

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ - UEM
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, LETRAS E ARTES
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

CARLOS SANDER

**GEOMORFOLOGIA DA PLANÍCIE ALUVIAL DO ALTO RIO BRANCO EM
RORAIMA: DINÂMICA E PROCESSOS EVOLUTIVOS**

MARINGÁ – PR

2015

CARLOS SANDER

**GEOMORFOLOGIA DA PLANÍCIE ALUVIAL DO ALTO RIO BRANCO EM
RORAIMA: DINÂMICA E PROCESSOS EVOLUTIVOS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação – Doutorado em Geografia, Área de Concentração: Análise Ambiental – do Departamento de Geografia, do Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes da Universidade Estadual de Maringá, como requisito parcial à obtenção do Título de Doutor em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Nelson Vicente Lovatto.
Gasparetto

Coorientador: Prof. Manoel Luiz dos Santos

MARINGÁ – PR

2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
(Biblioteca Central -UEM, Maringá, PR, Brasil)

S214g Sander, Carlos
Geomorfologia da planície aluvial do alto rio Branco em Roraima : dinâmica e processos evolutivos / Carlos Sander. -- Maringá, 2015.
229 f. : figs. (algumas color.), Tabs.

Orientador: Prof. Dr. Nelson Vicente Lovatto Gasparetto
Coorientador: Prof. Dr. Manoel Luiz dos Santos.
Tese (doutorado) - Universidade Estadual de Maringá, Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2015.

1. Boa Vista (RR) - Alto rio Branco - Mapeamento geomorfológico. 2. Geomorfologia. 3. Planície aluvial - Geomorfologia. 4. Roraima (BR) - Boa Vista (RR) - Alto rio Branco. I. Gasparetto, Nelson Vicente Lovatto, orient. II. Santos, Manoel Luiz dos, coorient. III. Universidade Estadual de Maringá. Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes. Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.

CDD 21.ed. 551.41

GVS-002636

GEOMORFOLOGIA DA PLANÍCIE ALUVIAL DO ALTO RIO BRANCO EM
RORAIMA: DINÂMICA E PROCESSOS EVOLUTIVOS

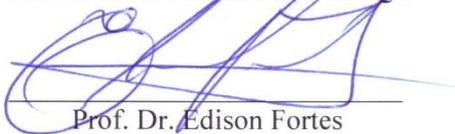
Tese de Doutorado apresentada a Universidade Estadual de Maringá, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor em Geografia, área de concentração: Análise Regional e Ambiental, linha de pesquisa Análise Ambiental.

Aprovada em 27 de março de 2015.

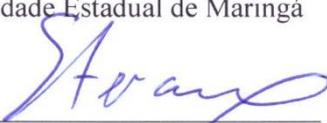
BANCA EXAMINADORA



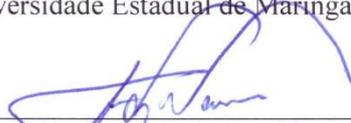
Prof. Dr. Nelson Vicente Lovatto Gasparetto
Orientador - UEM
Universidade Estadual de Maringá



Prof. Dr. Edison Fortes
Membro convidado
Universidade Estadual de Maringá



Prof. Dr. José Cândido Stevaux
Membro convidado
Universidade Estadual de Maringá



Prof. Dr. Fábio Luiz Wankler
Membro convidado
UFPE



Prof. Dr. Paulo Cesar Rocha
Membro convidado
UNESP/PP

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Nelson Vicente Lovatto Gasparetto, pela disposição, orientação, amizade e principalmente pela confiança depositada na realização deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Manoel Luiz dos Santos, pelo auxílio na orientação, disponibilidade, pela amizade e apoio que vem desde os trabalhos de Mestrado.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá, em especial à secretária Mirian, pela presteza e colaboração ao desenvolvimento das atividades acadêmicas.

Ao Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (GEMA) por disponibilizar seus laboratórios e equipamentos quando necessário.

A PRPG – UFRR, pelo apoio prestado no desenvolvimento das atividades do doutorado.

Ao Departamento de Geografia da Universidade Federal de Roraima, que concedeu o afastamento para execução de forma integral do projeto.

A todos os colegas do IGEO-UFRR, que de alguma forma auxiliaram no desenvolvimento das etapas do programa.

Ao NUPENERG, pela cedência de sua estrutura para realização de atividades laboratoriais.

Aos queridos colegas, Fábio L. Wankler, Rafael da S. Oliveira (*in memoriam*), Thiago M. Carvalho e Renato A. Evangelista, pela amizade e disposição na realização dos trabalhos de campo ou mesmo colaborando com a construção da Tese.

A CPRM, que foi membro fundamental na realização dos trabalhos de campo. Ao sr. Jean e demais membros da instituição, pelos laços de trabalho e amizade construídos.

Aos meus pais, por minha educação e formação pessoal, pelas lutas e dificuldades enfrentadas para possibilitar meus estudos, minha eterna gratidão. Sintam-se vencedores e reconhecidos por tudo que fizeram.

À minha querida esposa Aline, pela compreensão, carinho, conforto e apoio em todas as etapas do desenvolvimento deste trabalho, sendo peça fundamental para o sucesso deste trabalho.

As minhas filhas Amanda e Beatriz, que foram sacrificadas nesse processo, sendo inspiração nesse momento tão especial de minha vida.

À DEUS, o Senhor e Criador da vida.

RESUMO

A presente Tese tem como objetivo compreender a geomorfologia da planície aluvial do sistema do alto rio branco, apresentando sua dinâmica atual, processos operantes e sua evolução como sistema. O estudo contemplou o levantamento das características da bacia e de forma mais detalhada o canal do alto rio Branco ao longo de uma extensão de aproximadamente 70km, no setor localizado entre a confluência dos rios Uraricoera e Tacutu (limite montante) até a região da Serra Grande (limite jusante). A metodologia compreendeu o mapeamento geomorfológico da planície aluvial; o levantamento da descarga e da carga sedimentar do alto rio Branco e afluentes; a medição da velocidade da corrente e da vazão na área de estudo; a caracterização hidrológica da bacia; o levantamento morfológico do leito fluvial; a coleta e análise granulométrica dos sedimentos de fundo; a quantificação de sedimentos em suspensão; a determinação da descarga sólida em suspensão; e a quantificação de processos erosivos nas margens do canal. Os levantamentos realizados mostraram ao longo das últimas/ Carlos Sander. -- Maringá décadas o predomínio de processos de agradaciao no sistema do alto rio Branco; entre o período de 1975 e 2013 o conjunto de ilhas apresentou um acréscimo de 18% em sua área, passando de 17,60km² para 20,79km²; para o mesmo período o número de lagos sofreu redução de 11,71%; o monitoramento das margens do canal indicou o predomínio de processos erosivos junto à margem direita e de agradaciao na margem esquerda do rio Branco, com grande destaque ao trecho à montante da foz do rio Cauamé com erosão superior a 1m/ano; a descrição dos depósitos nas margens dos canais e ilhas mostrou três tipos principais de perfis, sendo o primeiro tipo marcado por sucessão de fácies bastante complexas, o segundo caracterizado por perfis com sucessão de fácies granodescrescentes, e o terceiro grupo de origem pliocênicas/pleistocênicas da Formação Boa Vista na região da cidade de Boa Vista, que não está associado à formação da planície aluvial do rio Branco; quanto ao comportamento hidrológico, os maiores valores de amplitude da descarga e menor produção de vazão por área foram observados nas regiões de maior concentração de chuvas; a variação de dados diários mostrou amplitudes variando entre 17,29 e 74,69 vezes na bacia do rio Uraricoera, com aumento dos valores em direção à jusante; na bacia do rio Tacutu os valores foram expressivamente maiores com amplitudes entre 57,33 e 5.062,18 vezes, sendo o maior valor obtido em Bonfim, no médio Tacutu. O monitoramento de dados diários de descarga ao longo do período de um ano indicou que o rio Uraricoera é o maior contribuinte do rio Branco, sendo responsável por aproximadamente 70% da descarga anual do sistema; o rio Tacutu apresentou uma contribuição por volta de 30%; e quanto à produção de sedimento em suspensão, foi responsável por 48% do total de sedimentos da bacia do alto rio Branco, com produção média de 41,53mg/L; o rio Uraricoera contribuiu com 43% da descarga de sedimentos, com uma média de 29,54mg/L; o rio Branco (Boa Vista) apresentou volumes de carga em suspensão variando entre 7 a 79,4mg/L, apresentando uma média 34,52mg/L, com a ocorrência dos maiores valores de carga suspensa no início das cheias.

Palavras-chave: Alto rio Branco, geomorfologia, planície aluvial, Roraima.

ABSTRACT

This thesis aims to understand the geomorphological of the alluvial plain of the upper Branco River system, with its current dynamic, operative processes and their evolution as a system. The study included a survey of the basin characteristics and more detailed the upper Branco River channel along a length of approximately 70km, positioned between the confluence of the Uraricoera and Tacutu rivers (limit upstream) to the Serra Grande (limit downstream). The methodology included: geomorphological mapping of the alluvial plain; the lifting of the discharge and sediment load of the upper Branco River and its tributaries; measuring the velocity of flow and the discharge the study area; hydrological characterization of the basin; the morphological survey of channel; the collection and textural analysis of bed load; quantification of suspended *sediment* load; determining discharge of the solid in suspension; and the quantification of erosion on the canal. The surveys showed over the last decades, the prevalence of depositional processes in the upper Branco river system; between the period 1975 and 2013 the islands together showed an increase of 18% in your area, from 17,60km² to 20,79km²; for the same period the number of lakes decreased by 11.71%; monitoring the banks of the channel indicated the predominance of erosion along the right bank and aggradation on the left bank of the Branco River, with great emphasis to the passage upstream of the mouth of the Cauamé River with superior erosion 1m/yr; the description of the deposits along the channels and islands showed three main types of profiles, the first type marked by succession of very complex facies, the second characterized by profiles with granodecreasing succession facies and the third group of Pliocene / Pleistocene origin of the Boa Vista Formation in the region of the Boa Vista city, not associated with the formation of the alluvial plain of the Branco River; on the hydrological behavior and the largest amplitude values of discharge and lower production flow by area were observed in the regions of higher concentration of rainfall; the variation of daily data showed amplitudes ranging between 17.29 and 74.69 times in Uraricoera River basin, with higher values towards the downstream; in the basin of Tacutu River the values were larger, with amplitudes between 57.33 and 5062.18 times, with the highest value obtained in Bonfim, in the middle Tacutu; monitoring of daily data of discharge over one year indicated that the Uraricoera River is the largest contributor to the Branco River, accounting for approximately 70% of the annual discharge of the system; the Tacutu River submitted a contribution was around 30%; as sediment production in suspension, the Tacutu River accounted for 48% of the production of the upper Branco River basin sediments, with average production of 41,53mg /L; the Uraricoera river contributed with 43% of the sediment discharge averaging 29,54mg /L; the Branco River (Boa Vista) had suspended load volumes ranging from 7 to 79,4mg/L, with an average 34,52mg/L, with the occurrence of the largest load values suspended at the beginning of the floods.

Keywords: Upper Rio Branco, geomorphology, alluvial plain, Roraima.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da área de estudo.....	24
Figura 2.1: Descarga média do rio Amazonas na estação fluviométrica de Óbidos-PA, a pouco menos de 800 km de sua foz (Modificado de BOURGOIN et al., 2007).....	50
Figura 2.2: Principais sistemas fluviais do Sul e Sudeste asiático. As marcações mostram a carga total em suspensão depositadas anualmente nos oceanos LIU et al. (2009).....	54
Figura 2.3: Descarga média de sedimentos em suspensão (a) e descarga líquida (b) do rio Amazonas (MEADE, 2007).....	56
Figura 2.4: Descarga média mensal do rio Orinoco (Modificado de LARAQUE et al., 2013).....	58
Figura 2.5: Descargas médias de sedimentos em suspensão (a) e descarga de água (b) no rio Orinoco e seus afluentes (MEADE, 2007).....	59
Figura 3.1: Mapa hidrológico do sistema do alto rio Branco (adaptado de IBGE, 2005a; e CARVALHO, 2014).....	68
Figura 3.2: Posição da bacia do alto rio Branco em relação ao escudo das Guianas (Modificado de SILVA, 2004).....	68
Figura 3.3: Classificação da bacia do alto rio Branco no estado de Roraima de acordo com a escala geológica, baseado no Mapa Geológico de Roraima (CPRM, 2009).....	69
Figura 3.4: Geologia da bacia do alto rio Branco no domínio do estado de Roraima (adaptado de: CPRM, 2009; e IBGE, 2005a).....	71
Figura 3.5: Posição do Gráben do Tacutu sobre a bacia do alto rio Branco (Modificado de Silva e Porçani, 2006).....	74
Figura 3.6: Coluna estratigráfica da Bacia do Tacutu, mostrando o preenchimento do gráben (SILVA e PORSANI, 2006).....	76
Figura 3.7: Hipsometria da bacia do alto rio Branco no estado de Roraima (Modificado de Freitas, 1998).As áreas mais baixas (com cotas menores que 100m) são predominantes nos trechos inferiores da bacia do alto rio Branco e se estendem até o limite dos trechos médio e inferior do sistema fluvial, na ilha de Maracá. Na bacia do Tacutu essa zona compreende o baixo Surumu (até a região da confluência do rio Cotíngio) e Maú, assim como o trecho médio do rio Tacutu.....	79
Figura 3.8: Geomorfologia da bacia do alto rio Branco no Estado de Roraima (Modificado de IBGE, 2005b).....	79
Figura 3.9: Campos de lagos posicionados a norte de Boa Vista. Notar que esses ambientes são representados por nascentes compartilhadas por diversos sistemas fluviais. É possível notar na parte superior da figura dois sistemas	

- interligados em seu trecho superior, onde um flui em direção ao ocidente (rio Murupu), desaguando no rio Cauamé (parte inferior da figura), e outro fluindo para o oriente (igarapé Água Boa de Cima), que desagua no rio Branco (lado direito da figura) (Fonte: GeoEye, 2013)..... 84
- Figura 3.10: Tipos climáticos da bacia do alto rio Branco (Adaptado de Barbosa, 1997)..... 89
- Figura 3.11: Pluviosidade anual na bacia do alto rio Branco, no estado de Roraima.... 89
- Figura 3.12: Percentual de concentração dos totais anuais de chuvas durante a estação chuvosa (abril e setembro).....91
- Figura 3.13: Dias de chuva por ano na bacia do alto rio Branco (Adaptado de Barbosa, 1997)..... 94
- Figura 3.14: Relação entre domínio de vegetações abertas e fechadas e o total da pluviosidade anual concentrada durante a estação chuvosa (Abril – Setembro).....94
- Figura 3.15: Imagem SRTM mostrando a geomorfologia da região da planície do alto rio Branco. A planície aluvial do alto rio Branco compreende a área rebaixada no sentido nordeste (parte superior à direita) a sudoeste (parte inferior a direita), seguindo paralelo ao limite oriental do gráben do Tacutu. A planície aluvial é limitada predominantemente por áreas planas, formadas, em sua maior parte, por terraços associados à Formação Boa Vista (FBV), Formação Serra do Tucano (FST) no contato extremo nordeste. No seu trecho inferior planície aluvial é espremida por Coberturas Eólicas Holocênicas (CEH) e pela Suíte Intrusiva Mucajaí (SIM). Marginais a tais estruturas destacam-se afloramentos da Formação Apoteri (AP) e a Formação Areias Brancas (FAB).....95
- Figura 3.16: Imagem SRTM mostrando uma visão geral da bacia do alto e médio rio Branco, até a região das corredeiras do Bem Querer, localizadas a aproximadamente 70km da área de estudo. Compreende ainda os trechos inferiores dos rios Uraricoera, Tacutu e Mucajaí, onde os dois primeiros são os grandes formadores do sistema do alto rio Branco. Note- se que a parcela inferior da área ilustrada apresenta relevo um pouco mais acidentado. Na parte média da figura ao lado da planície aluvial está posicionada a Serra Grande (Suíte Intrusiva Mucajaí), que representa o limite inferior da área de estudo. Já, Ladeando a planície aluvial do alto rio Branco (parte intermediária da imagem), observam-se a predominância de terrenos planos da formação Boa Vista. Pode-se notar ainda certo alinhamento do rio Branco com o rio Tacutu, onde ambos têm sua planície aluvial instalada no gráben do Tacutu.....96

- Figura 3.17: Características estruturais principais da região do alto rio Branco e trechos inferiores dos rios Uraricoera e Tacutu. Mostra estruturas de falhas da região em estudo a partir do Mapa Geológico do Estado de Roraima (IBGE, 2005a) com a inclusão do limite aproximado do gráben do Tacutu (REIS et al., 2003; SILVA e PORSANI, 2006; FALCÃO, 2007; COSTA e FALCÃO, 2011; NASCIMENTO et. al., 2012).....98
- Figura 4.1: Localização dos perfis transversais para o levantamento batimétrico. O levantamento contemplará somente os trechos de canais.....105
- Figura 5.1: Mapa geomorfológico da planície aluvial do alto rio Branco produzido através da interpretação de imagens orbitais do tipo Landsat 5 de 27/08/2013, com o nível do rio Branco a uma cota de 3,48m, (estação fluviométrica de Boa Vista). Apresenta os componentes da planície aluvial durante o período de transição entre as estações chuvosa (abril-setembro) e seca (outubro-março) em 2013. As barras fluviais não são apresentadas devido ao fato do canal estar sob efeito das cheias, estando as suas barras fluviais submersas.....112
- Figura 5.2: Perfis transversais da planície aluvial distribuído ao longo do sistema do alto rio Branco. Os perfis foram gerados a partir de imagem do tipo SRTM do ano de 2000. Note que os perfis são limitados por terraços laterais formados pela Formação Boa Vista. Exceção a isso é a margem direita do perfil “A” (lado direito na imagem) que segundo CPRM (2009) compõe a Formação Serra do Tucano. Já, na margem esquerda da planície aluvial, perfil “J” (lado direito da figura), o ponto de maior altitude comporta provavelmente a extensão do afloramento da Suíte Intrusiva Mucajaí....113
- Figura 5.3: Vista aérea do terraço sobre o qual está posicionada a cidade de Boa Vista – RR feita em 1925. O terraço é residual à Formação Boa Vista onde e representa o limite da planície aluvial do alto rio Branco (margem direita do rio Branco) e compreende a área entre os perfis “E” e “F” da Figura 5.2 (Fonte: RICE, 1978).....115
- Figura 5.4: Tipos de lagos observados na planície aluvial do sistema do alto rio Branco (Fonte : GeoEye, 2013).....117
- Figura 5.5: Lago formado por acreção horizontal. A seta vermelha mostra lago testemunho deste processo de acreção. As setas amarelas apresentam cicatrizes indicando antigos lagos do gênero formados durante as anexações. Imagens utilizadas: 1965 – USAF-1965; 2002 e 2013 – GeoEye, 2013 (Fonte: Acervo de imagens de Carlos Sander e Thiago M. Carvalho, UFRR).....119
- Figura 5.6: Estágio inicial de lago formado por processo de acreção horizontal na região frontal da ilha São Lourenço, trecho intermediário do sistema do alto rio Branco. A seta vermelha indica o canal entre a barra fluvial (montante) e a ilha (jusante) (Fonte: GeoEye, 2013).....119
- Figura 5.7: Evolução de processo de acreção lateral e formação de lago. A seta vermelha indica a posição do lago formado. Imagens utilizadas: 1965 – USAF-1965;

- 2002 e 2013 – GeoEye, 2013 (Fonte: Acervo de imagens de Carlos Sander e Thiago M. Carvalho, UFRR).....120
- Figura 5.8: Evolução do complexo de ilhas do Surrão. A imagem de 1943 mostra o estágio inicial do complexo de ilhas do Surrão. No período de 1965 mostra um processo crescente de formação e estabilização de barras. A imagem de 2010 o processo avançado de evolução insular e com estreitamento do canal secundário do rio Branco (Fontes).....121
- Figura 5.9: Localização de perfis de fácies levantados no sistema aluvial do alto rio Branco.....126
- Figura 5.10A: Perfis de fácies levantados na planície aluvial do alto rio Branco junto às margens das principais ilhas e das bordas do canal do rio Branco, com exceção do perfil 13 (Figura 5.9).....126
- Figura 5.11: Perfis representativos de origem aluvial observado no conjunto de ilhas do sistema do alto rio Branco. Os perfis “A” e “B” apresentam maior complexidade na sucessão de fácies, onde camadas de sedimentos mais grosseiros sucedendo fácies pelíticas (**Fm**) indicam períodos de reativação do canal/barra (Perfil 17, Figura 5.10). O perfil “C” mostra perfil com associação de fácies granodécrescentes (Perfil 20, Figura 5.10).....129
- Figura 5.12: Perfil posicionado na margem direita do sistema do alto rio Branco (Perfil 16, Figura 5.10): “A” mostra a visão geral do perfil; “B” representa fácies tangenciais (truncadas) na região da base do perfil.....130
- Figura 5.13. Mostra a parte inferior do perfil 13 (Figura 5.10), na planície de inundação do rio Branco (Coordenadas lat. 2^o 48’ 1,8” N e long. 60^o 39’ 27,8” W). Esta fácies (**Fm**), posicionada na base do perfil a profundidade de 3,9 m, apresenta cores escuras indicando além de processos hidromórficos a decomposição de matéria orgânica (argila orgânica).....131
- Figura 5.14: Fácies associadas à Formação Boa Vista. Compreende sedimentos silto/argilosos (**Fm**) a areno/argilosos (**Sm**) com cor predominantemente creme, mosqueados e com ocorrência de concreções ferruginosas. A imagem “A” mostra fácies silto/argilosa (**Fm**) mosqueada com nódulos ferruginosos. Na figura “B” é apresentada fácies **Sm** com a presença de concreções lateríticas posicionada próximo a base do perfil.....133
- Figura 5.15: Camada de composição silto/argilosa (Perfil 2) mosqueado, podendo ser entendido como uma fácies **Fm**. Contudo, marcas de baixo ângulo, indicadas pelas setas mostram provável ocorrência de níveis foresets, indicando a ocorrência de outras fácies no domínio desta camada (**Sm, Sr, ou St?**).....133
- Figura 5.16: Processo de precipitação de ferro (oxidação) na base do Perfil 7, junto ao complexo de ilhas do Surrão, trecho intermediário do sistema do alto rio Branco (Foto: Sander, abril de 2013).....134
- Figura 5.17: Evolução do sistema fluvial do alto rio Branco durante o período de 1975 a 2013, a partir da interpretação de imagens orbitais do tipo Landsat 5.....137

