2004JF000138, 2005.

APÊNDICES

Apêndice A.2 – Valores da extensão média entre as curvas de nível (cota 20 m) e declividade m/m dos rios da bacia do Paraná III.

Taturi		Guaçu		Marreco		São Francisco Verdadeiro		Santa Quitéria		São Francisco Falso Braço Norte	
Extensão média acumulada (m)	Declividade (m/m)	Extensão média acumulada (m)	Declividade (m/m)	Extensão média acumulada (m)	Declividade (m/m)	Extensão média acumulada (m)	Declividade (m/m)	Extensão média acumulada (m)	Declividade (m/m)	Extensão média acumulada (m)	Declividade (m/m)
63,5	0,03937007	172,5	0,05797101	1336,5	0,00748223	30	0,05	172	0,05813953	153,5	0,05863192
393,5	0,03752345	526	0,05524861	4070,5	0,00715563	245	0,05405405	1576	0,00811688	810,5	0,01986097
1107	0,02237136	950,5	0,04106776	5854	0,02590673	695	0,03773584	4059	0,00799360	1598	0,03521126
2504,5	0,01052077	2148	0,01048218	7826,5	0,00630318	1463	0,01988071	6111	0,01248439	2143,5	0,03824091
6542,5	0,00323886	4906	0,00554323	11197	0,00560538	4173	0,00453103	7713,5	0,01247660	2971,5	0,01765225
15825	0,00161420	11125	0,00226500	14964,5	0,00504159	8105	0,00579710	9292	0,01287001	4072,5	0,01870907
28040	0,00166113	20315	0,00209424	18097,5	0,00869943	11060	0,00813008	10332	0,03802281	5033,5	0,02344665
39740	0,00176056	27260	0,00460829	21289,5	0,00489596	13330	0,00961538	11493	0,01113585	7085	0,00615384
		30295	0,01156069	23738	0,02463054	16060	0,00591716	14969,5	0,00387822	10430	0,00581395
		32025	0,01156069	24839,5	0,01437814	20390	0,00378787	21933,5	0,00228024	13125	0,01025641
		40920	0,00124533	27892,5	0,00424178	25550	0,00396825	29845,5	0,00283567	17210	0,00321543
		57575	0,00115942	32145	0,00527704	31000	0,00341296	38312,5	0,00202408	22990	0,00374531
		66500	0,01666666	39281	0,00190803	40390	0,00154798	46313,5	0,00326744	28925	0,00306278
		68950	0,00232558	47768,5	0,00308024	52825	0,00167364	54413,5	0,00198432	35550	0,00297619
		77950	0,00145985	56999	0,00167112	61300	0,004	61062	0,00621504	43420	0,00221729
		96300	0,00086956	68277	0,00188893	65200	0,00357142	64004,5	0,00749906	53265	0,00187441
		109550	0,00571428			67300	0,00714285	67605,5	0,00441014	63000	0,00227272
		115200	0,00256410			73800	0,00172413	70977	0,00905797	72700	0,00188679
		129350	0,00097561			83800	0,00238095	78331,5	0,00159987	79822	0,00548847
		142600	0,00333333			89850	0,00540540	86792	0,00452488	82402	0,01319261
						93000	0,00769230	90910	0,00524109	85030	0,00534759
						94800	0,01	93931,5	0,00898069	88800	0,00526315
						95500	0,025	97233	0,00457038	97600	0,00144927
						96350	0,01538461	105600,5	0,00145642	107100	0,00384615
						101800	0,00208333			117900	0,00121951
						111850	0,00190476				
						118950	0,00540540				
						132820	0,00074875				

(CONTINUAÇÃO)