- Figura 5.18: Fotografia aérea feita pela NASA no ano de 1943 (USAF) do rio Branco nas adjacências da cidade de Boa Vista. Note a presença de barras fluviais, assim como ilhas, na posição convexa do canal. Ponto Central 2°49'N e 60°38'W (Fonte: Acervo de imagens Carlos Sander / Thiago M. de Carvalho, UFRR).....138
- Figura 5.19: Canal secundário do Surrão durante vazante em abril de 2013. A imagem mostra a condição de anexação da Ilha do Surrão (lado direito da foto) à planície de inundação a margem esquerda do rio Branco (2°49'07" N e 60°39'03" W) (Foto: Carlos Sander, abril/2013).....139
- Figura 5.20: Processo de estabilização de barras arenosas, complexo da Ilha do Surrão, adjacências da cidade de Boa Vista – RR. Observe o desenvolvimento do processo de soldamento entre as ilhas e a acreção lateral à planície de inundação (Ponto Central - 2°49'N e 60°38'W). A) USAF-1943; B) USAF-1965; GeoEye, 2013 (Fonte: Acervo de imagens de Carlos Sander e Thiago M. Carvalho, UFRR).....141
- Figura 5.21: Evolução espaço-temporal da planície aluvial do alto rio Branco, nas adjacências de Boa Vista, Roraima. Ponto central - 2°49'N e 60°38'W.141
- Figura 5.22 – Integração dos perfis topográficos e batimétricos, alto rio Branco, adjacências da cidade de Boa Vista, Roraima.....142
- Figura 5.23: Imagem panorâmica da região do perfil D (Figuras 5.10 e 5.11). A direita da foto pode está posicionado a extremidade montante da ilha São Lourenço. Outro detalhe importante é a presença de gretas de contração que se desenvolvem sobre a barra fluvial, demonstrando estágios iniciais de acreção vertical. Associado a tal condição pode ser observado os estágios iniciais de fixação de vegetação (posição centro esquerda da figura). Entre a barra e a ilha de São Lourenço flui um canal transversal (Foto: Carlos Sander, sentido margem direita-esquerda, 30/05/2012).....146
- Figura 5.24: Barra lateral arenosa de 4km de extensão, cortados por canais menores (*Chutte channel*), situada em anexo à ilha do Surrão, sistema do alto rio Branco, se à montante do rio Cauamé. Imagem de satélite de janeiro de 2003 (GeoEye, 2013).....146
- Figura 5.25: Localização de pinos de monitoramento de erosão na bacia do alto rio Branco.....148
- Figura 5.26: Erosão da margem direita do rio Branco na região da confluência com o rio Cauamé entre janeiro de 2003 e janeiro de 2013. Na imagem são mostrados os perfis 2, 3 e 4 (Zona III), onde a linha vermelha mostra o limite do canal no ano de 2003 (Fonte: GeoEye, 2013).....150
- Figura 5.27: Variação da morfologia transversal no trecho inferior dos rios Tacutu e Uraricoera, Roraima.....153
- Figura 5.28: Variação da morfologia transversal do canal no sistema do alto rio Branco, Roraima.....155

- Figura 5.29: Perfil transversal (linha vermelha) a montante da ilha de São Lourenço (Perfil E, Figura 5.28). Mostra o avanço da barra em direção à ilha de São Lourenço (jusante), durante a transição do período de cheias para a vazante, avançando sobre um canal que flui entre os dois depósitos sedimentares (Fonte GeoEye, 2013).....157
- Figura 5.30: Principais estações fluviométricas da bacia do rio Branco, Roraima.....159
- Figura 5.31: hidrograma com as médias mensais das vazões do rio Branco, na estação Caracaráí, no período 1967-2012 (ANA, 2014). Posicionado no médio rio Branco, a 90km a jusante do limite inferior da área de estudo.....160
- Figura 5.32: hidrograma com as médias mensais das vazões do rio Uraricoera, na estação Passarão, no período 1977-2012 (ANA, 2014).....161
- Figura 5.33: Hidrograma com as médias mensais das vazões do rio Tacutu, na estação Bonfim, no período 1984-2012.....162
- Figura 5.34: Hidrograma com as médias mensais das vazões do rio Mucajaí, na estação Mucajaí, no período 1995-2012.....164
- Figura 5.35: Histogramas com a precipitação total mensal média das estações pluviométricas: A) Boa Vista (1910-2012)e de B) Caracaráí (período 1975-2012).....165
- Figura 5.36: Histogramas com a precipitação total mensal média das estações pluviométricas: A) Missão Auaris (período 1984-1993) e B) Uaicás (período 1984-2012).....165
- Figura 5.37: Histogramas com a precipitação total mensal média das estações pluviométrica: A) São João do Cotingo (período 1984-1993) e B) BV8 (período 1984-2007).....165
- Figura 5.38: Estações fluviométricas do sistema do alto rio Branco: “A” – Boa Vista; “B” – Auaris; “C”; Uaicás; “D” Fazenda Passarão; “E” – Bonfim; “F” Maú; “G” Tacutu (Ponte Normandia); “H” – Cotingo; “I” – Surumu; “J” – Cajupiranga; “K” – Fazenda Paraíso.....167
- Figura 5.39. Comportamento da descarga dos rios Branco, Tacutu e Uraricoera entre o período de 14 de Novembro de 2012 a 31 de Outubro de 2013. Os dados de descarga do rio Branco (Boa Vista) e Tacutu (Fazenda Paraíso) foram obtidos a partir de uma linha de tendência relacionando dados de cotas e levantamentos de descarga nestas estações fluviométricas. Já os dados da série histórica de vazões do rio Uraricoera (Fazenda Passarão), assim como as cotas das seções fluviométricas do Branco e Tacutu, foram obtidos junto a ANA (2014).....170
- Figura 5.40: Perfil longitudinal dos rios Tacutu, Uraricoera e de seus principais afluentes.....173
- Figura 5.41. Curva de duração de fluxo em cursos fluviais que compõem o sistema do alto rio Branco.....176

- Figura 5.42: Nível de cheias máximas anuais do rio Branco levantados junto a sede da CAER, na cidade de Boa Vista (ANA, 2014), sendo que a o valor de 7,06m da régua liminimétrica equivale a cota altimétrica de 63,21m. Podem ser observados a relação entre os picos máximos de cheia anual com os episódios de *La Niña* e *El Niño* (BERLATO et al. 2005; MARENGO e OLIVEIRA, 1998; HIGUCHI et al., 2011; INPE, 2014) (Modificado de SANDER et al., 2013).....181
- Figura 5.43: Área inundada pelas cheias de 1976 e 2011 do rio Branco na cidade de Boa Vista, RR (SANDER et al., 2013).....180
- Figura 5.44: Represamento do fluxo do rio Branco em sua margem esquerda pelo aterro da Rodovia BR 401, sentido Bonfim – Boa Vista (Foto: Fábio L. Wankler, junho de 2011).....184
- Figura 5.45: Oscilação do nível do rio Branco e de seus principais afluentes (e sub-afluentes) na cheia de 2011 ao longo dos meses de maio e junho (ANA, 2014). O intervalo entre as linhas vermelhas representa o ápice da cheia na estação Boa Vista.....186
- Figura 5.46: Granulometria dos materiais de fundo do sistema do alto rio Branco e dos trechos inferiores dos rios Tacutu e Uraricoera, RR.....191
- Figura 5.47: Variação espacial da Concentração de Sedimento em Suspensão (mg/L) na bacia do alto rio Branco. Devido a descarga utilizada para o cálculo é instantânea ao levantamento da carga em suspensão.....198
- Figura 8.48: Imagem da confluência entres os rios Uraricoera (lado esquerdo) e Tacutu (lado direito) em abril de 2013, onde tem início o canal do rio Branco. Na imagem pode ser observada a coloração diferenciada devido ao maior volume de carga em suspensão transportado pelo rio Tacutu (Fonte: GeoEye, 2014).....200
- Figura 8.49: Correlação entre Cs e Q, estação fluviométrica de Boa Vista, Roraima..201
- Figura 8.50: Aterro que atua no represamento da planície de inundação localizada junto à margem esquerda do rio Branco, nas proximidades da cidade de Boa Vista (localizada junto a margem direita do rio Branco). Neste local o fluxo de cheias da planície de inundação é jogado de volta ao canal na cabeceira da ponte dos Macuxis. Pode ser observado ainda uma fonte potencial de sedimento em suspensão devido as atividades de oleiros no local (Fonte: GeoEye, 2014).....203
- Figura 5.51: Correlação potencial entre vazão (Q) e transporte de sedimentos (Cs) para o rio Branco em Boa Vista. Notar que nos valores maiores de Q ocorre maior variação de Cs, diferentemente dos valores mais inferiores de Q. As elipses indicam prováveis efeitos de histerese.....203
- Figura 5.52. Relação entre a descarga líquida e a carga de sedimento em suspensão do sistema do alto rio Branco durante o período de cheias de 2013. Nota-se o efeito de histerese no sentido horário.....204

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Características principais dos 24 maiores rios em descarga do planeta (Modificado de: LATRUBESSE et al., 2005a; GUPTA, 2007; BERNARDI et al., 2009).....	28
Tabela 5.1: Características gerais da planície aluvial do sistema do alto rio Branco....	111
Tabela 5.2 Evolução quantitativa dos elementos do canal e da planície de inundação do alto rio Branco.....	122
Tabela 5.3: Monitoramento da perda de solo pela instalação de pinos junto às margens do canal do alto rio Branco (Figura 5.25). O significado de cada sigla da tabela é apresentado na sequência: “Es” – Extração de seção; “Na” – Não ativado; “Et” – Extração total do pino; “S” – pino superior; “M” – pino médio; “I” – pino inferior. Os valores negativos indicam erosão, enquanto os valores positivos representam acreção de materiais.....	149
Tabela 5.4: Características hidrológicas do sistema do alto rio Branco.....	166
Tabela 5.5: Análise comparativa do tempo de permanência das vazões abaixo e acima da média nas estações de monitoramento do sistema do alto rio Branco.	174
Tabela 5.6: Vazões nas estações fluviométricas do sistema do alto rio Branco para diferentes tempos de permanência.....	174
Tabela 5.7: recorrência de eventos de cheias do rio Branco e cotas atingidas em Boa Vista, utilizando o método de Gumbel.....	182
Tabela 5.8: Resultados da concentração média de sólidos totais em suspensão (C _{mss}) (mg/L) (série histórica) na bacia do alto rio Branco (ANA, 2012).....	197
Tabela 5.9: Resultados da concentração média de sólidos totais em suspensão (mg/L) das bacias que compõe o alto rio Branco.....	199
Tabela 5.10: Resultados da descarga líquida (m ³ /s), da descarga sólida em suspensão (t/dia) e de produção específica de sedimentos em t/km ² /ano.....	199

LISTA DE QUADROS

Quadro 2.1: A condição das variáveis dos sistemas fluviais durante o espaço de tempo de duração decrescente (PETTS e AMOROS, 1996).....	32
Quadro 2.2: Princípios que apoiam a relação dos grandes sistemas com a tectônica de placa (POTTER e HAMBLIN, 2006).....	34
Quadro 2.3: Arcabouço geológico/geomorfológico de grandes sistemas fluviais (LATRUBESSE et al., 2005a; TANDON e SINHA, 2007; COSTA e FALCÃO, 2011; BORN et al., 2011).....	35
Quadro 2.4: Litofácies associadas a depósitos aluviais Miall (1996) interpretado por Scherer (2001).....	64
Quadro 4.1: Critério para determinação da velocidade média do fluxo conforme a profundidade do canal (LIMA, 2008; MARTINELLI e KRUSCHE, 2004).....	103
Quadro 5.1: Relação do pico das 6 maiores cheias e 6 menores cheias da série histórica do rio Branco em Boa Vista com episódios de <i>La Niña</i> e <i>El Niño</i> (produzido a partir de BERLATO et al. 2005; MARENGO e OLIVEIRA 1998; HIGUCHI et al., 2011; INPE, 2014).....	189

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

a.n.m – acima do nível do mar
ANA – Agência Nacional de Águas
Af – clima equatorial ou tropical úmido
Am – clima de monção
Aw – clima tropical com estação seca de inverno
CAER – Companhia de Água e Esgoto de Roraima
CEH – Coberturas Eólicas Holocênicas
Cs – concentração de sedimentos em suspensão
Csd – concentração de sedimentos em suspensão por dia
Cmss – concentração média de sólidos totais em suspensão
EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ENOS – El Niño Oscilação do Sul
EUA – Estados Unidos da América
FA – Formação Apoteri
FBV – Formação Boa Vista
FST – Formação Serra do Tucano
IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ha –alqueire
IGEO – Instituto de Geociências
L/P – relação largura/profundidade
km - quilômetro
km² - quilômetro quadrado
m – metro
m² – metro quadrado
m/km – metro por quilometro
m³/s – metro cúbico por segundo
m³/km²/s – metro cúbico por quilometro quadrado por segundo
ME – margem esquerda
MEAN – Massa Equatorial Atlântico Norte
MEC – Massa Equatorial Continental
mg/L – miligrama por litro
mm – milímetros
mm/ano – milímetro por ano
Mt/yr – milhões de toneladas por ano

N – Norte

NE – Nordeste

NW – Noroeste

PGE – Programa de Pós-graduação em Geografia

Ps – produção específica de sedimentos

Q – vazão

QxCs – descarga versus concentração de sedimentos em suspensão

Qss – descarga de sedimento em suspensão

R^2 – raio ao quadrado

RR – Roraima

S – Sul

SE – Sudeste

SIM – Suíte Intrusiva Mucajaí

SRTM – Shuttle Radar Topography Mission

SW – Sudoeste

t/km²/ano – tonelada por quilometro quadrado por ano

ton/ano – tonelada por ano

UEM – Universidade Estadual de Maringá

UFRR – Universidade Federal de Roraima

W – Oeste

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical .

≅ – aproximadamente

Ø – phi

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	04
RESUMO.....	05
ABSTRACT.....	06
LISTA DE FIGURAS.....	07
LISTA DE TABELAS.....	15
LISTA DE QUADROS.....	16
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS.....	17
SUMÁRIO.....	19
1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	22
1.1. INTRODUÇÃO.....	22
1.2. OBJETIVOS.....	24
1.2.1. Objetivo Geral.....	24
1.2.2. Objetivos Específicos.....	25
2. GRANDES SISTEMAS FLUVIAIS.....	26
2.1. SISTEMAS TROPICAIS.....	27
2.2. BACIA DE DRENAGEM E A SUA RELAÇÃO COM O SISTEMA FLUVIAL.....	29
2.3. ARCABOUÇO TECTÔNICO DE GRANDES SISTEMAS FLUVIAIS.....	33
2.3.1. Rios em cinturões de colisão continental ou zonas de domínio de cinturões orogênicos	36
2.3.2. Rios em estruturas de <i>rift</i>	37
2.3.3. Rios em plataforma/plateau.....	38
2.3.4. Rios em estruturas de crátons ou escudos continentais.....	39
2.3.5. Rios em planícies de bacias sedimentares.....	39
2.3.6. Leques aluviais e deltaicos.....	39
2.3.7. Rios de terrenos mistos.....	40
2.4. HIDROLOGIA DOS GRANDES SISTEMAS FLUVIAIS.....	41
2.4.1. Sistemas Fluviais Africanos de Áreas Úmidas.....	43
2.4.1.1. <i>Rio Congo</i>	43
2.4.1.2. <i>Rio Zambeze</i>	43
2.4.2. Grandes Rios de Terras Áridas.....	44
2.4.2.1. <i>Rio Nilo</i>	44
2.4.2.2. <i>Rio Indus</i>	45
2.4.3. Sistemas Fluviais da Ásia.....	46

2.4.3.1. <i>Rio Ganga</i>	46
2.4.3.2. <i>Rio Brahmaputra</i>	46
2.4.3.3. <i>Rio Mekong</i>	47
2.4.4. Sistemas Fluviais Sulamericanos da Porção Equatorial	47
2.4.4.1. <i>O rio Amazonas</i>	49
2.4.4.2. <i>O rio Orinoco</i>	57
2.5. DEPÓSITOS ALUVIAIS COMO REGISTRO GEOLÓGICO DA EVOLUÇÃO FLUVIAL	60
2.5.1. Modelos de fácies	62
3. CARACTERÍSTICAS DA ÁREA	66
3.1. ASPECTOS FÍSICOS GERAIS DA BACIA DO ALTO RIO BRANCO	66
3.1.1. Hidrografia da Bacia	66
3.1.2. Geologia da Bacia	67
3.1.2.1. <i>O Gráben do Tacutu</i>	73
3.1.3. Geomorfologia	77
3.1.3.1. <i>Planalto Interflúvio Amazonas – Orenoco</i>	78
3.1.3.2. <i>Planalto Sedimentar de Roraima</i>	80
3.1.3.3. <i>Patamar Dissecado de Roraima</i>	81
3.1.3.4. <i>Depressão de Boa Vista</i>	82
3.1.3.5. <i>Pediplano Rio Branco-Rio Negro</i>	85
3.1.3.6. <i>Planaltos Residuais de Roraima</i>	86
3.1.3.7. <i>Planície Amazônica</i>	87
3.1.4. Caracterização Climática da Bacia	87
3.2. ASPECTOS FÍSICOS LOCAIS (PLANÍCIE ALUVIAL)	93
4. MATERIAL E MÉTODOS	101
4.1. MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DA PLANÍCIE ALUVIAL	101
4.2. LEVANTAMENTO DA DESCARGA E DA CARGA SEDIMENTAR DOS AFLUENTES DO ALTO RIO BRANCO	102
4.3. MEDIDA DA VELOCIDADE DA CORRENTE E DA VAZÃO (DESCARGA LÍQUIDA)	102
4.4. CARACTERIZAÇÃO HIDROLÓGICA DA BACIA	103
4.5. LEVANTAMENTO MORFOLÓGICO DO LEITO FLUVIAL	105

4.6. COLETA E ANÁLISE GRANULOMÉTRICA DOS SEDIMENTOS DE FUNDO.....	106
4.7. QUANTIFICAÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO.....	106
4.8. QUANTIFICAÇÃO DE PROCESSOS EROSIVOS NAS MARGENS DO CANAL.....	108
4.9. DETERMINAÇÃO DA DESCARGA SÓLIDA EM SUSPENSÃO.....	108
5. RESULTADOS.....	109
5.1. GEOMORFOLOGIA DA PLANÍCIE ALUVIAL.....	109
5.2. CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS ALUVIAIS.....	123
5.3. EVOLUÇÃO RECENTE DO SISTEMA DO ALTO RIO BRANCO.....	134
5.3.1. Variação multitemporal.....	134
5.3.2. Monitoramento da erosão de margens.....	147
5.3.3. Variação do perfil transversal.....	152
5.4. HIDROLOGIA DO ALTO RIO BRANCO.....	158
5.4.1. Descarga fluvial.....	158
5.4.1.1. <i>Descarga média mensal.....</i>	158
5.4.1.2. <i>Dados diários de descarga da bacia.....</i>	165
5.4.2. Regime de cheias do sistema do alto rio Branco.....	180
5.4.2.1. <i>Efeitos dos Eventos La Niña e El Niño nas Cheias Do Rio Branco.....</i>	189
5.4.3. Características da Carga de fundo.....	190
5.4.3.1. <i>Sedimentos de fundo no baixo curso dos rios Tacutu e Uraricoera.....</i>	190
5.4.3.2. <i>Sedimentos de fundo do canal do alto rio Branco.....</i>	195
5.4.4. Sedimento em suspensão da bacia do alto rio Branco.....	196
6. CONCLUSÕES.....	206
7. REFERÊNCIAS.....	211

1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

1.1. INTRODUÇÃO

O ambiente em que um a curso fluvial está inserido (vale fluvial) pode ser visualizado de diversas formas, considerando aspectos relacionados às características singulares deste curso fluvial como seu tipo de leito, a forma do canal, seu padrão de drenagem e suas planícies adjacentes. Cada uma dessas fisionomias possui uma dinâmica peculiar das águas correntes, gerada pelos diversos processos de erosão, transporte e deposição dos sedimentos fluviais (CUNHA, 1995).

Tais processos estão diretamente relacionados à condição ambiental da área drenada pelo curso fluvial. Neste sentido, o curso fluvial responde e é sensível aos diversos fenômenos existentes em sua área de captação e, mesmo que tenha uma tendência de retirada do sistema (bacia) dos materiais fornecidos a ele, este acaba por registrar os eventos com maior ou menor grau em suas planícies aluviais.

Assim, a compreensão do sistema aluvial dos rios se torna um caminho importante no entendimento de eventos ocorridos no passado e também sobre a evolução do curso fluvial ao longo de sua planície.

Desde a década de 1950 diversos trabalhos têm sido desenvolvidos para descrever as características qualitativas e quantitativas dos canais. Trabalhos relacionados à descrição dos tipos de canais passaram a se destacar ao final desta década com Leopold e Wolman (1957), e nas duas décadas seguintes onde se destacaram as contribuições de Schumm (1963) e Miall (1977). Este último autor, tomando por base os trabalhos de Leopold e Wolman (1957) e Schumm (1968, apud SANTOS, 1997), classificou os canais fluviais em quatro tipos básicos de rios (retilíneos, meandricos, anastomosados e entrelaçados), modelo bem aceito até hoje. Tal classificação leva em consideração, além do número de canais, seu comportamento erosivo e deposicional, assim como parâmetros quantitativos (índice de sinuosidade, relação largura/profundidade e a carga sedimentar transportada pelo canal).

No Brasil, os trabalhos voltados à caracterização e classificação de grandes sistemas fluviais passaram a ter ênfase nas três últimas décadas. Estes trabalhos, além de buscar o enquadramento do sistema atual dentro de um modelo atual (avaliando sua dinâmica fluvial e identificando processos atuantes), têm procurado o melhor entendimento da evolução destes sistemas fluviais.

A região amazônica tem ainda seus sistemas fluviais pouco estudados. Em se tratando da Amazônia setentrional, os desafios parecem ainda maiores, uma vez que o eixo onde os trabalhos se concentram está posicionado na parcela meridional e central da Amazônia, na região de influência dos rios Amazonas e Negro. À mercê destes projetos está à bacia do rio Branco e outras bacias de Roraima, com raras contribuições em estudos fluviais.

Dado o baixo volume de estudos na bacia no rio Branco, esta pesquisa vem no sentido de fornecer uma base para estudos geomorfológicos na região, servindo como parâmetro de pesquisas mais avançadas no futuro.

O trabalho está dividido em sete partes. Nesse capítulo (capítulo 1), é apresentado o enfoque geral do trabalho e os seus objetivos. No capítulo 2, é realizada uma abordagem sobre os estudos de grandes sistemas fluviais com ênfase a rios tropicais.

No capítulo 3, são apresentadas as principais características da área de estudo, sendo que na primeira parte estão demonstrados os aspectos físicos da bacia de drenagem do sistema do alto rio Branco; e, na segunda parte do capítulo trazemos as características locais do sistema do alto rio Branco.

O capítulo 4, finalizando a primeira parte da Tese, apresenta a descrição dos métodos e técnicas adotadas para a execução dos trabalhos.

Na sequência, o capítulo 5 engloba os resultados e discussões, onde a primeira parte trata da descrição da geomorfologia da planície aluvial do sistema do alto rio Branco, com a descrição de seus principais depósitos e a determinação da sua evolução ao longo de suas últimas décadas e, na segunda, é apresentada a caracterização da hidrologia do sistema fluvial, estabelecendo aspectos relacionados ao seu regime fluvial ao longo do ano hidrológico e caracterizando a carga sedimentar transportada pelo rio.

A parte final do trabalho compreende as Conclusões, apresentando uma síntese dos principais resultados obtidos na produção da pesquisa, e as Referências, que compreende todas as bibliografias citadas ao longo desta tese.

Posição da área de estudo: O estudo foi desenvolvido na bacia do alto rio Branco, compreendendo o norte do estado de Roraima e sudoeste da República Cooperativista da Guiana instalado na parcela setentrional da Amazônia na área de domínio do Escudo das Guianas, que drena uma área de aproximadamente 100.000 km².

De forma mais detalhada foram desenvolvidos trabalhos de monitoramento ambiental na região da confluência entre os rios Tacutu e Uraricoera e o trecho da planície aluvial do sistema do alto rio Branco, tendo como limite inferior a região da Serra Grande,

na região sudoeste do município de Cantá-RR. A Figura 1.1. apresenta a localização da área de estudo. O detalhamento das características da bacia e do canal do alto rio Branco são tratados de forma aprofundada na Parte 3 da Tese.

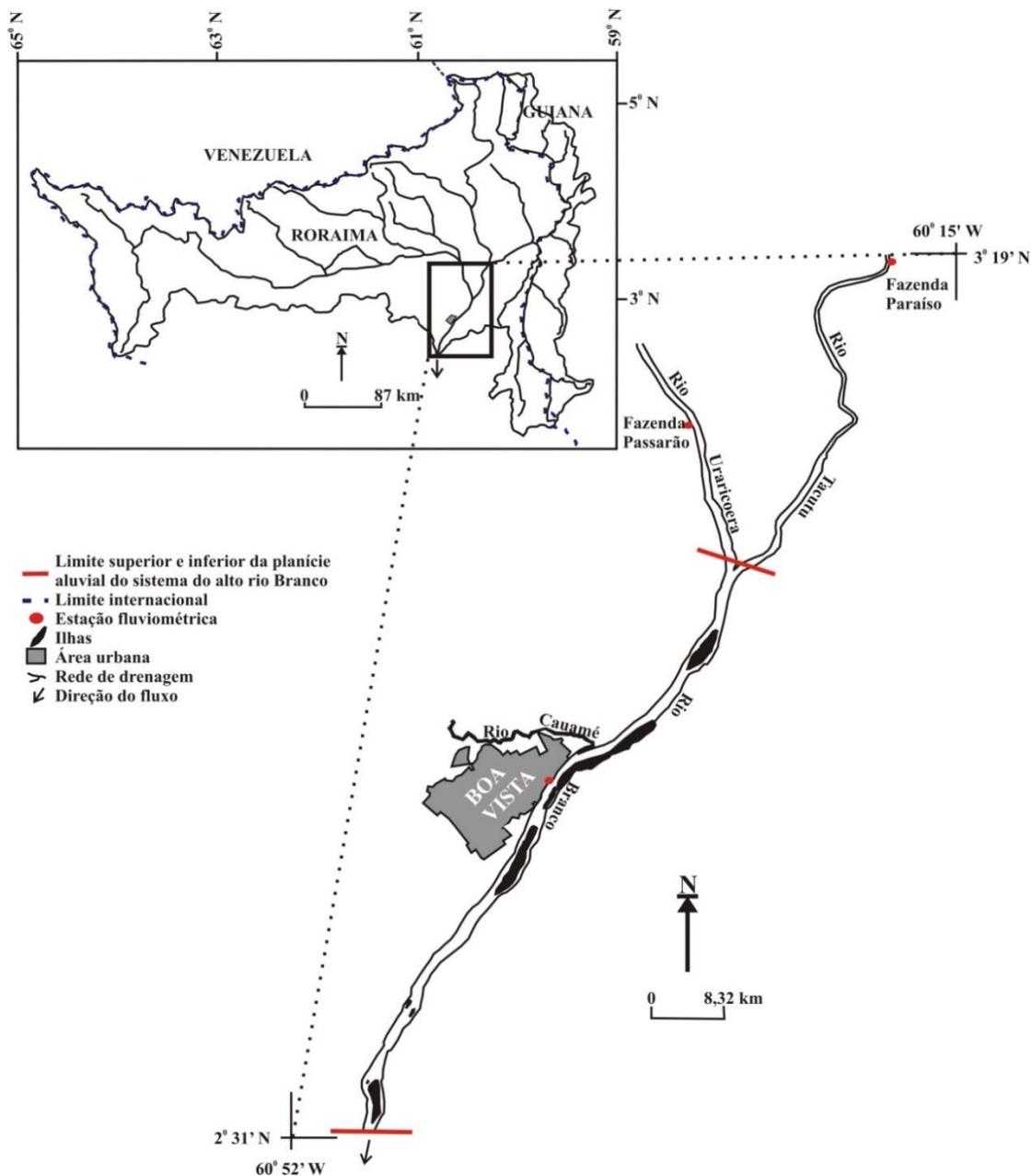


Figura 1.1: Localização da área de estudo

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo Geral

Compreender a geomorfologia da planície aluvial do alto rio Branco, apresentando sua dinâmica atual, processos operantes e sua evolução como sistema fluvial.

1.2.2. Objetivos Específicos

Estes objetivos estão divididos da seguinte forma:

- Determinação das características da bacia de drenagem do sistema do alto rio Branco e delimitação da área de estudo;
- Levantamento as formas da planície aluvial, determinando sua constituição e evolução;
- Caracterização dos processos erosivos e de agradação junto ao canal;
- Determinação do regime fluvial do alto rio Branco, estabelecendo o comportamento da descarga líquida na bacia;
- Definição das características da carga sedimentar do rio Branco e principais afluentes;

2. GRANDES SISTEMAS FLUVIAIS

A importância dos sistemas fluviais à humanidade é reconhecida e imensurável, representando um grande passo no desenvolvimento da civilização, seja na produção de alimentos em suas várzeas e irrigação de cultivos, no fornecimento de pescado, transporte de cargas e pessoas, produção energética, ou para outras finalidades.

Apesar disso, o conhecimento destes gigantes da natureza em torno de seus processos, formas, função e evolução são ainda bastante limitados. Neste sentido, Gupta (2007) coloca que tais limitações se devem possivelmente a problemas logísticos, quando muitas vezes os estudos de caso nos campos da geomorfologia, sedimentologia ou ecologia são realizados em rios menores, que são mais fáceis de investigar e onde os modelos de gerenciamento são mais bem sucedidos.

Outros problemas estão associados a não regularidade e a baixa disponibilidade de dados hidrológicos em grandes rios. Neste caso, o próprio isolamento geográfico e as deficiências econômicas/administrativas/estruturais em muitos países e regiões acabam por limitar o monitoramento hidrológico e vastas áreas em rios importantes. Por exemplo, os dados de carga sedimentar em parte importante dos rios não são regulares, o que força o uso demasiado de estimativas indiretas para o estabelecimento da produção de sedimentos dos sistemas fluviais (FRANZINELLI, 1999; GUPTA, 2007; EVANGELISTA et al., 2012).

Assim, enquanto alguns grandes sistemas apresentam um volume elevado de informações, ou mesmo séries históricas prolongadas de informações, tais como os rios Mississippi e Nilo, outros são pouco conhecidos, como, por exemplo, o rio Congo (GUPTA, 2007).

Os sistemas fluviais têm sido classificados de diversas formas, sendo estes enquadrados conforme seu regime (perene, intermitente efêmeros), em relação à sua subsuperfície (efluentes e influentes), pela rede de drenagem (dentrítico, paralelo, treliça, radial, anelar, etc.) e seu comportamento em relação ao substrato (conseqüentes, inseqüentes, obseqüentes, antecedentes e superimpostos) e conforme a morfologia do canal (anastomosado, entrelaçado, meandrante e retilíneo) (CHRISTOFOLETTI, 1981; CUNHA 1995; RICCOMINI et al., 2001). Contudo, divergências e dificuldades na definição de grandes sistemas fluviais persistem.

As classificações mais conhecidas têm buscado relacionar critérios, como o tamanho da bacia drenada, o comprimento do rio, a carga sedimentar do canal e sua descarga (POTTER, 1978; MEADE, 1996; MIAL, 2006).

Mesmo que o tamanho da bacia e a extensão do sistema fluvial pareçam oferecer uma base interessante para definição dos grandes sistemas, outros atributos fundamentais dos canais fluviais, como a descarga líquida e de sedimentos, não tem se mostrado uma base segura para esse tipo de classificação.

Neste sentido, Gupta (2007) lembra a existência de diferenças substanciais na variação de dados hidrológicos (vazão e a carga sedimentar), dadas principalmente pela oscilações da descarga, ou mesmo da redução dos caudais fluviais, devido à condições naturais ou antrópicas. Segundo esse autor, outros detalhes que comprometem tais classificações são a baixa carga sedimentar transportada por alguns rios importantes, e a ausência de dados sedimentológicos em outros sistemas.

Gupta (2007), se utilizando de diversas fontes, listou as 24 bacias de maior descarga do planeta (não incluindo afluentes de grandes bacias, por exemplo, afluentes do rio Amazonas que figuram entre os principais rios do planeta).

Um fato curioso em relação aos rios mais importantes do planeta é que o do rio Nilo, mesmo sendo o mais extenso (6.500km) e tendo uma das mais representativas áreas de drenagem ($3.349.10^6\text{km}^2$, conforme WOHL, 2007), não está incluído devido à sua baixa descarga. Na Tabela 2.1 é apresentado a descarga dos 20 principais sistemas fluviais do Planeta.

2.1. SISTEMAS TROPICAIS

Sobre as extensas áreas continentais, os grandes sistemas tropicais são responsáveis pela drenagem e transporte da maior parte de água e sedimentos produzidos no planeta, e abrigam a maior parte dos fenômenos físicos/ambientais de evolução da superfície terrestre, visíveis direta ou indiretamente em escalas de tempo variadas.

Neste processo evolutivo, as estruturas mais sensíveis ao processo de evolução da crosta terrestre são dos grandes sistemas fluviais. Mesmo que sejam estruturas em curta escala de tempo estáveis, as bacias hidrográficas têm sido, ao longo da história geológica, geradas, metamorfasadas e até extintas. Sob avaliação dos registros recentes, é possível observar mudanças substanciais em parâmetros fluviais de ordem natural e antrópica.

Tabela 2.1: Características principais dos 20 maiores rios em descarga do planeta (Modificado de: LATRUBESSE et al., 2005a; GUPTA, 2007; BERNARDI et al., 2009)

Rio	Descarga média anual (10⁹ m³)	Extensão (km)	Área da bacia de drenagem (10⁶ km²)	Descarga média anual de sedimentos em suspensão (10⁶ton/ano)
Amazonas/Solimões	6.300	6.000	5.9	1000–1300
Congo	1.250	4.370	3.75	43
Orinoco	1.200	770	1.10	150
Madeira	1.168	3.400	1.36	450
Negro	1.036	2.230	0.67	8
Changjiang	900	6.300	1.9	480
Brahmaputra	730	2.525	0.63	520
Japurá	678	2.816	2.48	33
Paraná	657	3.965	2.60	112
Yenisey	630	5.940	2.62	5
Mississippi	530	6.000	3.22	210
Lena	510	4.300	2.49	11
Tapajós	496	810	0.49	6
Mekong	470	4.880	0.79	150–170
St Lawrence	450	3.100	1.02	3
Tocantins	431	2.640	757	58
Irrawaddy	430	2.010	0.41	260
Ganges	423	2.900	1.06	524
Kasai	420	2.153	0.86	-
Purus	402	3.211	0.37	81

Mesmo que a evolução dos estudos em ambientes fluviais seja recente, com a existência de lacunas claras no conhecimento dos grandes sistemas tropicais, os avanços no conhecimento da sistemática e caracterização dos mesmos têm sido expressivos, especialmente nas últimas décadas (IRIONDO e SUGUIO, 1981; MOLION e MORAES, 1987; KOMAR, 1987; DRAKE, 1988; POSTMA, 1990; SANTOS, 1991, 1995 e 1997; SANTOS et al., 1992; NANSON e CROKE, 1992; SOUZA FILHO, 1993; STEVAUX, 1994; MEADE, 1994; NANSON e KNIGHTON, 1996; WENDE e NANSON, 1998; FILIZOLA, 1999; SANTOS e STEVAUX, 2000; ORFEO e STEVAUX, 2002; GUPTA, 2002; LATRUBESSE e STEVAUX, 2002 e 2006; GUPTA, 2002; JAIN e SINHA, 2004; BORGES, 2004; ASSINE, 2005; HAM, 2005; FILL e SANTOS, 2005; NIEFF, 2005; SINHA et al., 2005a e 2005.b; LATRUBESSE et al., 2005a e 2005b; FRANZINELLI, 2005; SOUZA e CUNHA, 2006; MIALL, 2006; MORAIS et al., 2008; BORUAH et al., 2008; FRANCO et al., 2008; STRASSER, 2008; FERREIRA e SARAIVA, 2009; XU et al., 2009; ANDRADE e SOUZA, 2009; JUSTINIANO, 2010; JAIN e TANDON, 2010; WANG et al., 2011).

2.2. BACIA DE DRENAGEM E A SUA RELAÇÃO COM SISTEMA FLUVIAL

O entendimento do curso fluvial vai muito além do canal em si. O funcionamento de um sistema, seu volume e tipo de carga transportada, seus ciclos e seu formato são resultados de uma série complexa de relações que estão associadas a fatores autocíclicos e alocíclicos. Segundo Riccomini et al. (2001), os fatores autocíclicos são aqueles relativos à bacia de drenagem, sendo compostos pela descarga (tipo e quantidade), a carga de sedimentos transportada, a largura e a profundidade do canal, a velocidade do fluxo, a declividade, a rugosidade do leito, a cobertura vegetal nas margens e ilhas. Os fatores alocíclicos, por sua vez, são aqueles que não afetam apenas a bacia de drenagem, mas toda a região onde ela está inserida, e são representados pelas variáveis climáticas (pluviosidade e temperatura) e geológicas (litologia e falhamentos).

Seguindo este entendimento, mesmo que um sistema fluvial seja dotado de uma grande bacia e de um extenso canal de drenagem, tal vantagem pode não se refletir em ganho para seu caudal. Um exemplo claro disso é o rio Nilo, que drena uma parcela grande da África e, mesmo tendo uma das maiores bacias e a mais extensa rede de drenagem do planeta, não figura entre os rios de maior descarga do mundo (GUPTA, 2007, WOODWARD, 2007).

Mesmo que o ciclo hidrológico seja um fenômeno global e tenha sua atuação localizada e delimitada pelo que conhecemos como hidrosfera (sistema fechado), a fase terrena do ciclo ocorre em unidades físicas denominadas de bacia de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1981; CUNHA, 1995).

Tal área é abrangida por um rio ou por um sistema fluvial composto por um curso principal e seus tributários (TUCCI, 1998; MINEROPAR, 2013). A bacia de drenagem é separada das bacias vizinhas por estruturas denominadas de divisor de águas, ou interflúvio, e tem como seu limite inferior o nível de base. Esta estrutura pode ser definida como o local de menor elevação em relação aos trechos de captação, e serve de parâmetro ao qual o rio pode erodir o seu próprio canal nos trechos à montante.

A instalação do nível de base em um sistema fluvial está geralmente ligada a processos de evolução deste a eventos geológicos (ex.: placas tectônicas, elevação eustática) e mudanças climáticas que operam sobre uma escala de tempo superior a 10^4 anos, ou mesmo a causas antrópicas ligadas à implementação de grandes obras de engenharia junto aos sistemas fluviais (PETTS e FOSTER, 1990; CHRISTOFOLETTI,

1981; CUNHA, 1995; PETTS e AMOROS, 1996; PETTS e CALOW, 1996; TUCCI, 1998; RICCOMINI, 2001; WOODWARD, 2007).

A área de atuação de cada nível de base pode ser estudada conforme a sua escala, podendo influenciar em áreas bastante reduzidas ou mesmo atingir grandes extensões, tais como a bacia do alto rio Branco (EVANGELISTA et al., 2008) que chegam a milhões de km², como é o caso dos sistemas dos rios Amazonas, Congo, Nilo, Mississipi e Paraná (LATRUBESSE e FRANZINELLI, 2005; GUPTA, 2007).

A bacia representa um grande mosaico de atributos físicos particulares que se somam para estabelecer a dinâmica do sistema fluvial. Tais atributos são representados pela litologia, a topografia (que pode apresentar grande variação de uma subbacia à outra), a pedologia, o uso do solo, a morfometria da bacia, e o clima. Outro elemento importante neste processo é a atividade antrópica, sendo capaz de trazer mudanças importantes no equilíbrio destes atributos.

Assim, quanto maior for a bacia drenada e quanto mais variável for o arranjo dos atributos, maiores serão as divergências entre bacias de escala semelhante ou mesmo de bacias localizadas na mesma região. Tais diferenças são facilmente verificadas observando a hidrologia de grandes sistemas tropicais, o que reforça a identidade particular de cada sistema fluvial (PETTS e AMOROS, 1996; LATRUBESSE e FRANZINELLI, 2005; LATRUBESSE et al. 2005a; GRUPTA, 2007; EVANGELISTA et al., 2008 e 2012).

Desde a entrada da água no sistema através das chuvas e sua interceptação junto às vertentes, o caminho e o tempo que toda água levará para sair do sistema é bastante variado. O tempo de residência e a circulação da água na vertente vão depender do volume e intensidade da pluviosidade nesta unidade, bem como sua estrutura geral, que determinará a forma da circulação e a residência do recurso hídrico neste sistema.

Assim, ao contato da superfície, a água da chuva está sujeita a uma variedade de condições, desde a interceptação vegetal, seguida pela evapotranspiração, onde o excedente pode circular nas modalidades de fluxos hipodérmico, subterrâneo, retorno, além do escoamento superficial tipo hortoniano (escoamento que cede à capacidade de infiltração) e de Dunne (escoamento por saturação) (STANLEY e SCHUMM, 1977; PETTS e AMOROS, 1996; LEOPOLD, 1997; TUCCI, 1997; SANTOS, 2001b).

Numa bacia de drenagem, um rio “ideal” tem seu progresso observado em três zonas (PETTS e AMOROS, 1996). Tais zonas foram destacadas primeiramente por

Schumm (1977) e defendidas por Petts e Amoros (1996) e são divididas em: zona de produção; zona de transferência e zona de armazenagem.

A cabeceira de drenagem, ou zona de produção, é onde a água, sedimentos, partículas de matéria orgânica e solutos passam das vertentes para os canais; a zona de transferência é aquela através da qual materiais são transportados ou encaminhados; e a zona de estocagem, é onde os materiais são depositados e podem ser mantidos por um longo período de tempo, em alguns casos, por milhares de anos.

Seguindo este entendimento, Schumm (1977) salienta que as bacias de drenagem são sistemas abertos dependentes em entrada, transferência e saída de massa e energia, que são vistos como um sistema em cascata. A energia solar e a precipitação formam a entrada para bacia hidrológica em cascata, e a saída, fluxo de canal e perdas por evapotranspiração, ocorrem geralmente por transferência de água através de uma sequência de armazenagem entre a vertente e subsistemas de canal.

Segundo Bravart and Petts (1996), a bacia de drenagem compreende um conjunto de unidades estruturais – formas de relevo – formando ambientes de deposição, locais de conversão de energia e transformação.

Este conjunto de unidades estruturais pode ser descrito como um *sistema morfológico* e a força e direção da conectividade entre as unidades podem ser revelados por meio de análises de correlação. Em um curto trecho de rio, por exemplo, as propriedades morfológicas podem incluir tais parâmetros, como declividade local, tamanho do material de leito e forma da seção transversal (relação largura profundidade).

As interrelações entre os parâmetros frequentemente indicam o grau para o qual a suas propriedades dinâmicas estão relacionadas. Assim, um aumento no tamanho do material de leito está associado a um acréscimo na declividade local e à redução da relação largura/profundidade, determinando assim uma maior eficiência hidráulica do sistema.

O controle dentro de cada ciclo é parcial. Alterações estão associadas com muitos ciclos, ligando as variáveis envolvidas, porém, respostas para alterações de controles externos são geralmente complexas e envolvem interações entre os diferentes tributários e setores inter-relacionados.

Assim, dentro de cada trecho de canal a dinâmica morfológica é reflexo do suprimento de sedimentos provenientes de setores à montante, e da influência do nível de base posicionado à sua jusante.

Outro fator a ser considerado na evolução das bacias e do próprio sistema fluvial é a escala de tempo. Enquanto para uma pequena escala de tempo, de um dia a um ano, o

rio pode ser visto como um sistema bastante estável. Numa escala de tempo geológica, estes são visualizados como sistemas submetidos a contínuas alterações, conhecido como um estado de equilíbrio dinâmico.

A situação das variáveis da bacia hidrográfica e a natureza de suas relações variam de acordo com a escala adotada (Quadro 2.1). Assim, mesmo que possamos observar a condição do canal e da própria planície aluvial no presente, este é resultado da interação entre as variáveis que têm sua evolução construída em diferentes escalas de tempo.

Quadro 2.1: A condição das variáveis dos sistemas fluviais durante o espaço de tempo de duração decrescente (Adaptado de PETTS e AMOROS, 1996)

Variáveis	Condição das variáveis durante escalas designadas		
	Geológica	Histórica	Presente
Geologia (litologia, estrutura)	Independente	Independente	Independente
Paleoclima	Independente	Independente	Independente
Paleohidrologia	Independente	Independente	Independente
Relevo ou volume do sistema acima do nível de base	Dependente	Independente	Independente
Dimensão do vale (largura, declividade e profundidade)	Dependente	Independente	Independente
Clima (precipitação, temperatura e sazonalidade)		Independente	Independente
Vegetação (tipo e densidade)		Independente	Independente
Hidrologia (descarga média de água e sedimentos)		Independente	Independente
Morfologia do canal		Dependente	Independente
Hidráulica de fluxo (para toda a seção)			Dependente

Áreas fontes – a descarga, qualidade da água e carga sedimentar variam sobre um ciclo de escala de tempo de horas para anos, de acordo com a contribuição relativa de diferentes áreas fontes dentro das áreas de cabeceira.

A bacia de drenagem de grandes rios pode ser visualizada como um aninhamento hierárquico de bacias de diferentes tamanhos. Quanto mais à jusante, com a inclusão de novas áreas de captação o papel de uma determinada bacia fonte é diminuída e a influência de uma geologia particular e usos do solo declinam.

Assim, muitos caminhos do ‘continuum’ longitudinal são simplesmente uma reflexão do ganho de escala: acresção da descarga, aumento do tamanho do canal e a progressiva regulação à jusante de variações espaciais e temporais que caracterizam pequenas bacias (PETTS e AMOROS, 1996).

2.3. ARCABOUÇO TECTÔNICO DE GRANDES SISTEMAS FLUVIAIS

Devido ao seu tamanho, os grandes sistemas fluviais possuem uma ampla diversidade de atributos físicos. Neste sentido, os processos que envolvem a evolução fluvial dizem respeito à inter-relação entre todos os elementos que compõem sua área de captação, assim como as condições do trecho a ser considerado, representados basicamente pelo perfil longitudinal, nível de base, características do vale e tectônica.

Contudo, mesmo que cada sistema fluvial apresente identidades singulares e diferentes grandezas, os processos que definem os tipos básicos de canais e depósitos aluviais são comuns a vários sistemas.