São Francisco Falso Braço Sul		São Vicente		Ocoi		Pinto	Passo-Cuê		
Extensão média acumulada (m)	Declividade (m/m)	Extensão média acumulada (m)	Declividade (m/m)	Extensão média acumulada (m)	Declividade (m/m)	Extensão média acumulada (m)	Declividade (m/m)	Extensão média acumulada (m)	Declividade (m/m)
176	0,056818182	103,5	0,096618357	120	0,083333333	76,5	0,065359477	45	0,055555556
499,5	0,06779661	353,5	0,068259386	326,5	0,115606936	237	0,119047619	272,5	0,054794521
847	0,05	665	0,060606061	526	0,088495575	399	0,128205128	901,5	0,022396417
1357	0,032258065	961,5	0,076045627	799	0,0625	558	0,061728395	2277,5	0,010758472
1840	0,057803468	1187	0,053191489	1262	0,0330033	730,5	0,054644809	6023,5	0,003550506
2448	0,022988506	1528,5	0,02020202	2083	0,019305019	981	0,062893082		
3545,5	0,01509434	2428	0,015337423	2879	0,035971223	1377,5	0,042105263		
5752,5	0,006474587	4037	0,010449321	3435	0,035971223	2252,5	0,015686275		
8307	0,00990099	5432	0,02283105	4252,5	0,018535681	4155	0,007905138		
10787	0,006802721	6325	0,021978022	5471	0,014727541	6270	0,005882353		
12852	0,016806723	7845	0,004694836	6960	0,012345679	7335	0,023255814		
14637	0,008403361	11630	0,001838235	8445	0,014814815	12000	0,002247191		
17172	0,007434944	18245	0,002567394	9990	0,011494253				
19977	0,006849315			11735	0,005714286				
22267	0,012048193			14635	0,002469136				
24132	0,009661836			17815	0,008658009				
26477	0,007633588			20875	0,005249344				
29622	0,005449591			25570	0,003584229				
35417	0,002525253			30125	0,005665722				
43847	0,002237136			32400	0,009803922				
50282	0,005089059			33570	0,007575758				
57247	0,002			44415	0,000981836				
70797	0,001169591								

[illegible]

Apêndice B.2 – Valores da extensão média entre as curvas de nível (cota 20 m) e declividade (m/m) dos rios da bacia do Alto Paraná.

Piratiy		Gazory		Carapá		Pozuelo	
Extensão Média Acumulada (m)	Declividade (m/m)	Extensão Média Acumulada (m)	Declividade (m/m)	Extensão Média Acumulada (m)	Declividade (m/m)	Extensão Média Acumulada (m)	Declividade (m/m)
162,5	0,05538462	250,5	0,02994012	1202,5	0,00831601	213,5	0,0234192
1430	0,00904977	1132	0,01584786	4027,5	0,00616333	1038,5	0,01635323
3210,5	0,01480385	2764	0,00999001	8810	0,00316456	2545	0,01117318
5923	0,00490918	5227,5	0,00683761	15945	0,00251572	6105	0,00375235
15630	0,00130378	9495	0,00356506	26625	0,00149142	13590	0,00207469
28770	0,00182815	17800	0,00181818	46365	0,00076717	23820	0,00184843
46020	0,0008489	27910	0,0021692	72050	0,00079051	32535	0,00302572
63400	0,00178571			103400	0,00053476	41460	0,00177936
87650	0,00053619			144600	0,00044444		
				171550	0,00224719		
				187650	0,00085837		
Itambey		Limoy		Itabó Guazu		Pira Pyta	
Extensão Média Acumulada (m)	Declividade (m/m)	Extensão Média Acumulada (m)	Declividade (m/m)	Extensão Média Acumulada (m)	Declividade (m/m)	Extensão Média Acumulada (m)	Declividade (m/m)
400,5	0,012484395	271,5	0,018416206	631	0,011885895	517	0,01934236
1338	0,018621974	736	0,051813472	2392	0,008849558	2039	0,009950249
3238	0,007336757	1352	0,023640662	7296	0,002649709	6127	0,003243594
640,5	0,00903163	2357,5	0,017167382	13385	0,004319654		
4385	0,001752848	3506,5	0,017652251	20390	0,002132196		
35945	0,000630716	5396,5	0,007555723	28150	0,003257329		
62600	0,00092526	8115	0,007168459				
86700	0,0007518	11670	0,00462963				
		18620	0,002087683				
		29235	0,001716738				