Quando se observa a dimensão e estrutura ambiental da bacia hidrográfica, torna-se necessário ampliar a visão do presente para escalas temporais maiores. Assim, mesmo que possamos entender a geologia, a bacia de drenagem e o próprio clima como entidades estáveis no presente, ao longo do tempo geológico todos os grandes sistemas fluviais têm sofrido alterações significativas. Um indicativo disso é a variada geologia e geomorfologia das grandes bacias hidrográficas do planeta, expressando uma dinâmica tectônica pretérita que, associadas ao clima, afetam a distribuição espaço-temporal de outras variáveis ambientais e atuam na evolução do sistema fluvial como um todo.

A origem, assim como a extinção das bacias de drenagem, está associada a forças geológicas internas da Terra. Estas promovem a formação de cadeias montanhosas (orogênese), eventos de vulcanismo, soergimento e subsidência do relevo (epirogênese), a forma da rede de drenagem dos canais e seu posicionamento, assim como o nível de base e o perfil longitudinal. As pressões tectônicas a que as grandes bacias de drenagem são submetidas podem ser entendidas pela tectônica de placas, ou tectônica global (TASSINARI, 2001).

Discutindo a influência da tectônica no funcionamento dos sistemas fluviais, Potter e Hamblin (2006) afirmam que praticamente todos os sistemas tropicais estão relacionados com a tectônica de placas e apresentam seis aspectos da tectônica que apoiam os princípios expostos no Quadro 2.2., os quais incluem desde placas convergentes ou divergentes, a falhas localizadas, dobrável, e inclinam para o interior de grandes ou pequenas bacias hidrográficas.

Conforme esses autores, a tectônica é quem determina o maior relevo de uma bacia hidrográfica (a localização de suas terras altas e terras baixas e as suas altitudes), a forma e a orientação da bacia, o padrão de rio dentro dela, bem como sua perseverança, apresentando um papel fundamental para o desenvolvimento de grandes rios.

O papel da tectônica na estrutura fluvial apresenta uma condição significativa na evolução do sistema, reforçado por Melton (1959) que sugere que entre 25 e 75% dos rios do Cráton norte-americano podem estar relacionados com o ajuste da estrutura local. Tandon e Sinha (2007) acreditam que é provável que em grandes rios o papel da tectônica no ajuste dos grandes rios é ainda maior.

Quadro 2.2: Princípios que apoiam a relação dos grandes sistemas com a tectônica de placa (Modificado de POTTER e HAMBLIN, 2006)

Princípios Fundamentais de Rios
1. Contando que o sistema hidráulico da Terra já existia, os rios têm seguido depressões formadas por forças tectônicas em seu caminho para o nível base.
2. Sistemas fluviais grandes são sensíveis a retardar mudanças na inclinação, subsidência e soerguimento, mas respondem quase instantaneamente em termos geológicos a mudanças na precipitação, descarga, e falha.
3. Padrões de drenagem evoluem por erosão remontante, captura de fluxo, extensão downdip (ou retração updip durante a invasão marinha), e por ajuste contínuo de diferencial (e geralmente sutil) de subsidência dentro de suas bacias hidrográficas.
4. O tamanho e a forma de um sistema de grande rio são determinados pela história tectônica da sua bacia hidrográfica e a história de seu nível de base.
5. A maioria dos rios têm diferentes segmentos que podem variar em idade de muito antigos (Ex: Paleoproterozóico) a mais recentes (Fanerozóico).
6. A idade de um sistema fluvial não depende só da sua história tectônica, mas também de acidentes como a desertificação, glaciação continental, e o vulcanismo, qualquer um dos quais, no extremo, pode alterar grandemente ou totalmente ou destruir um rio.

Devido às amplas áreas drenadas e a expressiva extensão dos grandes sistemas fluviais, muitos destes sistemas costumam incorporar uma variedade de províncias geológico/geomorfológicas como os cinturões orogênicos, platôs/plataformas sedimentares e basálticas, áreas cratônicas, planícies sedimentares, áreas de gráben, outros terrenos mistos, entre outros tipos de unidades (LATRUBESSE et al., 2005a; POTTER e HAMBLIN, 2006; GUPTA, 2007; TANDON e SINHA, 2007). O quadro abaixo apresenta a descrição dos principais arcabouços drenados por grandes sistemas fluviais tropicais (Quadro 2.3).

Os maiores sistemas fluviais tropicais como os rios Amazonas, Ganga (Ganges), Orinoco e o Paraná (pela bacia do rio Paraguai) tem como característica a drenagem de áreas em cinturões orogênicos, percorrendo ainda extensas áreas cratônicas, ou sobre outras estruturas até desagüarem junto ao oceano.

Quadro 2.3. Arcabouço geológico/geomorfológico de grandes sistemas fluviais (LATRUBESSE et al., 2005a; TANDON e SINHA, 2007; COSTA e FALCÃO, 2011; BORN et al., 2011)

ESTRUTURAS	CARACTERÍSTICAS	EXEMPLOS DE SISTEMAS FLUVIAIS

Cinturão de colisão Continental	Rios com cabeceiras localizadas em limites de placas convergentes associados com o desenvolvimento de cintos orogênicos: <ul style="list-style-type: none"> • Encaixados em rochas, mas com planície aluvial pouco desenvolvida planície aluvial (restrito a pequenos trechos); • Planícies aluviais largas e extensas a jusante de trechos montanhosos; • Áreas de 'foreland' subsidente, padrão de anastomose, sistemas com forte agradação vertical; • Sistemas Avulsivo: rios altamente dinâmicos, canais muito instáveis, normalmente meandrante, rico em carga suspensa, margens lamosas? 	Mekong, Irrawady, Fly Ganga, Yamuna Magdalena Baghmati, Beni
Sistema de rift	Bacias de rios formada pela criação de um novo relevo em rift e complexo rift-umbral: Sistema controlado com o deslocamento da drenagem principal ao longo da extensão do rift extensões que variam de centenas ou até milhares de quilômetros. Podem drenar sistemas transversais pelo fenômeno de captura de drenagem, apresenta drenagens fortemente controladas.	Nilo Azul, Rio Grande, alto rio Branco/ Tacutu, Congo, Mississipe.
Plataformas/Plateau :	Rio drenando predominantemente áreas de plataforma, canais sobre rocha, com vales incisivos e corredeiras, carga de fundo dominante	Decan Plateau rivers, Uruguay
Áreas cratônicas	Sistemas de rios formados por eventos tectônicos cratônicos não conectados com o Ciclo de Wilson. Cabeceiras em áreas rebaixadas e estáveis do embasamento cristalino pré-cambriano <ul style="list-style-type: none"> • canais sobre rochas, com vales incisivos e corredeiras, carga de leito dominante, baixa carga suspensa, fragmentada, planície aluvial estreita no curso inferior • Vale bloqueado, inundado, carga de fundo dominante, baixa carga suspensa • Vales largos com ilhas alternadas com trechos estreitos, com corredeiras ou pontos nodais, carga de fundo dominante, baixa carga suspensa 	Zambese, Betwa, Chambal Tapajos, Xingu Congo, Negro
Planícies baixas	Canal único, meandros não-harmônicos, margens lamosas, alta carga suspensa	Purus, Jurua, Baghmati, Burhi Gandak
Leques aluviais	Rios formando grandes leques na planície aluvial <ul style="list-style-type: none"> • (a) Foreland: maior parte localizada em áreas de 'foreland'; • Intra-cratônico: maior parte localizada em bacia intra-cratônica; • Complexo: Leque desenvolvido em diferentes províncias, como "foreland" e planície baixas 	Kosi, Gandak, Pastaza Pantanal (Taquari, Cuiaba) Pilcomayo
Mistos	Rios que drenam terrenos mistos: <ul style="list-style-type: none"> • Plataformas + crátons: principalmente entrelaçados com vales incisivos, carga de leito dominante • Orogênico + plataformas + cratons: sistemas complexos, principalmente entrelaçado, pouco anabranching, corredeiras alternando com grandes trechos aluviais, alta carga de sedimentos (carga de leito + suspensa) • Orogênico + planícies: cabeceiras bem desenvolvidas em áreas de cinturões orogênicos e planícies aluviais estreitas, morfogenese mistas (entrelaçado/meandrante) 	Araguaia Orinoco, Madeira Japura, Ica, Mamoré

Assim, segundo Tandon e Sinha (2007), os maiores cinturões de compressão e escudos adjacentes fornecem os limites de escala necessários à formação desses grandes sistemas e garantem a sua alimentação por um longo período de tempo, onde tais exemplos sugerem condições comuns para a origem dos grandes rios. Neste sentido, estes autores sugerem que para formação de uma grande estrutura fluvial, deve haver uma zona levantada e uma massa continental confinante de extensão considerável.

A variável mais significativa para o desenvolvimento dos grandes sistemas somados ao caudal dos rios é a topografia que, por sua vez, é governada pelo balanço

entre forças geradas pela convergência de placas e propagação gravitacional (ENGLAND e HOUSEMEN, 1988).

Considerando o princípio da tectônica de placas como mecanismo de formação da bacia, Tandon e Sinha (2007) apresentam três definições de grandes rios: os cinturões de colisão continental; os sistemas em rifte; e as províncias cratônicas. Estes autores colocam ainda que em termos de complexidade do tipo de drenagem, outras variações são reconhecidas com respeito à orientação e localização do vale do rio em relação à estrutura granular e principais características tectônicas (Quadro 2.3).

2.3.1. Rios em cinturões de colisão continental ou zonas de domínio de cinturões orogênicos

Os cinturões de colisão continental são um dos locais mais importantes para a criação de zonas elevadas e sistemas de alta potência. Gerados principalmente durante o Cenozóico, as zonas de cinturões orogênicos são representadas por áreas de convergência tectônica, sendo caracterizadas por relevo alto e dissecado, atividade sísmica intensa e, em alguns casos, vulcanismo e plutonismo (TAPPONNIER et al., 1990; LATRUBESSE et al., 2005a; POTTER e HAMBLIN, 2006; TANDON e SINHA, 2007).

Nos pontos onde as massas continentais têm se fundido se localizam as nascentes dos principais sistemas fluviais do planeta. Exemplos de sistemas tropicais que drenam áreas em zonas de cinturões orogênicos são afluentes dos rios Amazonas, Orinoco e Paraná, drenando os Andes na América do Sul, assim como os rios Brahmaputra, Ganga, Mekong e Myanamar, que drenam os Himalais na Ásia meridional (FILIZOLA, 1999; LATRUBESSE et al., 2005a; POTTER e HAMBLIN, 2006; GUPTA, 2007).

Aspectos fundamentais à resposta hidrológica dos grandes sistemas fluviais do globo estão associados aos grandes cinturões orogênicos. Além do forte controle tectônico, moldando o arranjo espacial nestes locais, essas áreas podem ser avaliadas pelo seu perfil longitudinal e por feições relacionadas à própria circulação atmosférica.

A barreira imposta por grandes cadeias montanhosas dificulta a passagem da umidade para posições à sotavento e força à precipitação à barlavento. Exemplos clássicos dessa condição são as áreas posicionadas ao sul do Himalaia, as quais são drenadas pelos sistemas do Brahmaputra, Ganga e Mekong, e a leste dos Andes, junto à cabeceira do rio Amazonas. Numa condição oposta, as áreas localizadas à sotavento estão associadas a alto déficit hídrico (ANDERS et al, 2006; SANTOS, 2006; BOOKHAGEN e STRECKER, 2008; ROMATSCHKE e HOUZE JR, 2011; SHRESTHA, 2012).

Importante ressaltar que posições à sotavento junto ao Himalaia e aos Andes também são drenadas pelos sistemas acima citados, as quais caracterizam-se por grande produção de sedimentos, devido a altas taxas de denudação, as quais decorrem dos baixos índices pluviométricos e degelo (LATRUBESSE et al., 2005a; POTTER e HANBLIM, 2006; TANDON e SINHA, 2007).

O perfil longitudinal é outra entidade a ser considerada junto às áreas de cinturões orogênicos. Desse modo, as nascentes posicionadas nos cinturões (ambientes onde estão instaladas as maiores altitudes do planeta) são as que apresentam os perfis longitudinais com os maiores gradientes topográficos relacionados aos grandes sistemas fluviais tropicais.

Estes sistemas têm suas nascentes marcadas por uma variedade de condições extremas. Entre as características principais, destacam-se os relevos muito íngrimes, associados à efeitos climáticos extremos (especialmente em volume e torrencialidade da pluviosidade), as áreas de cobertura deficiente/ausente, os depósitos de acumulação de gelo e os eventos de degelo.

Tais características, associadas ao forte gradiente dos cursos fluviais, tornam estas regiões uma referência na produção de água e sedimentos do continente para os oceanos. Exemplos importantes são as cabeceiras dos rios Amazonas (nascentes do Solimões, Madeira, Japura, Tapajós), parte oriental da bacia do Paraná (rio Bermejo), trechos superiores dos rios Ganga e Brahmaputra (Ásia), além de sistemas fluviais na região das ilhas de Sumatra (Oceania), que apresentam a maior parte dos volumes de sedimentos gerados em áreas de Cinturões Orogênicos (FILIZOLA, 1999; SINHA, 2004; AMSLER et al., 2005; LATRUBESSE et al., 2005a; GUPTA, 2007; SINHA et al., 2012).

2.3.2. Rios em estruturas de *rift*

Os rift, que em alguns casos também recebem a denominação de gráben, são estruturas geológicas representadas por grandes fossas estreitas e alongadas que podem apresentar extensões que medem dezenas a milhares de quilômetros, sendo entendidas como grandes falhas transcorrentes (FALCÃO, 2007; REIS et al., 2006; TANDON e SINHA, 2007; COSTA e FALCÃO, 2011).

Segundo Reis (2006), o gráben do Tacutu, posicionado entre territórios de Roraima e da República Cooperativista da Guiana é um exemplo claro disso. Este gráben apresenta uma largura que varia entre 30 e 50km, com uma extensão de pouco mais de 300km, e uma profundidade que chega a 7km.

As formações do tipo rift são resultantes do afastamento das porções vizinhas da crosta, formando-se zonas de abatimento tendencialmente lineares (GUERRA, 2010; MINEROPAR, 2013). Os rifts também são considerados frutos da tectônica de placas ou distensões da crosta resultantes de grandes esforços tectônicos.

Formado ou reativado em períodos geológicos diferenciados, tais ambientes são preenchidos por material sedimentar e/ou vulcânico e podem apresentar estágios hidrológicos e estratigráficos diferenciados, com fases onde se verifica presença de lagos rasos ou profundos, imensos sistemas paludais e sistemas de drenagem controlados (SANTOS, 1984; EIRAS e KINOSHITA, 1990; IBGE, 1999; WOLDEGABRIEL e HEIKEN, 2000; REIS et al., 2003; SILVA et al., 2003; SILVA e PORSANI, 2006; REIS et al., 2006; TANDON e SINHA, 2007; PREUSSER, 2008; AZEVEDO, 2009; COSTA e FALCÃO, 2011; KARP et al., 2012; HAHN et al., 2012).

A ocorrência de rifteamento junto à bacias hidrográficas pode significar mudanças importantes na dinâmica fluvial e na característica do local afetado. A ocorrência de sistemas de rift também pode ser considerada dentro do processo de evolução de grandes sistemas fluviais, uma vez que contempla a instalação de novos níveis de base, drenagens controladas, captura de drenagens de bacias circundantes e sistemas fluviais transversais (TANDON e SINHA, 2007; FALCÃO, 2007, COSTA e FALCÃO, 2011).

2.3.3. Rios em plataforma/plateau

Segundo Latrubesse et al. (2005a), este tipos de rios incluem as bacias sedimentares do Paleozóico e Mesozóico da região central e norte do Brasil, o Planalto Decan, na Índia e a África Central.

Os planaltos são áreas relativamente estáveis, que sofreram alguma elevação durante o Cenozóico, sendo que alguns foram formados principalmente por rochas sedimentares sub-horizontais e extensos fluxos de lava basáltica.

Nas áreas de plataforma, os canais fluem sobre rochas, sendo caracterizados pela presença de vales entalhados e corredeiras, além de apresentar carga de fundo dominante. Rios associados a esses ambientes são o rio Uruguai, no sul do Brasil e sistemas fluviais do Plateau de Decan.

2.3.4. Rios em estruturas de crátons ou escudos continentais

Representam áreas de altitude moderada à baixa, e são formados por rochas pré-cambrianas intrusivas e metamórficas, caracterizando-se pela ausência de qualquer cobertura sedimentar. Este grupo inclui os escudos do Brasil e Guiana na América do Sul, o embasamento cristalino da península da Índia, o Escudo Africano e parte do norte da Austrália (GUERRA e CUNHA, 1995; LATRUBESSE et al., 2005a).

Os rios em áreas cratônicas (escudos) foram formados através de eventos tectônicos desconexos do Ciclo de Wilson. Tais processos podem incluir abaulamento, associado com grandes províncias ígneas e manto formados por plumas (TANDON e SINHA, 2007).

Os sistemas fluviais podem apresentar caráter diferenciado, tais como vales entalhados e corredeiras, planície aluvial pouco desenvolvida no curso inferior; vales bloqueados, inundados, carga de fundo dominante e carga suspensa baixa; e sistemas com vales largos compostos de ilhas alternadas e trechos estreitos, com presença de corredeiras ou pontos nodais, apresentando as mesmas características de descarga sólida que na condição anterior, com carga de fundo dominante e baixo volume de carga em suspensão (LATRUBESSE et al., 2005a; TANDON e SINHA, 2007).

2.3.5. Rios em planícies de bacias sedimentares

Estes rios, segundo Latrubesse et al. (2005a), estão relacionados ao Cenozóico e constituem áreas de bacias interiores ativas (bacias do tipo foreland), bem como associam-se a acinturões orogênicos. Em regiões tropicais são representadas pelas bacias andinas na América do Sul e na planície Indo-Gangética, a planície sedimentar Cenozóica da Amazônia (Depressão Ocidental da Amazônia), o platô Oriental da Amazônia e platô Central Africano, na Bacia do rio Congo.

2.3.6. Leques aluviais e deltaicos

Representam uma das construções mais importantes promovidas pelos sistemas fluviais. Os leques aluviais se processam através de um canal principal e numerosos distributários. Já os leques deltaicos representam casos particulares de leques aluviais que progridem diretamente para o interior de corpos aquosos, podendo ser lagos, rios ou mares (RICCOMINI et al., 2001; LATRUBRESSE e FRANZINELLI, 2005).

Os leques aluviais costumam apresentar confinamento efêmero aos seus respectivos canais e frequente avulsão associada a descargas fluviais mais elevadas (RICCOMINI et

al., 2001; ASSINE, 2003; ASSINE et al., 2005; ASSINE e SOARES, 2004; SILVA et al., 2007; ZANI, 2013).

Os leques também podem ser classificados como “leques adjacentes a escarpas” ou “grandes sistemas aluviais distributários”, sendo que o primeiro tipo é caracterizado pelo seguinte: diâmetros de poucos km; dominados por fluxo gravitacional de sedimento ou enchentes em lençol; canais fluviais que apenas retrabalham sedimentos na superfície do leque; abundantes em bordas de bacias limitadas por falhas.

Já o segundo possui as seguintes características: diâmetros de dezenas de km; domínio de processos de transporte e deposição fluviais; padrão distributário causado por avulsão (ex: rios Kosi, Índia; Okavango, África meridional; Taquari, Pantanal) (ASSINE, 2008).

Em regiões áridas os leques aluviais se formam sobre a forma de inundações em lençol e por fluxos gravitacionais (RICCOMINI et al., 2001). Sob a condição de climas úmidos há também a ocorrência de leques aluviais em grande extensão, os megaleques, como os do rio Kosi (Índia) e o rio Taquari (Pantanal Matogrossense) (RICCOMINI et al., 2001; ASSINE, 2003; ASSINE et al., 2005; TANDON e SINHA, 2007).

Latrubesse et al. (2005a) classificam os grandes leques na planície aluvial em três tipos: o Foreland, que tem sua maior parte localizada em áreas de ‘foreland’; os intra-cratônicos, com a maior parte localizada em bacia intra-cratônica; e os complexos, onde o leque se desenvolve em diferentes províncias, como “foreland” e planícies baixas.

Junto ao sistema fluvial do rio Bermejo, nos domínios da Cordilheira dos Andes, são observados diversos leques aluviais de pequena dimensão no contato entre os tributários e o canal principal.

2.3.7. Rios de terrenos mistos

Devido sua longa extensão e grande área drenada, muitos dos grandes sistemas fluviais acabam por drenar províncias geológicas variadas. Exemplos de sistemas mistos são os rios Amazonas e Paraná, na América do Sul, assim como sistemas em outros continentes, como o rio Nilo.

O rio Amazonas, que apresenta a maior bacia hidrográfica do planeta, com mais de 6 milhões de km², é abastecido por água e sedimentos oriundos das áreas do cinturão orogênico dos Andes (limite ocidental), escudo brasileiro e das guianas, áreas do chaco e outras áreas interiores. A bacia do Paraná drena os Andes, plateaux vulcânicos, o chaco, o escudo brasileiro e terrenos interiores. O rio Nilo, por sua vez, está posicionado sobre

áreas de plateaux vulcânicos, regiões de escudos e as áreas de planícies e plataformas continentais (CASSETI, 1996; GUERRA e CUNHA, 1995; LATRUBESSE et al., 2005a; TANDON e SINHA, 2007).

Latrubesse et al. (2005a) também apresentam alguns exemplos de rios mistos. Estes autores destacam os sistemas compostos por plataformas-crátons (sistemas geralmente entrelaçados com vales entalhados e com carga de leito dominante: rio Araguaia), Orogênico-plataformas-cratons (sistemas complexos, principalmente entrelaçados, pouco anabranching, alternam corredeiras com grandes trechos aluviais, alta carga de sedimentos de leito e suspensos: rio Orinoco); Orogênico-planícies (cabeceiras bem desenvolvidas em áreas de cinturões orogênicos e planícies aluviais estreitas, morfogenese mistas, ocorrência de sistemas de entrelaçado a meandrante: rio Japurá).

2.4. HIDROLOGIA DOS GRANDES SISTEMAS FLUVIAIS

A hidrologia das grandes bacias é singular, pois além de drenarem superfícies territoriais substanciais, estas entidades abrangem diversos padrões de circulação atmosférica, geologia, topografia, vegetação e uso da terra.

Mesmo em bacias vizinhas, as diferenças na hidrologia podem ser notáveis. Exemplos disso são as bacias dos rios Nilo e Congo que, mesmo apresentando áreas similares e fazendo contato uma com a outra, apresentam diferenças relevantes.

O rio Nilo apresenta uma vazão média de $0,001\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ e drena em grande parte superfícies áridas. Por outro lado, o rio Congo drena áreas úmidas na parcela centro-ocidental da África e apresenta valores de descarga bem superiores, com uma produção média de $0,011\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ (WOHL, 2007).

O pico da descarga dos principais rios do planeta reflete também mecanismos de geração de precipitação. Enchentes na área de captação demonstram diferenças regionais na intensidade da precipitação em curtos períodos de tempo, onde as pluviosidades máximas diárias podem variar de 90mm em altas latitudes à valores de pouco mais de 1.800mm em áreas equatoriais (GUPTA, 1988).

Tanto é que os valores de precipitação anual e intensidade de precipitação são maiores em latitudes equatoriais e tropicais, onde ciclones tropicais combinados com efeitos orográficos produzem o registro das maiores intensidades de precipitação (LOCKWOOD, 1974).

Sistemas fluviais tropicais que drenam os grandes cinturões orogênicos apresentam, devido ao efeito de altitude, a inclusão da água no sistema por processo de degelo. Tais

efeitos são observados na bacia dos rios Ganga, que drena parte dos Himalaias e os rios Amazonas e Orinoco, que drenam a cordilheira dos Andes. Por outro lado, há a presença de sistemas que drenam os trópicos áridos que, devido ao menor volume e à grande irregularidade na pluviosidade, apresentam maior variabilidade na sua descarga fluvial.

Outro fator a ser considerado na variabilidade interanual da descarga são os “ENOS”. Segundo Wohl (2007), o pico da descarga total de vários dos maiores rios do mundo são afetados por flutuações atmosféricas e oceânicas, associadas ao sistema de circulação de El Niño-Oscilação Sul (ENOS).

Neste sentido, Amarasekera et al. (1997) salienta que cerca de 10% da variação anual do fluxo da Amazônia e do Congo, e 25% da variação anual do Nilo é explicada pelo ENOS.

Analisando os picos de descarga máxima anual da bacia do alto rio Branco, o principal afluente do rio Negro, Sander et al. (2013) observaram que 83% dos picos máximos de cheias do rio Branco apresentaram associação com os eventos de El Niño. Com relação aos eventos de La Niña, estes autores verificaram que 67% dos menores picos de cheias anuais da série histórica apresentaram relação com estes eventos.

O hidrograma médio anual no trecho jusante das grandes bacias é marcado por um pico sazonal forte, mesmo que a duração e o tempo de permanência do período de alto fluxo variem entre bacias. Isto provavelmente é reflexo das diferenças nos mecanismos de geração de escoamento superficial entre bacias, e das individualidades de cada sistema fluvial no transporte da água à jusante.

A média de precipitação anual tende a diminuir à jusante nas bacias áridas e semi-áridas, a exemplo dos rios Colorado e Nilo. O rio Colorado é alimentado pelo degelo, enquanto que no rio Nilo a pluviosidade é orográfica ou monsonal. Por outro lado, a média de precipitação anual aumenta de forma constante à jusante em bacias úmidas como a do Amazonas e o Changjiang (Yangtze) (WOHL, 2007; MEADE, 2007; WALLING, 2009)

Intervenções diretas nos grandes sistemas fluviais, incluindo seus afluentes, têm afetado significativamente a sua hidrologia. Entre 1950 e 1982, cerca de 30.000 barragens foram construídas em rios no mundo, e no início da década de 1990, 13% dos rios do planeta que fluem para os oceanos foram represados ou desviados (MILLIMAN, 1997).

Além da regulação da descarga destes sistemas, outro componente hidrológico muito afetado é a carga sólida. Enquanto os materiais de fundo se depositam na boca dos reservatórios, os sedimentos em suspensão, devido a uma condição crítica para sua

sustentação em águas paradas, tendem a se precipitar junto ao reservatório. Um exemplo disso é observado no rio Yellow, na China, que entre as décadas de 1970 a 1990 apresentou uma redução de quase 63% em sua carga em suspensão, em função da construção de barragens e outros tipos de obras de engenharia (WALLING, 2009).

2.4.1. Sistemas Fluviais Africanos de Áreas Úmidas

2.4.1.1. Rio Congo

Com suas cabeceiras fluindo sobre colinas (área de Escudo) e tabuleiros baixos (áreas de planície e plataforma continental) na África Equatorial, esta bacia apresenta um formato mais arredondado, fluindo no sentido Leste/Oeste, onde compartilha nascentes com o Nilo Branco e deságua junto ao oceano Atlântico.

O principal controle da precipitação sobre as regiões equatoriais e tropicais da África é representado pela migração sazonal da ZCIT, enquanto a variabilidade na força monsonal é determinada pela força precessional (WOHL, 2007).

A pluviosidade média anual em toda a bacia do Congo está ligada a este padrão de circulação e varia de 1.600mm, na porção norte da bacia, até volumes de 600mm nas outras partes da bacia (WALLING, 1996). Quanto a influencia dos ENOS, esse sistema costuma apresentar uma variação anual de aproximadamente 10% na descarga do rio Congo (WOHL, 2007)

2.4.1.2. Rio Zambeze

Posicionado na zona tropical do Hemisfério Sul, o rio Zambeze nasce em áreas de colinas (Escudo), onde faz limite com o Nilo Branco (Norte), e com planaltos baixos da África Austral. Limitado na porção Noroeste pela bacia do Congo, este rio designa seus fluxos para leste até desembocar no Oceano Índico. Possui uma descarga média equivalente a 10% da vazão do rio Amazonas e é alimentada de forma pluvial. A precipitação é largamente determinada pela posição do ZCIT, que se posiciona no seu limite sul ao longo do rio Zambeze durante o verão austral (WOHL, 2007).

O ápice da descarga do Zambeze ocorre durante o mês de março, e a vazante atinge seu máximo entre os meses de agosto e dezembro, onde a precipitação média anual varia de 600mm a 1.200mm, com os maiores volumes precipitados na parcela ao norte da bacia (WALLING, 1996).

2.4.2. Grandes Rios de Terras Áridas

Rios de regiões áridas e semi-áridas são distinguidos geralmente por baixos valores de vazão de pico por unidade de área drenada, onde partes da bacia não contribuem efetivamente para o escoamento superficial durante descargas de pico. Grandes sistemas tropicais que estão relacionados ou posicionados junto ao raio de ação de áreas tropicais são os rios Nilo e o Indus. O rio Nilo tem sua nascente principal localizada no setor intermediário do trópico Sul (aproximadamente 10^o S) e flui em direção ao norte, passando pelo Equador, até aproximadamente 30^o de Latitude Norte. O rio Indus, está situado sobre a passagem da Ásia tropical para a subtropical. Nascendo na parcela ocidental dos Himalaias, flui em direção Sudoeste até desaguar no Oceano Índico.

2.4.2.1. Rio Nilo

O rio Nilo tem um volume anual de descarga relativamente baixo em comparação a outras bacias hidrográficas de tamanho similar. A produtividade hidrológica baixa do Nilo pode ser observada quando avaliada a descarga dos rios Congo e Mississipi. O Congo, por exemplo, que divide nascentes com o Nilo Branco, com uma área 12,4% maior que a da bacia do Nilo, apresenta uma descarga quase 15 vezes maior que o Nilo. Já o Mississipi, que drena em parte terrenos secos nos EUA e apresenta quase a mesma área drenada que o Nilo, tem uma descarga 5 vezes maior que o sistema fluvial africano.

A baixa descarga do Nilo é reflexo da reduzida e irregular pluviosidade da bacia, que apresenta precipitações anuais entre 0 a 1.400mm na sua área de drenagem (WOHL, 2007). As zonas de maior contribuição estão situadas junto às cabeceiras no Nilo Azul localizado à leste, e no Nilo Branco, que drena posições mais a oeste e faz limite com bacias importantes como a dos rios Congo e Zambezi. O Nilo Azul drena as chuvas das monções orográficas sobre os planaltos do norte da Etiópia, e é esta região a responsável pela alimentação das cheias anuais do baixo Nilo (ROSSIGNOL-STRICK et al., 1998).

Nas principais inundações do Nilo, durante o verão do hemisfério norte, as drenagens posicionadas na Etiópia (Nilo Azul) contribuem entre 90-95% do volume total da descarga deste importante rio. Já durante o período de março a junho, na sua vazante, o Nilo Branco fornece 75% da vazão total para o sistema principal (WOHL, 2007).

O referido autor lembra que na década de 1990, o Nilo já era um dos sistemas fluviais mais regulados no mundo. Neste caso, somente a barragem de Aswan, concluída em 1970, é capaz de armazenar quase 2 anos da descarga do médio e alto Nilo. Outras

barragens construídas nesta bacia armazenam pelo menos 10% da descarga média anual da bacia.

2.4.2.2. Rio Indus

Com suas nascentes localizadas no Himalaia, esse sistema ainda atravessa uma extensão de aproximadamente 1.200km em planícies de baixa altitude até descarregar no Mar Arábico (LATRUBESSE et al., 2005a; WOHL, 2007).

Esta bacia posiciona-se na transição entre climas subtropical (parcela Norte) para tropical (parcela Sul) e é caracterizada pela baixa pluviosidade, de modo que a precipitação média anual varia de valores superiores a 1.000mm em suas cabeceiras, onde as altitudes figuram entre 5.000 a 7.000m (Himalaia) (HEWITT, 1998), para valores de aproximadamente 200mm nos trechos médio e inferior, sendo que ao norte, registram-se os menores índices, onde a pluviosidade média anual gira em torno de pouco mais de 70mm (WOHL, 2007).

De acordo com esse autor, a descarga do rio é mais elevada durante os meses de maio a outubro (estação chuvosa), e decorre tanto do degelo nas cabeceiras, como do avanço das chuvas.

Apesar da aridez da bacia, o Indus inferior tem uma planície de inundação bem representativa, chegando até 30km de largura, que permanece inundada durante períodos de 3 a 4 meses, durante a estação chuvosa. Atualmente, estes fluxos na planície foram amplamente alterados por barragens, canalização, entre outras obras de engenharia (WOHL, 2007; LIU et al., 2009; WALLING, 2009).

2.4.3. Sistemas Fluviais da Ásia

Os grandes rios que drenam de sul-sudeste do maciço do Himalaia têm climas sazonalmente barotrópicos influenciados pela ZCIT durante uma parte do ano, e por sistemas convectivos organizados. A pluviosidade relacionada às monções domina a descarga de sistemas fluviais do Ganga/Brahmaputra, Mekongue entre outros sistemas regionais com menor contribuição de processos de degelo. Há uma variação moderada no pico de descarga interanual mas, se considerado as médias mensais, a variabilidade entre os meses é elevada (WOHL, 2007).

2.4.3.1. Rio Ganga

Um dos mais importantes sistemas fluviais do planeta, o rio Ganga, mesmo com uma área equivalente a pouco mais de 16% da bacia Amazônica e uma descarga média quase 12 vezes menor que esse segundo rio, produz basicamente a metade da carga em suspensão do Amazonas (LATRUBESSE et al., 2005; GUPTA, 2007; WOHL, 2007; LIU et al., 2009; WALLING, 2009).

O segredo desse desempenho é que 25% da área desta bacia esta posicionada nos Himalaias e é alimentada nesta região pelo processo de degelo (WOHL, 2007). As maiores descargas ocorrem entre julho-setembro, durante as monções de sudoeste, e é responsável por 70 a 80% da precipitação total da bacia (ANSARI et al., 2000).

Somado a bacia do rio Brahmaputra, que desemboca no seu trecho inferior (pouco antes de sua foz), esses sistemas, juntos, apresentam uma produção anual de sedimentos em suspensão que varia de 900 – 1.200 milhões de ton/ano, praticamente se igualando a produção do rio Amazonas, que apresenta uma produção de sedimentos que chega a 1.300 milhões de ton/ano (GUPTA, 2007).

2.4.3.2. Rio Brahmaputra

O sistema fluvial do Brahmaputra desemboca no trecho inferior do rio Ganga, a pouco mais de 200km da bahia de Bengala. Assim como os rios Ganga e Yellow, recebe destaque pela sua hidrologia. Com 60% de sua bacia situada nos Himalaias, (WOHL, 2007) o Brahmaputra apresenta uma hidrologia mais aguda e, embora possua 60% da área do Ganges, produz pouco mais que o dobro da descarga líquida e apresenta uma produção sedimentar equivalente ao primeiro rio (LATRUBESSE et al., 2005a; GUPTA, 2007; WOHL, 2007; LIU et al., 2009).

A estação das cheias do Brahmaputra tem seu início um mês antes do Ganga, durante os meses de março e abril, em resposta ao degelo no Himalaia e apresenta seus maiores volumes de cheias no final de julho ou início de agosto, novamente um mês antes que o Ganga.

Sua pluviosidade varia de 5.000 milímetros no Himalaia, para menos de 2.000 milímetros sobre a porção sudeste da bacia. Chuvas das monções, de junho a setembro, são responsáveis por 60 a 70% da precipitação anual na porção central da bacia, que se situa na Índia (WOHL, 2007). O pico de descarga no Brahmaputra é produzido pelo degelo de verão no Himalaia, bem como fortes chuvas localizadas nas de monções de verão (THORNE et al., 1993).

2.4.3.3. Rio Mekong

Assim como outros sistemas asiáticos, o Mekong nasce também no Himalaia e flui em seu trecho superior paralelo a outros rios importantes que drenam o Himalaia e o Tibet, como o Brahmaputra e o Yellow.

De acordo com Wohl (2007), contrastando com outras bacias hidrográficas em que as nascentes fornecem grande parte da vazão total, os 25% da bacia do alto Mekong, localizados no Himalaia, oferece apenas 15% da descarga do rio. Os outros 75% da vazão do Mekong é originado por chuvas de monções que banham a bacia, se estendendo ao sul através de planícies aluviais do Mar da China Meridional. Segundo esse autor, a média anual de precipitação na parte oriental da bacia é de 2.000 a 4.000mm, mas cai para menos de 1.500mm em partes da bacia ocidental.

A descarga do Mekong começa a subir entre os meses de maio e junho, enquanto tem início os ventos de monção do sudeste. O ápice da descarga do Mekong ocorre entre os meses de agosto e setembro nos trechos superiores da bacia, e nos meses de setembro e outubro no trecho inferior da bacia (HORI, 2000).

2.4.4. Sistemas Fluviais Sulamericanos da Porção Equatorial

A América do Sul, apesar de apresentar uma área bastante inferior que Continentes como a Ásia e África, é, sem dúvida, a região da Terra mais bem dotada hidrológicamente. As maiores bacias hidrográficas do planeta estão posicionadas sobre esse Continente, tais como a do Amazonas, a maior do mundo, com seus gigantescos afluentes, os rios Solimões, Madeira, Negro, Japura, Tapajós, Purus e Xingú.

Se contabilizados esses sistemas, o Solimões, com uma vazão de 92.320m³/s (MOLINIER et al., 1994) apresenta mais do que o dobro de descarga que os rios Congo e Orinoco, segunda e terceira maiores bacias do planeta em volume de água. Outros dois afluentes do Amazonas, os rios Madeira e o Negro são somente superados em descarga pelos rios Congo, Orinoco e Changjiang (LATRUBESSE et al, 2005a).

Considerando a hidrologia do Amazonas, é possível observar seu domínio absoluto sobre as outras grandes bacias hidrográficas (não considerando seus afluentes). A sua vazão, por exemplo, é 5 vezes maior que a descarga do rio Congo e praticamente 6 vezes maior que a descarga dos rios Orinoco e Changjiang, terceiro e quarto maiores sistemas em descarga no planeta (MOLINIER et al., 1994; LATRUBESSE et al, 2005a; GUPTA, 2007; WOHL, 2007; MEADE, 2007; LIU et al., 2009; WALLING, 2009). Outras bacias

da América do Sul que figuram entre as principais do planeta estão a do rio Paraná, com uma descarga de $18.000\text{m}^3/\text{s}$ e do Tocantins, com $13.500\text{m}^3/\text{s}$.

A bacia do Amazonas detém também maior produção de sedimentos em suspensão do planeta, alcançando volumes de até 1.300 milhões de ton/ano (LATRUBESSE et al., 2005a; GUPTA, 2007; LIU et al., 2009), sendo acompanhadas somente pelos sistemas Ganges-Brahmaputra, com uma produção variando entre 900 a 1.200 milhões de ton/ano, e o rio Yellow, que até a década de 1970, antes de intervenções antrópicas ao sistema fluvial, apresentava uma produção de 1.100 milhões de ton/ano (LIU et al., 2009).

O Orinoco, vizinho setentrional da Bacia do Amazonas, divide a drenagem de áreas fonte como os Andes e o Escudo das Guianas, assim como áreas de planície onde o sistema do Orinoco e Negro (afluente do Amazonas) permanecem com suas drenagens interligadas pelo canal do Cassiquiare.

Mesmo apresentando uma descarga 6 vezes menor que a do rio Amazonas, as semelhanças vão muito além do continente em que residem. Comparando os dados de área com a descarga e comportamento sedimentar, as semelhanças entre estas duas bacias são incontestáveis.

Avaliando a descarga pela área drenada das bacias do Amazonas e Orinoco, a produtividade é praticamente igual nas duas bacias, com uma leve vantagem para o rio Orinoco. A descarga em suspensão produzida por áreas de ambos os sistemas também é semelhante, com uma pequena vantagem para o rio Amazonas.

O Paraná é outro rio importante da América do Sul. Drenando áreas tropicais e subtropicais, tem suas nascentes principais localizadas na região central do Brasil e desemboca entre o Uruguai e Argentina, sendo dono de uma das maiores descargas do planeta, com aproximadamente $18.000\text{m}^3/\text{s}$ (LATRUBESSE et al., 2005a).

A produção de sedimentos desta bacia é relativamente baixa quando comparada a outros grandes sistemas fluviais, com uma produção de aproximadamente $118,7 \times 10^6 \text{ton/ano}$ (ORFEU e STEVAUX, 2002). Estes autores colocam ainda que aproximadamente 95% da descarga de sedimentos tem origem no rio Paraguai, que tem quase que toda sua descarga suspensa derivada dos rios Bermejo e Pilcormayo, que drenam áreas dos Andes, entre o sul da Bolívia e o norte da Argentina (AMSLER et al., 2005).

2.4.4.1. O rio Amazonas

O Amazonas é o mais importante sistema fluvial do mundo, representando aproximadamente 20% descarga de todos os rios do planeta (TUCCI, 1998; WOHL, 2007), sendo superado somente em extensão pelo rio Nilo. Contudo, quando equalizados outros indicadores, como, por exemplo, extensão total da rede de drenagem, descarga total de água e sedimentos, área drenada, diversidade ecológica, não há outro sistema tão amplo.

Posicionado na metade norte do Continente Sulamericano, a bacia Amazônica cruza praticamente toda extensão no sentido oeste a leste deste continente, com seu curso principal seguindo quase que paralelamente a linha do Equador. A maior parte da bacia está situada à sua margem direita, sendo os seus principais afluentes os rios Juruá, Purús, Madeira, Tapajós e Xingu. Os mais importantes da margem esquerda, por sua vez, são representados pelos sistemas do Japurá e Negro. Todos esses sistemas fluviais, tratados de forma individualizada, fazem parte do seletivo grupo dos maiores sistemas fluviais.

Além do tamanho da bacia Amazônica, outro detalhe decisivo que torna essa região uma referência nos estudos hidrológicos é o clima. Localizado em uma das regiões mais úmidas do globo, esta bacia tem uma ampla porta de entrada de umidade que provém do Oceano Atlântico e uma imensa planície alagada, com o predomínio de florestas tropicais úmidas que atuam fortemente nas atividades de evapotranspiração. O alto volume de umidade na região é fruto de um bloqueio da circulação atmosférica na parcela ocidental da bacia, devido à instalação da Cordilheira dos Andes.

Assim, a somatória das condições de entrada de umidade na bacia proveniente do oceano, as imensas áreas de espelho d'água, as atividades de evapotranspiração e o calor permanente determinam a grande incidência pluviométrica nessa região.

Quanto à distribuição das chuvas na bacia amazônica, as áreas drenadas por esse grande sistema possui setores com pluviosidade variando entre 100 e 6.000mm por ano (FILIZOLA e GUYOT, 2011), apresentando, em sua maior parte, médias acima dos 2.000mm (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

As menores pluviosidades são observadas no extremo ocidente da bacia, na parcela sob o domínio andino. Por outro lado, as maiores precipitações ocorrem no centro da Amazônia Ocidental, ocupado por vastas planícies alagadas.

A dinâmica pluviométrica fortemente induzida pela ZCIT tem papel determinante na alternância das estações secas e chuvosas nas porções norte e sul da bacia. Enquanto nos meses de junho a agosto a parte sul da bacia se encontra em plena estação seca, a

parcela norte se apresenta no ápice da estação chuvosa (BARBOSA et al., 1997; WOHL, 2007; EVANGELISTA et al., 2008).

A condição de forte umidade, associada a quase inexistência de estações secas na maior parte da bacia, além de manter uma descarga bastante elevada, faz com que a variação da descarga seja pequena. Observando a descarga média mensal do Amazonas, obtida em Óbidos, no estado do Pará, apresentada por Bourgoïn et al. (2007), é possível observar que a variação é de apenas 2 vezes (Figura 2.1).

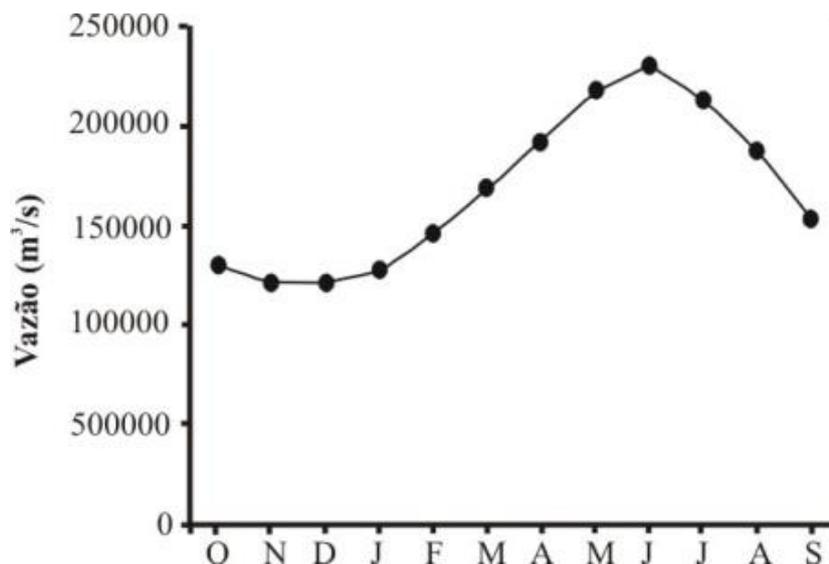


Figura 2.1: Descarga média do rio Amazonas na estação fluviométrica de Óbidos-PA, a pouco menos de 800 km de sua foz (Modificado de BOURGOÏN et al., 2007)

Outros sistemas fluviais tropicais apresentam descargas mais elevadas, tais como os rios Nilo, Brahmaputra e Ganges. Enquanto o primeiro rio apresenta uma variação média mensal um pouco menor que 5 vezes, essa variação é de 10 vezes no rio Brahmaputra e de 15 vezes no rio Ganges (WOHL, 2007).

Evangelista et al. (2008 e 2012), estudando a bacia do rio Branco, verificaram que um dos principais sistemas fluviais que formam o rio Branco (o rio Tacutu, que drena o setor oriental na região limítrofe entre Roraima e República Cooperativista da Guiana) apresenta uma variação mensal em sua descarga em torno de 167 vezes. Outro sistema, que em conjunto do Tacutu forma o rio Branco, é o rio Uraricoera que apresenta uma variação de apenas 5 vezes na descarga média mensal anual (EVANGELISTA et al., 2008 e 2012).

Esses autores mostram que a grande variabilidade do caudal do Tacutu ocorre devido à forte concentração de chuvas na bacia, sendo que o maior volume das chuvas precipitam entre os meses de abril e setembro (estação úmida) e compreendem na maior parte da bacia valores acima de 80% dos totais precipitados no ano.

A evolução do sistema amazônico é bastante complexa e remonta o período do supercontinente Pangea. Essa bacia compreende terrenos antigos formados pelos escudos cristalinos, em especial, áreas dos escudo das Guianas com idades que superam os 2 bilhões de anos (IBGE, 2005a).

O processo de evolução da bacia do Amazonas, Orinoco e mesmo o Paraná tiveram seus limites alterados pela evolução tectônica nestes sistemas. Inclusive, a instalação do Cinturão Andino representou muito mais que a instalação dos limites ocidentais das grandes bacias setentrionais da América do Sul.

Meade (2007) ressalta que antes da instalação da cordilheira andina, o sistema fluvial amazônico, assim como o próprio Orinoco, fluía em direção ao oceano Pacífico durante o Holoceno. Assim, com a formação da Cordilheira, o sistema amazônico teve o sentido de sua descarga invertido.

Segundo Meade (2007), no novo reposicionamento, as principais nascentes se instalaram a Oeste, na borda oriental dos Andes, passando a fluir em direção a leste por uma imensa planície posicionada entre dois escudos cristalinos, os escudos das Guianas (porção setentrional) e o Brasileiro (porção meridional) e, por último, descarregando junto ao Oceano Atlântico.

Fato curioso é que parte do canal do Amazonas ancestral, que fluía na direção oeste, é ocupada atualmente pelo canal atual. De acordo com o mencionado autor, o bloqueio do fluxo do Amazonas para oeste estabeleceu uma imensa área alagada, remanente ainda do evento transcontinental.

As extensas planícies aluviais da bacia foreland andina e as grandes extensões de planícies de inundações do tronco principal do rio Amazonas, assim como alguns de seus principais afluentes, têm atuado como depositários, onde a maior parte do sedimento de derivação andina é armazenada. O tempo de permanência do sedimento nestas áreas tem variado em períodos que vão de séculos, milênios, ou tempo superior. Os destinos finais para estes sedimentos ("final" em uma escala temporal multimilenar) são as planícies inferiores e regiões deltaicas da Amazônia e Orinoco, e a Zona Costeira do Atlântico que separa a desembocadura destes dois grandes rios (MEADE, 2007).

Sedimentos produzidos nas regiões andinas e carregados para os principais sistemas nas bacias do Amazonas e Orinoco representam a principal fonte de material particulado para tais sistemas (FILIZOLLA, 1999; MEADE, 1985 e 2007; LATRUBESSE et al., 2005a; GUPTA, 2007; MERTES e DUNNE, 2007). Tal condição repercutiu na utilização dos termos 'white-water' (água-branca), 'black-water' (água preta) e 'blue-water' (água

azul). Este último termo foi alterado mais tarde para ‘clear-water’ (água clara) (MEADE, 1985 e 2007). As “águas claras” designam rios com grande concentração de sedimentos em suspensão, que, no caso da bacia Amazônica se refere a afluentes que drenam áreas andinas e transportam altos volumes de sedimentos, tais como os rios Solimões e Madeira.

Por outro lado, sistemas fluviais como o Rio Negro se enquadram na classificação de “águas negras”, que estão associadas à baixa carga em suspensão e importantes volumes de ácido húmico dissolvidos na água, determinando que estes sistemas apresentem uma condição elevada de acidez (FILIZOLLA, 1999; LATRUBESSE et al., 2005a; LATRUBESSE e FRANZINELLE, 2005; MEADE, 2007).

Os trabalhos que estimam a contribuição do cinturão andino para a carga em suspensão da bacia amazônica mostram que, apesar de representar uma pequena da área da bacia amazônica (aproximadamente 12%), Meade (1985 e 2007) e Latrubesse et al. (2005a), colocam que 90% dos volumes de sedimentos despejados pelo rio Amazonas no Oceano Atlântico teriam origem na região andina.

Meade (2007) vai ainda mais longe quando afirma que, se fossem considerados depósitos sedimentares reciclados nas bacias foreland como material da última origem andina, então pode-se dizer que praticamente todo o sedimento fluvial moderno do Amazonas e do Orinoco é derivado dos Andes.

Essa condição também é observada em outros grandes sistemas fluviais tropicais. Exemplo disso é o rio Paraná, que tem grande parte de seus volumes de sedimentos originados em um subafluente que drena a Cordilheira do Andes (rio Bermejo e Pilcomayo), além de rios que drenam a Cordilheira do Himalaia (Indus, Ganga, Brahmaputra, Irrawaddy, Salween, Mekong, Red (Sông Hóng)), Yangtze (Changjiang), mostrando que a preponderância de sedimentos fluviais no mundo é derivada das regiões de maior tectonismo (FILIZOLLA, 1999; LATRUBESSE et al., 2005a; LATRUBESSE E FRANZINELLE, 2005; AMSLER et al., 2005; GUPTA, 2007; TANDON e SINHA; MEADE, 2007).

A combinação acima mostra que rios que drenam os Andes e o Himalaia demonstram a importância fundamental das grandes áreas de colisão tectônica na produção de sedimentos fluviais, onde somente a última região produz cerca de um terço de todo sedimento fluvial ativo no planeta (MEADE, 2007).

A carga de sedimentos do Amazonas, mensurado em Óbidos, a aproximadamente 800km de sua desembocadura é, assim como a descarga, a maior do mundo. O volume médio é de aproximadamente 1.200 milhões de toneladas, com valores variando entre 900

e 1.300 milhões de ton/ano (LATRUBESSE et al., 2005a; MEADE, 2007; GUPTA, 2007; LIU et al., 2009).

Mesmo que o rio Amazonas seja o líder na transferência de sedimentos em suspensão para os oceanos, ficando muito além de praticamente todos os sistemas fluviais planetários, outros dois sistemas merecem destaque, tais como os rios Ganga (incluído o Brahmaputra, seu principal afluente) e o rio Yellow, ambos drenando os Himalaias e o Plateau Tibetano (Figura 2.2).

O sistema Ganga/Brahmaputra, com um pouco mais de um sexto da área da bacia do Amazonas, apresenta volumes de carga em suspensão que oscilam entre 900 a 1.200 milhões de toneladas/ano (LATRUBESSE et al., 2005a; GUPTA, 2007). Essa Bacia basicamente abraça os Himalaias, de modo que as nascentes dos rios Brahmaputra e Ganga utilizam-se basicamente do mesmo interflúvio como limite superior (Figura 2.2) (LIU et al., 2009).

O rio Yellow, com uma área de 752.500km², é outro sistema de carga suspensa total em nível monumental. Com suas nascentes posicionadas no Plateau do Tibet, esse rio percorre o gigantesco plateau e fica basicamente confinado a latitudes de 35^o e 40^o N, escoando no sentido oeste-leste, até desembocar no mar Yellow (Mar Amarelo) (Figura 2.2).

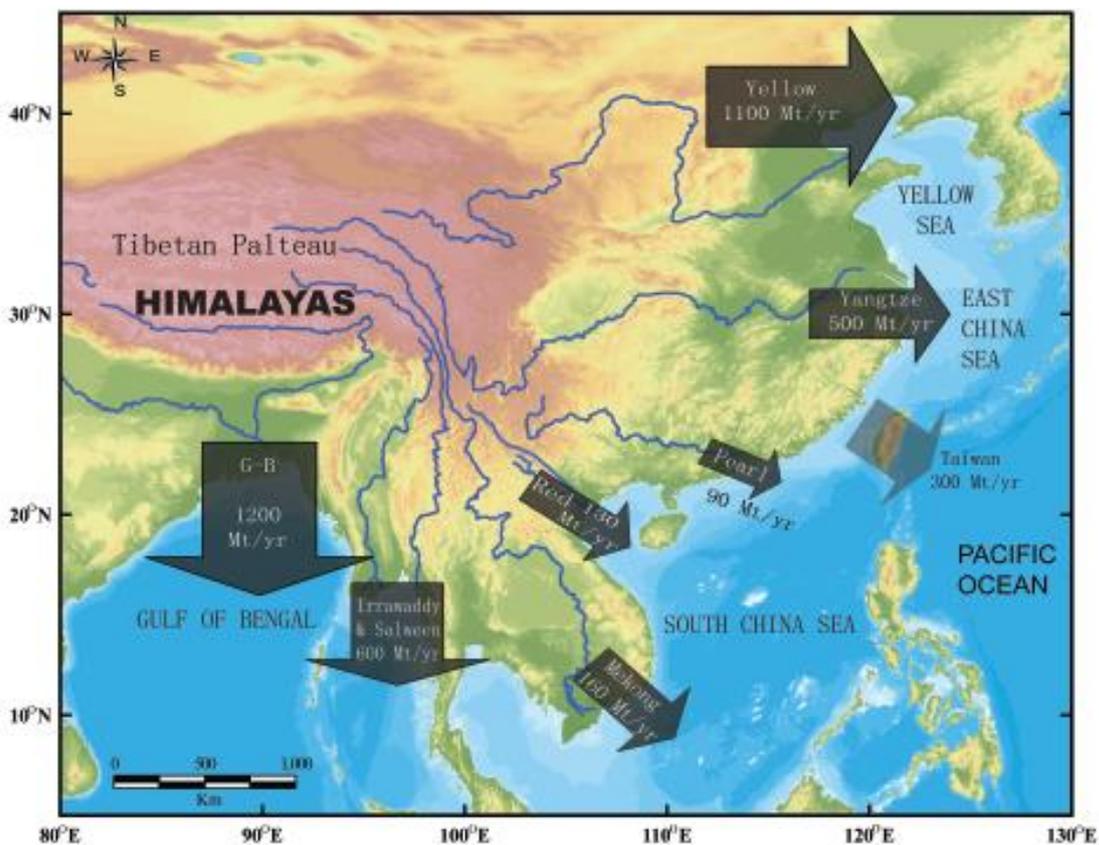


Figura 2.2: Principais sistemas fluviais do Sul e Sudeste asiático. As marcações mostram a carga total em suspensão depositadas anualmente nos oceanos LIU et al. (2009)

Mesmo apresentando uma descarga sedimentar muito elevada, o rio Yellow acaba por não se enquadrar entre os maiores em descarga líquida do planeta (LATRUBESSE et al., 2005a; GUPTA, 2007). Com grandes distâncias percorridas em regiões bastantes dissecadas (com climas áridos e a predominância de baixa cobertura vegetal), essa bacia apresentou, em décadas passadas, uma carga total de sedimento em suspensão que chegava a uma produção de aproximadamente 1.100 milhões de toneladas/ano (LIU, 2009; WALLING, 2009).

Por outro lado, Walling (2009) coloca que o volume total de sedimentos carregado pelo rio Yellow tem sofrido forte redução, devido a construções de barragens e outros tipos de intervenções junto a este curso fluvial. De acordo com o autor, a carga de sedimentos em suspensão passou de 1.080 milhões de toneladas/ano, em meados da década de 1970, para 800 milhões de toneladas/ano, na década de 1980, e para 400 milhões de toneladas/ano, na década de 1990.

Outros sistemas fluviais com origem na mesma região dos rios Brahmaputra, Ganga e Yellow também figuram entre os que mais produzem sedimento em suspensão. Estes sistemas são os rios Irrawaddy/Salween (600 milhões ton/ano), Yangtze (500 milhões ton/ano), Mekong (160 milhões ton/ano) e Red (130 milhões ton/ano), que apresentam carga de material em suspensão superiores ao do rio Paraná (a sexta maior bacia do mundo) (LIU et al., 2009).

O detalhe comum a todas essas bacias é que estão relacionadas a áreas de cinturões orogênicos, onde os rios fluem sobre vales bastante dissecados, vertentes muitas vezes desprotegidas e em alguns pontos sujeito a altos volumes de chuvas e degelo.

O comportamento do sistema fluvial amazônico reforça a importância dos grandes cinturões orogênicos do globo na produção de sedimentos. Como observado na Figura 2.3, Meade (2007) mostra que a maior parte da água do sistema amazônico provém dos fortes volumes de chuvas precipitados na bacia de drenagem de afluentes localizados na planície amazônica, ficando visível a contribuição de cada grande sistema que drena a região.

Quanto ao sedimento em suspensão, é esmagadora a contribuição dos sistemas quem drenam as áreas andinas, especialmente o sistema do rio Solimões, que comporta a nascente principal do rio Amazonas e drena a região dos Andes Peruanos. O outro braço que sustenta a carga de sedimento em suspensão do Amazonas é o rio Madeira, que drena

a região dos Andes Bolivianos (FILIZOLLA, 1999; LATRUBESSE et al., 2005a; MEADE, 2007; GUPTA, 2007).

O rio Madeira inclusive é o maior produtor de sedimentos em suspensão na bacia, contribuindo com aproximadamente 45% do débito total de sedimentos do rio Amazonas (FILIZOLLA, 1999; LATRUBESSE et al., 2005a).

Outros sistemas dessa bacia, mesmo inclusos na elite dos maiores sistemas fluviais do planeta, têm um papel insignificante na produção de sedimentos para o sistema amazônico. Um exemplo disso é o próprio rio Negro que, mesmo contribuindo em média com aproximadamente 13,6% da descarga do Amazonas, representa uma contribuição média de 0,8% para o grande sistema Sulamericano (FILIZOLLA, 1999; LATRUBESSE et al., 2005a).

Devido à regularidade do aumento e queda anual do nível do rio, as planícies de inundação da Amazônia têm sido construídas por acreção vertical, de forma lenta, partícula por partícula, camada por camada, ano após ano, espalhando camadas finas de sedimentos novos por vastas áreas. Por outro lado, tal processo de acresção vertical tem sido contrabalançado pela erosão lateral de seus bancos expostos.

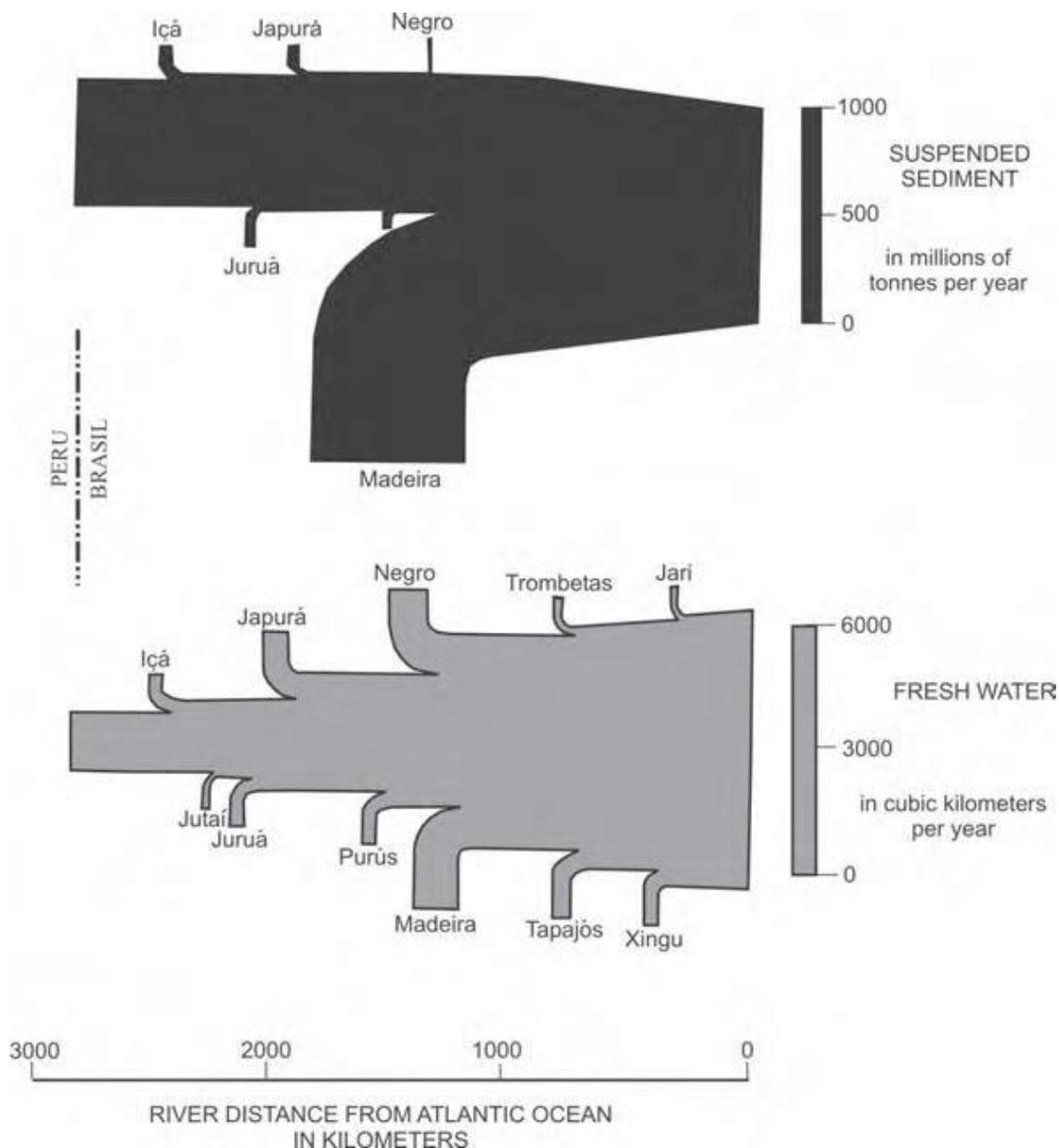


Figura 2.3: Descarga média de sedimentos em suspensão (a) e descarga líquida (b) do rio Amazonas (MEADE, 2007)

As quantidades de sedimento envolvidos em cada ano no intercâmbio entre canal e planície de inundação são enormes. Na Bacia Amazônica como um todo, as quantidades de sedimentos trocadas entre canais e planícies excedem longe a quantidade de fluxo à jusante. Essa questão foi tratada por Meade (2007) que, estudando um trecho de 1.500km do canal principal do Amazonas em território Brasileiro (1/4 da extensão total do Amazonas), verificou que o total de trocas - pelo banco de acreção ou a remobilização de sedimentos pela erosão das margens têm excedido os fluxos de sedimentos à jusante (MEADE, 2007).

Neste sentido, o mencionado autor estimou que as trocas anuais de sedimentos entre canais e planície de inundação excederiam os fluxos anuais à jusante por um fator de pelo menos três vezes.

O tempo de residência do sedimento nas planícies de inundação da Amazônia, ou seja, o período entre o tempo que qualquer sedimento de partículas pode ser depositado e o momento em que é remobilizado, é comumente mensurável em milhares de anos.

Em sua avaliação abrangente da geomorfologia da Amazônia brasileira, Mertes et al. (1996) estimaram o tempo médio de reciclagem da ordem de 1.000-2.000 anos para as planícies de inundação entre a foz dos rios Jutaí e Madeira. Tempos de residência em locais específicos da planície podem ultrapassar estes valores médios, com tempo suficiente para atuação de processos de intemperismo, transformando algumas das composições minerais dos sedimentos.

2.4.4.2. O rio Orinoco

Este importante sistema fluvial representa basicamente um exemplo reduzido da bacia Amazônica. Vizinho do gigante sistema amazônico, compartilha características morfológicas e hidrológicas semelhantes.

A bacia do Orinoco também é remanente do Pangea, e foi afetada da mesma forma que o Amazonas pelo movimento transcontinental. Segundo Meade (2007), no passado, a exemplo do rio Amazonas, as nascentes do Orinoco estavam posicionadas à leste e fluíam em direção ao oeste.

Assim como outros grandes sistemas fluviais tropicais, a sua descarga média mensal é caracterizada por um forte pico sazonal (Figura 2.4). Os maiores picos são observados entre os meses de julho e setembro, tendo seu ápice no mês de agosto, onde a descarga média mensal fica pouco abaixo de $70.000\text{m}^3/\text{s}$ (LARAQUE et al., 2013).

De acordo com esses autores, as menores descargas são observadas entre os meses fevereiro a abril, ficando abaixo de $10.000\text{m}^3/\text{s}$, fator que marca o final da estação seca e o início da estação chuvosa, mostrando uma variação de 7 vezes em sua descarga média mensal. Essa variação é superior a do rio Amazonas (BOURGOIN et al., 2007), mas equivalente a regimes de grandes sistemas fluviais na Ásia.

Tal dinâmica hidrológica é fruto da influência direta a ZCIT (WOHL, 2007; MEADE, 2007) quando, durante o verão boreal, o eixo de maior incidência solar sobre o Hemisfério Norte posiciona o Anticiclone Atlântico Norte (Açores) para setores mais ao norte, permitindo o saturamento da umidade do ar sobre a bacia e, por fim, elevando a

pluviosidade da bacia. De outro lado, com o posicionamento da ZCIT em direção ao Hemisfério Sul, há um aumento da influência dos ventos de alísios de Açores, que implicam na redução da umidade da bacia.

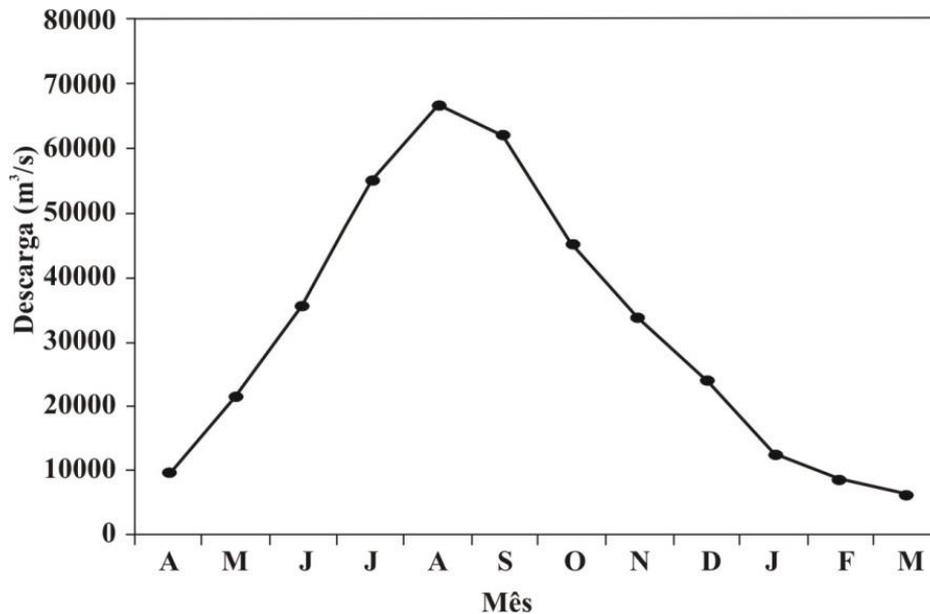


Figura 2.4: Descarga média mensal do rio Orinoco (Modificado de LARAQUE et al., 2013)

Com seu trecho superior localizado entre a Cordilheira dos Andes (setor Ocidental) e o Escudo das Guianas (setor Oriental), e com seu centro ocupado por uma ampla planície aluvial (os ‘Llanos’), o Orinoco é a bacia mais abundantemente irrigada dos grandes sistemas fluviais do mundo.

A descarga de água doce na foz do Orinoco é o dobro do Mississippi, embora drene apenas um terço do tamanho da bacia americana. O volume de água que entra na bacia é um diferencial para isso, pois esse volume é seis vezes maior que o precipitado no Mississippi. A descarga de sedimentos do Orinoco, no entanto, equivale a menos da metade dos volumes debitados pelo Mississippi, considerando períodos anteriores a construções de barragens (MEADE, 1985 e 2007; GUPTA, 2007).

Comparando a origem dos sedimentos em suspensão e da água escoada na bacia do Orinoco pode-se entender a importância dos Andes na produção de sedimentos para este sistema fluvial.

A Figura 2.5 mostra que, embora o Orinoco apresente produção de descarga líquida quase equivalente dos afluentes da margem direita (que drenam o Escudo das Guianas) e os afluentes do lado esquerdo (que drenam os Andes), quanto a produção de sedimentos, a exemplo do rio Amazonas, os maiores volumes ofertados emanam da Cordilheira dos Andes (MEADE, 2007).

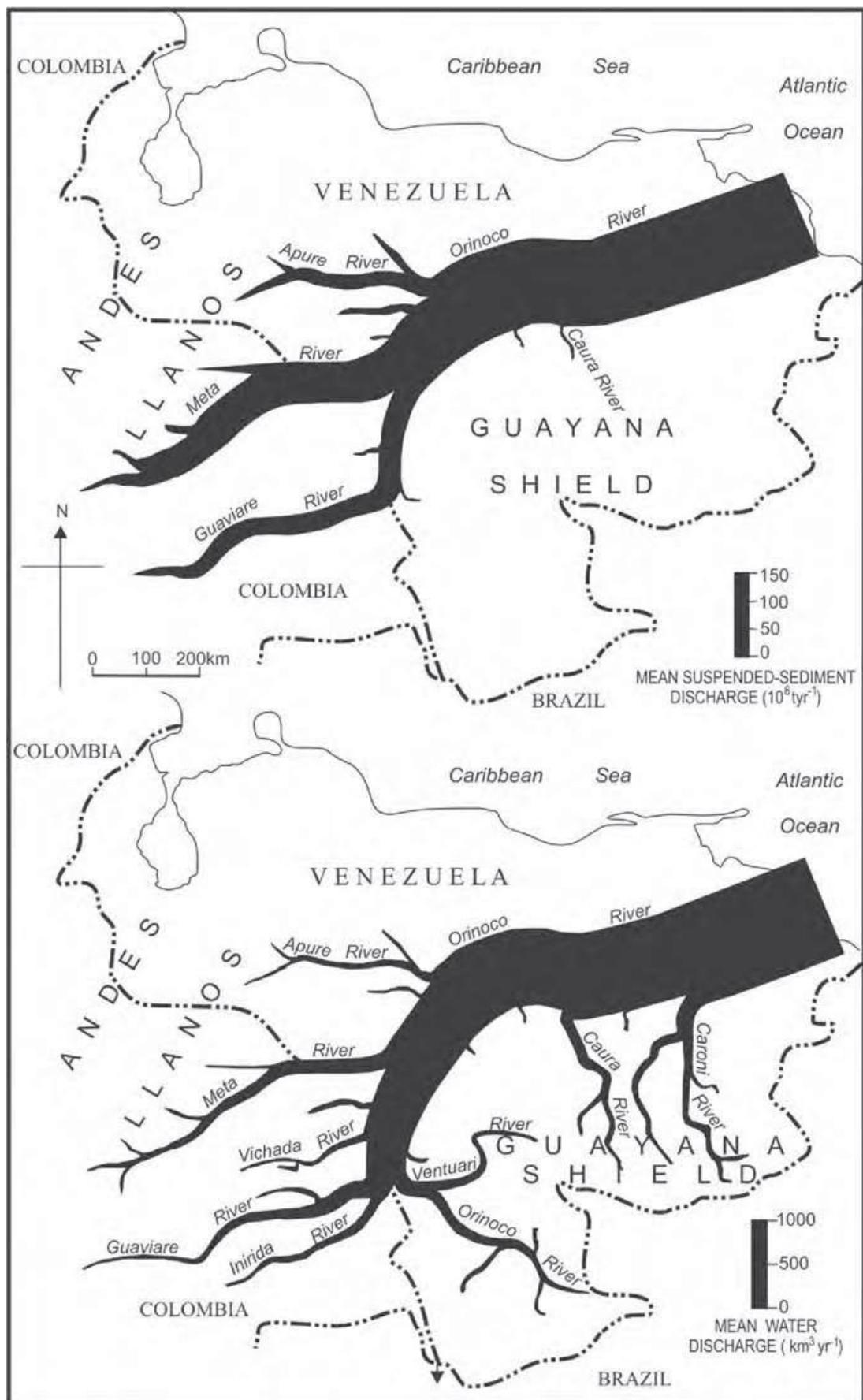


Figura 2.5: Descargas médias de sedimentos em suspensão (a) e descarga de água (b) no rio Orinoco e seus afluentes (MEADE, 2007)

No processo de transferência de sedimentos dos Andes para o Atlântico, a planície dos Llanos atua como um imenso compartimento de armazenamento, onde os sedimentos ficam depositados por escalas de tempo que variam de séculos a milênios. O efeito repetitivo de episódios de armazenamento e remobilização de materiais andinos pelos Llanos pode ser visto na composição mineral dos próprios sedimentos.

Com um elevado tempo de armazenamento nos solos aluviais dos Llanos venezuelanos, as espécies minerais menos estáveis e fragmentos rochosos tornam-se mais intemperizados. A cada episódio sucessivo de transporte e período de armazenamento intermediário, o sedimento torna-se mais maduro em sua composição (MEADE, 2007).

Assim, sedimentos derivados dos Andes, com passagens pelos Llanos, perderam a maior parte da solução de constituintes menos estáveis de seus fragmentos rochosos e consistem em mais de 90% de quartzo em sua composição (STALLARD et al., 1990, apud MEADE, 2007).

2.5. DEPÓSITOS ALUVIAIS COMO REGISTRO GEOLÓGICO DA EVOLUÇÃO FLUVIAL

O rio, ao longo do perfil longitudinal, apresenta diferentes cenários erosivos e deposicionais que são afetados pelos diversos fatores e elementos que interagem dentro da bacia.

Ao longo da escala geológica, tais condições são variáveis e afetam o volume de materiais transportados e depositados pelo rio que, ao longo de seus vales fluviais, ficam armazenados junto à planície, nos chamados depósitos aluviais.

Além de representar depósitos de importância econômica nas atividades de mineração, as planícies aluviais registram a hidrologia das áreas de captação no fornecimento de sedimentos ao sistema fluvial, a dinâmica de eventos de cheias e mesmo o trabalho do rio na esculturação do vale. Demonstram ainda, as oscilações do clima ao longo do tempo geológico, que afetam o padrão de canais, o calibre dos materiais transportados e depositados e o estado histórico do caudal.

Riccomini et al. (2001) ressaltam que os depósitos aluviais se desenvolvem em contextos geotectônicos distintos, podendo constituir indicadores sensíveis dos controles exercidos pelo tectonismo e as variações do nível do mar na sedimentação.

A evolução dos sistemas fluviais, sua idade e características têm sido bastante discutidas, onde são apresentados o seu caráter evolutivo, seja a alteração da sua forma, das suas posições e a sua geração de depósitos aluviais (POTTER, 1978; FERNANDEZ

et al., 1990 e 1993; SANTOS, 1991, 1997, 2001 e 2005; FERNANDEZ, 1992; STEVAUX, 1993 e 1994; SOUZA FILHO, 1993; SANTOS et. al., 1996; SANTOS, 1997; MEADE, 1996; FILIZOLLA, 1999; WOLFERT, 2001; LATRUBESSE e STEVAUX, 2002 e 2006; BAYER, 2002; JAIN e SINHA, 2003; SINHA et al, 2005a; SINHA et al, 2005b; CASCO et al., 2005; FULFARO et al., 2005; MORAES et al., 2005; LATRUBESSE et al., 2005a e 2005b; NEIFF et al., 2005; ROCHA e SOUZA, 2005; MIALI, 2006; POSAMENTIER e WALKER, 2006; GUPTA, 2007; TANDON e SINHA, 2007; Woodward et al., 2007; BATEZELLI et al., 2007; FORTES et al., 2007; ANDRADE, 2008; BIAZIN e SANTOS, 2008; SANTOS et al., 2008; CORRADINE et al., 2008; KUERTEN et al., 2009; ROBERTO et al., 2009; ROCHA, 2005, 2009, 2010a e 2010b, STEVAUX e PAROLIN, 2010) e com destaque também para o rio CARVALHO, 2007; ALVES e CARVALHO, 2007; VANTENTE, 2007; MORAIS et al., 2005 e 2008).

Neste sentido, Tandon e Sinha (2007) afirmam que os processos que controlam a formação/evolução do vale e enchimento em grandes bacias são extremamente variáveis, e usam o sistema do Ganga para explicar isso.

Conforme esses autores, o rio Ganga foi submetido a eventos tectônicos e climáticos, os quais implicaram na formação do vale junto à parte frontal do trecho montanhoso (Himalaia), onde as principais falhas estão ativas.

De modo mais amplo, a atividade tectônica também rege a subsidência de longo prazo e de acumulação na bacia 'foreland', dependendo da distância a partir do impulso frontal e a topografia complexa do basal subjacente. Os autores ainda colocam que a ausência geral de um registro proxy para atividade tectônica, por outro lado, dificulta as tentativas de correlacionar arquitetura aluvial com esta atividade.

A análise e interpretação dos depósitos fluviais têm sido realizadas tomando por base o conceito de ' fácies '. Santos e Stevaux (2000) destacam que o conceito de fácies e associações, bem como o conceito de elemento arquitectónico tem sido bem desenvolvido nos estudos de sedimentologia fluvial.

Assim, Riccomini et al. (2001) apresentam o conceito de fácies como o conjunto de características descritivas de um corpo sedimentar, que permitem interpretá-lo como o produto de um determinado tipo de processo deposicional.

A aplicação do método de fácies baseia-se na comparação de perfis verticais e seções em afloramentos com modelos de fácies, sucessões e associações. Tais modelos são elaborados a fim de representar a combinação de feições de depósitos sedimentares

recentes e antigos, e permitir a caracterização dos diferentes sistemas deposicionais envolvidos (SANTOS, 1997; SANTOS e STEVAUX, 2000; RICCOMINI et al., 2001; WANKLER, 2006).

O processo de análise de fácies é realizado por meio do levantamento e descrição de perfis/seções, visando caracterizar um corpo rochoso/sediamentar a partir da combinação particular de litologias e estruturas físicas e biológicas que permitam discriminá-lo dos corpos rochosos adjacentes (SANTOS, 1996; FERREIRA JÚNIOR e CASTRO, 2001). Desse modo, as fácies são descritas levando em consideração alguns atributos, quais sejam: geometria da camada litologia, estrutura, textura, paleocorrente e conteúdo fóssífero (WALKER, 1992).

2.5.1. Modelos de fácies

As fácies podem ser reunidas em associações ou sucessões. A sucessão vertical de fácies e associação de fácies com relações genéticas e ambientais possibilita a definição de um sistema deposicional (FERREIRA JÚNIOR e CASTRO, 2001). Um sistema deposicional corresponde à assembléia tridimensional de litofácies geneticamente relacionadas em termos de processos e ambientes (RICCOMINI, 2001).

As fácies foram nomeadas por Miall (1978, 1985 e 1996) do seguinte modo: a primeira letra é maiúscula e indica o tamanho do grão dominante, seguida por uma ou duas letras minúsculas que estabelecem as estruturas sedimentares presentes, ou seja, indicando a textura e a estrutura. Esta classificação pode ser associada à caracterização litológica/sedimentológica dos depósitos.

Neste contexto, pode-se interpretar cada litofácia de acordo com sua origem hidrodinâmica e posição nas diferentes fácies no sistema fluvial. No Quadro 2.4 é apresentada a classificação de Miall (1996) interpretada e adaptada por Scherer (2001).

Mesmo que o método da análise de fácies tenha se aplicado ao estudo de afloramento em estruturas rochosas, seja sedimentar ou metamórfica, atualmente muitos pesquisadores têm aplicado esta metodologia para os estudos em depósitos fluviais recentes.

Neste sentido, Riccomini et al. (2001) salientam que na aplicação do estudo a sistemas fluviais atuais é possível a observação direta da morfologia dos canais, dos processos erosivos e sedimentares atuantes, bem como da distribuição tridimensional dos depósitos.

A utilização do método de fácies se tornou ferramenta efetiva na avaliação da arquitetura de sistemas fluviais. Assim, considerando a grande variabilidade de fatores que controlam os diferentes tipos de rios, diversos trabalhos têm sido desenvolvidos para construção de modelos deposicionais, visando explicar a sedimentação em sistemas nos diferentes tipos de sistemas fluviais.

Com a interpretação da sequência deposicional das fácies, é possível identificar as diferentes fases que marcaram a formação de cada pacote deposicional. Desse modo, permite-se saber se um determinado ponto da planície aluvial apresentou menor ou maior grau de complexidade/variedade em sua formação.

Essas situações se refletem na disposição dos materiais depositados, de modo que ao longo da planície aluvial poderíamos encontrar perfis caracterizados por fácies de uma só composição, a exemplos de ambientes pantanosos (comum das planícies de inundação), com perfis formados essencialmente por materiais pelíticos.

Outra situação observada, diz respeito ao tipo de sequência deposicional, como granodecrescentes ou de maior complexidade (alternando camadas mais finas e mais grossas).

A sequência granodecrescente é representada por fases de formação de fácies de granulometria mais grossa, seguida por fácies de calibre menor, sofrendo um afinamento na direção base-topo do perfil. A fase mais grosseira compreende a deposição de extratos sedimentares, associados a fluxos de maior energia nas fases de canal/barra. A diminuição do calibre dos sedimentos em direção ao topo segue uma trajetória de redução da energia do fluxo, culminando na decantação de pelitos, os quais estão associados à fase de planície e pântanos.

As sequências mais complexas são representadas por uma sucessão de fácies, intercalando camadas de materiais mais grossas e mais finas. Essa condição indica a alternância de fluxos de alta energia, formando fácies grosseiras, com ambientes de águas calmas e sedimentos finos, e assim sucessivamente.

Pesquisas realizadas em diversas regiões do globo também têm atuado na formação de identidades faciológicas associadas a cada tipo de canal. Assim, tem se empreendido esforços substanciais na consolidação de “modelos deposicionais” para os principais tipos básicos de canais.

Quadro 2.4: Litofácies associadas a depósitos aluviais Miall (1996) interpretado por Scherer (2001)

Código	Fácies	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gmm	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plástico, fluxo viscoso, alta coesão interna
Gmg	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso, baixa coesão interna
Gci	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
Gcm	Cascalho maciço clasto-suportado	-	Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
Gh	Cascalho clasto-suportado, acamadamento incipiente	Acamadamento horizontal, imbricamento	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais (lags)
Gt	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas	Preenchimento de pequenos canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada planar	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
St	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou lingüóides
Sp	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares	Dunas transversais 2D
Sr	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/crítico)
Sl	Areia muito fina a grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°) (podendo ser sigmoidais)	Preenchimentos de suaves depressões (scour fills), dunas atenuadas, antidunas
Ss	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimentos de suaves depressões (scour fills)
Sm	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidizações ou intensa bioturbação
Fl	Areia, silte, lama	Laminações finas, Laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
Fsm	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fm	Lama, silte	Maciço, gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
Fr	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
C	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântanos vegetados (swamps)
P	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

Exemplos disso são os modelos tipo Scott, Donjek, Platte e Bijou, reconhecidos como modelos deposicionais típicos de rios entrelaçados (MIALL, 1978). Outros padrões básicos de canais fluviais, tais como rios anastomosados, meandranes e leques aluviais também apresentam padrões confeccionados (MIALL, 1977, 1978 e 1996; CANT e WALKER, 1978; POSTMA, 1990; RICCOMINI e COIMBRA, 1993; SANTOS, 1997; GUPTA, 1997; RICCOMINI et al., 2001; FIELD, 2001; SHUKLA et al., 2001; COULTHARD et al., 2002; LATRUBESSE, 2002; ASSINE, 2003; ASSINE et al., 2005; SINHA, 2004; MENEZES, 2004; FACINCANI et al., 2006; SÁEZ, 2007; TANDON e SINHA, 2007; ASSINE, 2008; CAIN e MOUNTNEY, 2009; MERCANTE e SANTOS, 2009; DUCASSOU et al., 2009; CORDEIRO et al., 2010; SALCHER et al., 2010; MAKHLOUF et al., 2010; ZANI, 2013).

Por fim, os avanços nos estudos de interpretação de fácies e construção de modelos deposicionais em grandes sistemas fluviais têm sido relevantes (sob diferentes configurações climáticas e geomorfológicas) (Gupta, 2007). Contudo, os progressos dos estudos dos sistemas amazônicos são ainda pequenos, em especial em sua parcela setentrional, dada sua baixa taxa de ocupação e dificuldade de acesso.

3. CARACTERÍSTICAS DA ÁREA

A planície aluvial do sistema do alto rio Branco, que fica posicionada entre a região da confluência entre os rios Uraricoera e Tacutu (limite montante) e a região da Serra Grande representa uma zona de transição entre terrenos mais elevados do Escudo das Guianas, nas parcelas setentrionais da bacia do rio Branco, para zonas de topografia planas e baixo gradiente de canal. Essa zona apresenta um gradiente suave, tendo sua monotonia quebrada com as corredeiras do Bem Querer, localizadas a 70km à jusante da área de estudo. Segundo Evangelista et al. (2008), tal ambiente (Bem Querer), além de ser reconhecido como nível de base regional, também marca o limite entre as bacias do alto e baixo rio Branco.

A caracterização da área de estudo foi dividida em duas etapas. A primeira compreendeu a caracterização da bacia de drenagem do alto rio Branco; e a segunda apresentou as características do trecho onde está localizado o canal do alto rio Branco.

3.1. ASPECTOS FÍSICOS GERAIS DA BACIA DO ALTO RIO BRANCO

3.1.1. Hidrografia da Bacia

Localizada na região setentrional da bacia amazônica, o rio Branco é o afluente mais importante da margem esquerda do rio Negro e drena uma área total de 204.640km², representando a maior parte do estado de Roraima (EVANGELISTA et al. (2008). Sua nascente principal está posicionada na bacia do Uraricoera, situada na região extremo oeste de Roraima (limite com a Venezuela), nas cabeceiras do rio Parima (ou rio Uatatas).

A bacia do alto rio Branco, alvo desse estudo, drena uma área aproximada de 100.000km² e tem seu limite inferior posicionado na região da Serra Grande, a aproximadamente 40km a jusante da estação fluviométrica de Boa Vista.

Esta bacia é formada por duas outras importantes bacias, sendo a principal a do rio Uraricoera, que fica situada na parcela centro-ocidental e drena 50,3% da área de estudo (ANA, 2014). O outro sistema é o rio Tacutu, que drena a parcela oriental de Roraima e parte ocidental da República Cooperativista da Guiana e compreende 42,9% da região em análise (EVANGELISTA et al., 2008).

O restante da área (aproximadamente 6,8%), que fica situada à jusante da confluência entre os rios Uraricoera e Tacutu, é formada por bacias menores como os rios Cauamé, Murupú e Água Boa (ou Água Boa de Baixo). A Figura 3.1 apresenta a hidrografia do sistema do alto rio Branco.

3.1.2. Geologia da Bacia

Os sistemas fluviais de médio e grande porte estão associados, na maior parte dos casos, à complexa história evolutiva do planeta. Essa história é condicionada por forças geodinâmicas internas e externas, que interagem e produzem distintas topografias. Tais forças são responsáveis por profundas mudanças na configuração das bacias hidrográficas, na dinâmica e arranjo da rede de drenagem.

Fazendo parte e atuando junto a todas estas entidades, os canais fluviais apresentam uma busca constante pelo equilíbrio de suas variáveis ambientais.

No cerne do processo de formação da bacia e da rede de drenagem está a geologia. Pode-se dizer que a geologia representa um marco estrutural e histórico de uma determinada unidade espacial. Este componente ambiental é o embrião dos materiais gerados, trabalhados e transportados ao longo da bacia pelo trabalho dos rios, formando áreas deposicionais em trechos à jusante da posição de origem, ou mesmo retrabalhados e até transferidos de forma definitiva deste sistema.

Contudo, para que possamos compreender melhor o funcionamento e disposição de um sistema fluvial, é necessário haver uma visão integrada (temporal e espacial), que leve em conta os diferentes elementos que formam esta unidade espacial (geologia, geomorfologia, clima, vegetação, solos e vegetação).

A evolução da bacia hidrográfica do alto rio Branco está intimamente ligada à dinâmica natural da crosta terrestre, o que reflete o fato de estar localizada na parte central do Escudo/Planalto das Guianas, uma das formações mais antigas do planeta (Figura 3.2). Tal afirmação é corroborada por Penha (1995), o qual destaca que o escudo da Guiana é representado pelo afloramento de um cráton pré-Brasiliano da porção norte do escudo amazônico, e caracteriza-se pela presença de rochas metamórficas de alto grau (gnaisses) e granitos diversos de idades muito antigas.

Contudo, apesar da estrutura da bacia do alto rio Branco estar esculpida sobre o Escudo das Guianas e consolidada sobre geologias que remontam ao Pré-Cambriano, no trecho inferior da bacia predominam formações associadas ao Fanerozóico, onde prevalecem áreas de baixa topografia, compostas especialmente por formações sedimentares.

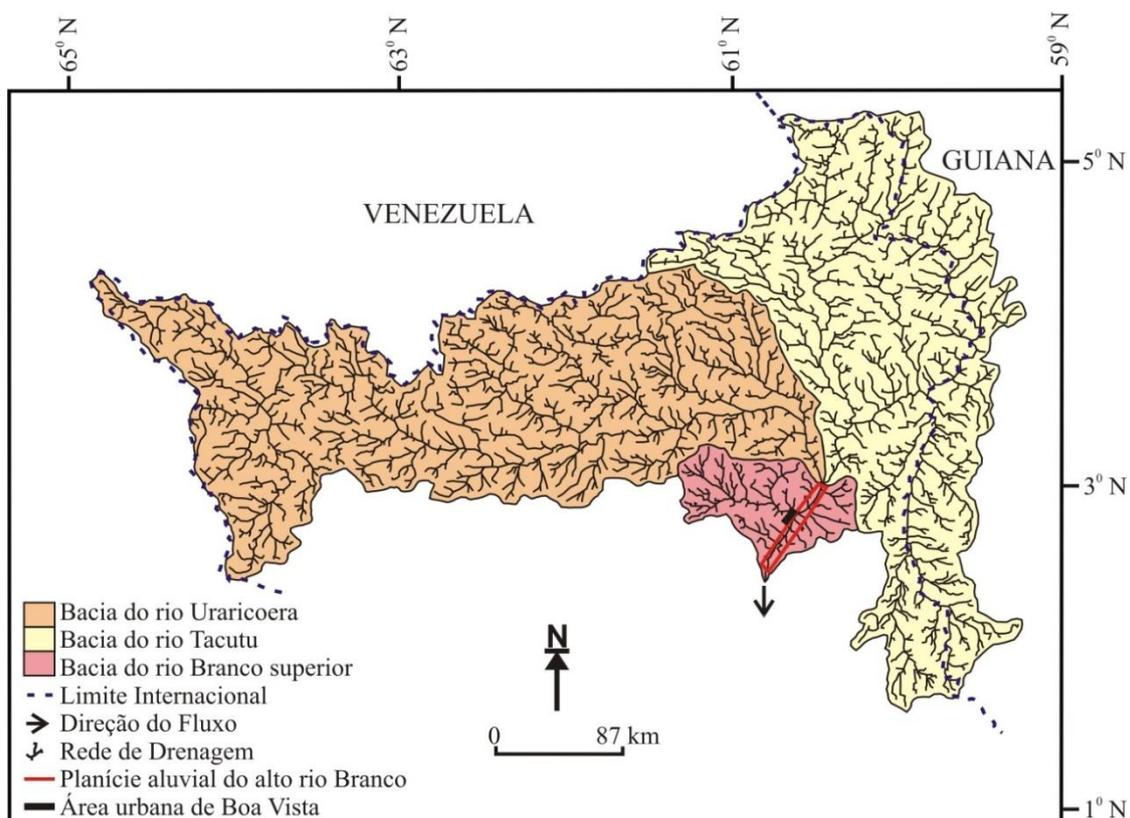


Figura 3.1: Mapa hidrológico do sistema do alto rio Branco (adaptado de IBGE, 2005a; e CARVALHO, 2014)

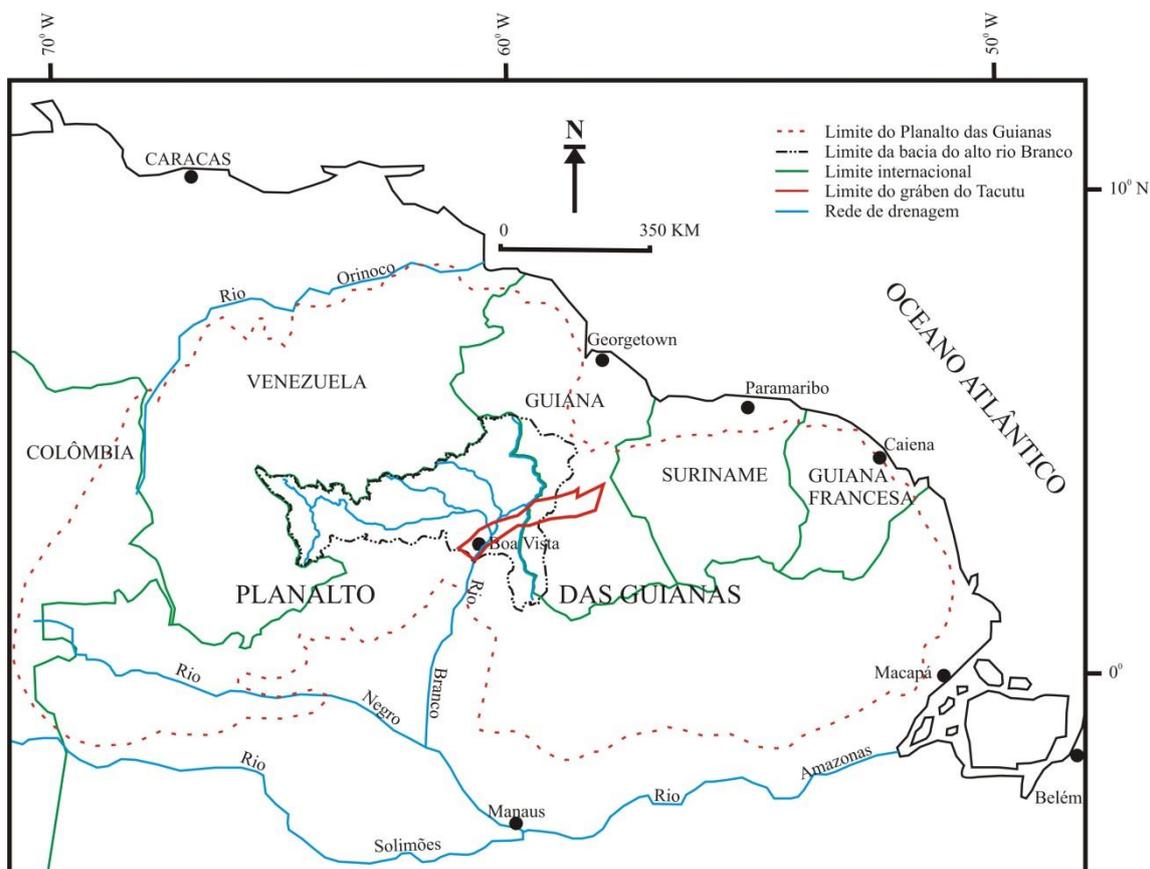


Figura 3.2: Posição da bacia do alto rio Branco em relação ao escudo das Guianas (Modificado de SILVA, 2004)

Considerando o Mapa Geológico do Estado de Roraima da CPRM (2009), foi realizada a classificação da bacia do alto rio Branco no estado de Roraima de acordo com a escala de tempo geológica (Figura 3.3).

O mosaico geológico da bacia do alto rio Branco é bastante rico, apresentando geologias bastante antigas que superam 2.000Ma, com datações associadas ao Período Orosiriano (Pré-Cambriano) e formações bastante recentes, relacionadas ao Holoceno/Quaternário (Fanerozóico) (Figura 3.3).

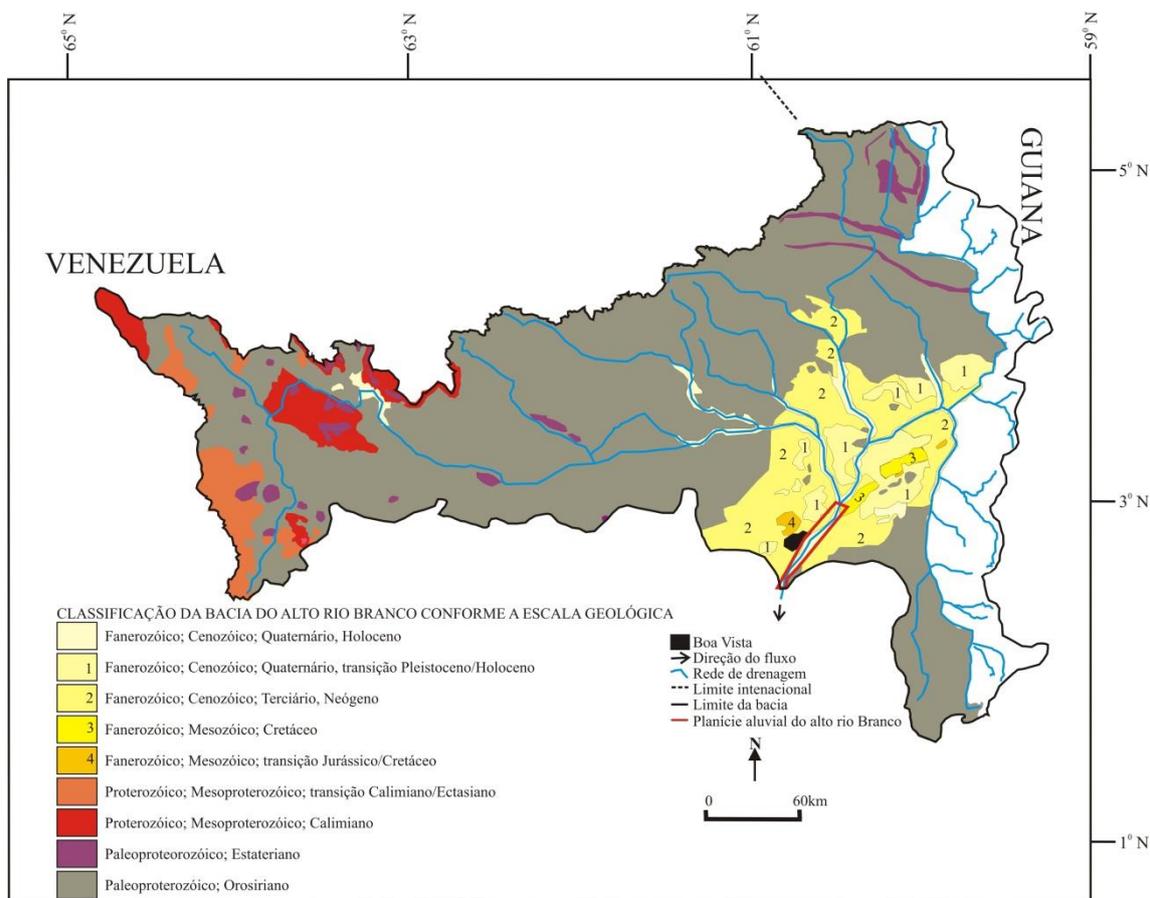


Figura 3.3: Classificação da bacia do alto rio Branco no estado de Roraima de acordo com a escala geológica, baseado no Mapa Geológico de Roraima (CPRM, 2009)

De acordo com dados da CPRM (2009), as formações mais antigas da bacia compreendem dos Domínios Parima-Surumu, Guiana Central ou K'Mudku e Supergrupo Roraima, que compõem a Era Paleoproterozóica, seguidos de pequenas áreas de Magmatismo Máfico a Ultramáfico (Nordeste da bacia), Associações AMG (Anortosito - Mangerito - Granito Rapakivi) e Coberturas Mesoproterozoicas, estes três últimos relacionados a Era Mesoproterozóica.

As formações Proterozóicas compreendem a maior parte da bacia do Uraricoera (cobrindo o trecho superior, médio e parte do inferior), a porção Nordeste (trechos

superior e médio da bacia do Surumú e Maú, adentrando no território guianense) e Sudoeste da bacia do alto rio Branco (trecho superior e parte do trecho médio da bacia do Tacutu).

O grande destaque em idade e extensão territorial se dá ao Domínio Parima-Surumu que, segundo CPRM (2009), compreendem litologias com idades que variam de aproximadamente 1.960 a 2.044Ma (Pálioproterozóico) e tem suas formações distribuídas ao longo da bacia dos rios Parima, Uraricoera e parte dos trechos médio e inferior das bacias dos rios Surumu e Maú, incluindo o território guianense. Dentro deste domínio destacam-se: Complexo Uraricoera, Grupo Surumú, Grupo Parima, Grupo Cauarane, Suíte Pedra Pintada e Suíte Intrusiva Saracura.

O Complexo Uraricoera representa a maior estrutura em extensão e talvez a mais antiga na bacia, com datações entre 2.016 e 2.044Ma (CPRM, 2009), abrangendo parte importante dos trechos médio e superior da bacia do rio Uraricoera.

Sua natureza (granito-gnássico) reúne granitóides, quartzodioritos, dioritos, trondjemitos, tonalitos, ortognaisses, anfibolitos, paragnaisses e migmatitos indiferenciados (REIS et. al, 2003; IBGE, 2005a; CPRM, 2009) (Figura 3.4).

O Grupo Surumu, por sua vez, representa a segunda principal estrutura geológica da bacia do alto rio Branco, localizada na região Nordeste da bacia do Uraricoera, segue pelos trechos médios das bacias dos rios Surumu e Maú na parte Oriental da bacia (Figura 3.4). A geologia está composta basicamente por ignimbritos, riolitos, dacitos, traquiandesitos, andeitos e arenitos vulcanogênicos subordinados com datações de 1.966-1.994Ma (IBGE, 2005a, CPRM, 2009).

Outros grupos geológicos Paleoproterozóicos do Domínio Parima-Surumú mais importantes estão acoplados ao Complexo Uraricoera (Grupo Parima e Grupo Cauarane), ou fazem a transição de tal Complexo para o Grupo Cauarane (Suíte Pedra Pintada, Suíte Intrusiva Saracura, Suíte Intrusiva Tocobirém e Suíte Intrusiva Ericó).

Destas estruturas, o grupo Parima situa-se na parcela ocidental da bacia e constitui uma das mais importantes províncias auríferas do Escudo das Guianas, (REIS et al., 2003) reunindo ainda xistos, paragnaisse, quartzitos e metassiltito (< 1.960Ma), e metavulcânica (1.968Ma) (CPRM, 2009).

O Grupo Cauarane, por sua vez, localiza-se no contato oriental do Complexo Uraricoera, sendo composto basicamente por paragnaisse e subordinados xistos, anfibolito e gnaisse calcissilicático, assim como subordinados paragnaisses e xisto (IBGE, 2005a; CPRM, 2009).



Figura 3.4: Geologia da bacia do alto rio Branco no domínio do estado de Roraima (adaptado de: CPRM, 2009; e IBGE, 2005a)

Na transição entre o Complexo Uraricoera e Grupo Surumu estão localizados uma série de Suítes, destacando-se as Suítes intrusivas Tocobirém (composta por charnockito, subordinados harnoenderbita e enderbita) e Ericó (que reúne hornblenda monzogranito, granodiorito e quartzo-monzodiorito) (IBGE, 2005a; CPRM, 2009), ambos localizados na porção central da bacia do Uraricoera (Figura 3.4).

Já a Suíte Intrusiva Saracura (formada por sienito e monzogranitos) e Suíte Pedra Pintada (hornblenda-biotita granodioritos e monzogranitos com subordinados quartzo-dioritos, tonalitos e sienogranitos 1.958-1.995Ma) estão posicionadas desde a parte centro-norte da bacia do rio Uraricoera, percorrendo em sentido latitudinal, até a porção oriental da bacia do alto rio Branco (REIS, 2003; IBGE, 2005a; CPRM 2009) (Figura 3.4).

Estruturas Paleoproterozóicas também são observadas na parcela Sudeste da bacia do alto rio Branco, compreendendo a bacia do alto rio Tacutu, e fazem parte do Domínio Guiana Central ou K'Mudku. Neste domínio, destaca-se a Suíte Metamórfica Rio Urubu, onde são encontrados biotita gnaisse, hornblenda gnaisse, metagranitóide (1.941Ma); leucognaisse (1.944Ma) (CPRM, 2009).

Apesar de sua visibilidade, em termos de bacia, o Domínio Guiana Central possui influência significativamente menor à dinâmica da bacia do alto rio Branco, se comparado ao Domínio Parima-Surumú. Tal fator se dá pelo tamanho da área de drenagem do Domínio Guiana Central em relação aos outros domínios, somados a sua hidrologia e topografia.

Na porção Setentrional da bacia do alto rio Branco prevalecem as formações relacionadas ao Supergrupo Roraima, que representam a última parcela da bacia, formada por litologias Paleoproterozóicas, com enclaves de Magmatismo Máfico-Ultramáfico, representado pelo Diabásio Avanavero e classificados como Pedra Preta (1.800Ma), Monte Roraima, Cotingo (1.782Ma) e Cipó (1.778Ma), também Paleoproterozóicas, compostos basicamente por sills e diques de gabro e diabásio (CPRM, 2009) (Figura 3.4).

O Supergrupo Roraima na região é composto pelas Formações Matauí (conglomerado, quartzo-arenito, arenito arcoseano e pelit), Uaimapuê (arenito arcoseano, arenito tufáceo, tufo, ignimbrito – 1.875Ma, siltito e subordinado conglomerado) e Arai (quartzo-arenito, arenito arcoseano, arenito conglomerático, conglomerado oligomítico, folhelho e siltito), além do Grupo Suapi (conglomerado, quartzo-arenito, arenito arcoseano, siltito e folhelho) (IBGE, 2005a; CPRM, 2009).

Mesmo que a área de captação da parcela Setentrional (Supergrupo Roraima e Máfico-Ultramáfico) seja inferior ao Domínio Guiana Central, esta região se torna especial devido a sua localização estratégica em relação à formação do rio Branco, na confluência entre os rios Uraricoera e Tacutu, destacando-se também no fornecimento de sedimentos e na dinâmica fluvial, especialmente no período úmido.

Na base da bacia, que compreende os trechos inferiores dos rios Tacutu (incluindo o trecho inferior dos rios Surumú e Uraricoera), o rio Branco é composto em sua maior parte por formações e depósitos Cenozóicos (Figura 3.4).

As principais exceções são representadas pelos enclaves da Formação Serra do Tucano (associado ao Mesozóico) e da Formação Apoteri (formado durante o Mesoproterozóico). A Formação Serra do Tucano é constituída basicamente por argilito, arenito, arenito conglomerático e siltito, enquanto a Formação Apoteri é composta por derrames de basalto e andesito que adentram ao território guianense (IBGE, 2005a; CPRM, 2009).

As formações Cenozóicas compreendem a Formação Boa Vista (associado ao Paleógeno/Neógeno) e a Formação Areias Brancas (Período Pleistoceno/Holoceno), assim como os Depósitos Aluvionares (relativos ao Quaternário/Holoceno) (Figura 3.4).

A Formação Boa Vista compreende arenito conglomerático arcoseano e siltito. A Formação Areias Brancas, por sua vez, é composta por areias na forma de dunas eólicas (IBGE, 2005a; CPRM, 2009). Contudo, a região de domínio das formações Fanerozóicas/Cenozóicas não estão associadas somente à situação de bacia sedimentar, mas também a uma condição tectônica estrutural, em função desta área estar instalada sobre a estrutura de um gráben (Gráben do Tacutu) (Figura 3.4).

Outras estruturas observadas na bacia relacionam-se ao Mesoproterozóico. Contudo, seus maiores afloramentos são observados na parcela Ocidental da bacia do alto rio Branco, com destaque para Formação Serra dos Surucucus (conglomerado quartzo-arenito, arenito arcoseano, siltito e folhelho carbonoso 1.551Ma) e Suíte Intrusiva Surucucus (Associação AMG: granito rapakivi alcalino 1.551Ma) (CPRM, 2009).

3.1.2.1. O Gráben do Tacutu

Diversos autores ao longo das últimas décadas têm buscado esclarecer as etapas de formação, desenvolvimento e preenchimento do Rift Tacutu, denominado ainda como Gráben e Hemigráben do Tacutu, e na Guiana recebendo a denominação de North Savannas Rift Valley (BERRANG'E e DEARNLEY, 1975; SANTOS, 1984; EIRAS e

KINOSHITA, 1990; REIS et al., 2003; Silva et al., 2003; SILVA e PORSANI, 2006; REIS et al., 2006; AZEVEDO, 2009; COSTA e FALCÃO, 2011; NASCIMENTO et al., 2012).

A estrutura do gráben apresenta um formato alongado, que desenvolveu-se no sentido SW-NE (Figura 3.5), e possui uma extensão de aproximadamente 300km, compreendendo parte do trecho do rio Branco, desde as proximidades da Serra Grande (a 40km ao Sul de Boa Vista) e Serra Nova Olinda, representando o limite Sudoeste do rift, passando pela confluência dos rios Tacutu e Uraricoera, seguindo o traçado do rio Tacutu até o limite entre Brasil e Guiana, percorrendo o caminho até as Colinas de Toucan, em território guianense.

A Largura do gráben varia entre 30 e 50km, sendo limitada na parte Noroeste da bacia pela Serra da Moça, seguindo trajetória no sentido NE, correndo paralelo ao rio Tacutu a partir da foz do Surumú, deslocando-se em pouco mais de uma dezena de quilômetros paralelo ao canal do rio Maú, onde segue em trajetória quase que retilínea para dentro da Guiana, até a parte norte das colinas de Toucan.

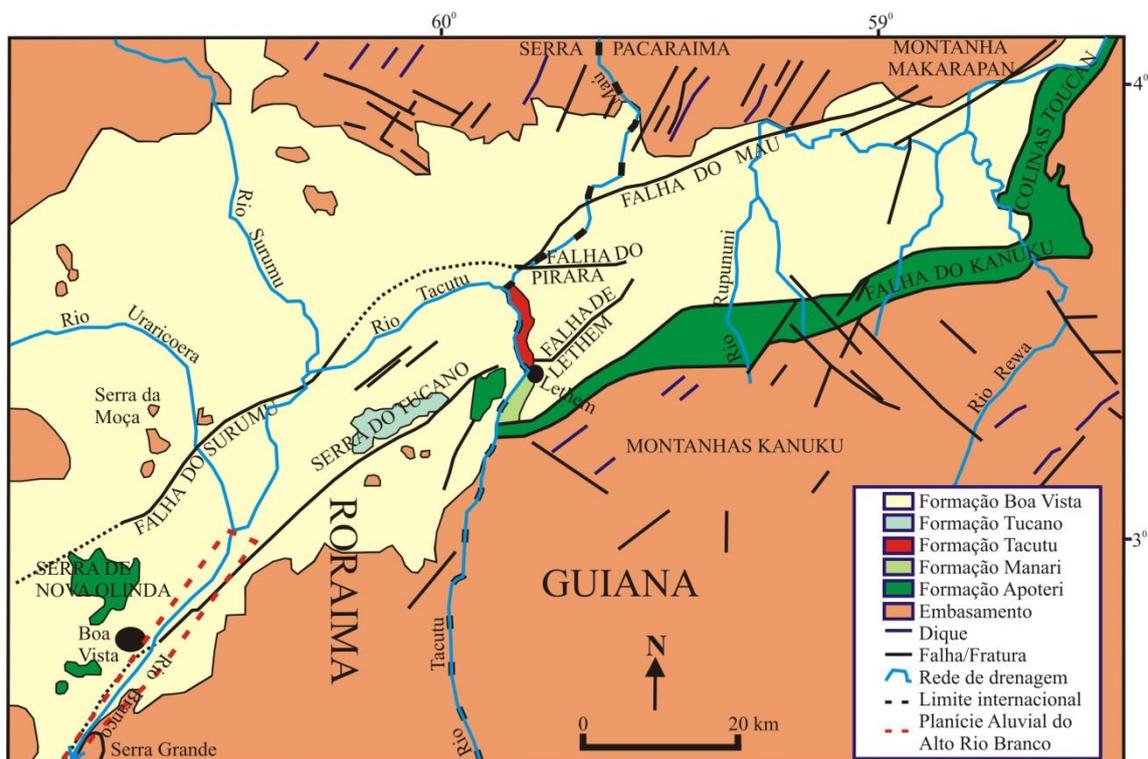


Figura 3.5: Posição do Gráben do Tacutu sobre a bacia do alto rio Branco (Modificado de Silva e Porçani, 2006)

A parcela Meridional do gráben, por sua vez, tem seu limite inferior (SW) restrito à Serra Grande e se desloca paralelo à Serra do Tucano (posicionado no interior do

gráben), indo no mesmo rumo até a fronteira entre Brasil e Guiana, ao Sul de Bonfim e Lethem, seguindo paralelo às montanhas Kanuku, até as colinas de Toucan na Guiana.

A instalação do rift Tacutu ocorreu ao longo do Jurássico – Cretáceo, durante a reativação do Domínio Guiana Central, em ambiente extensional, através do surgimento de derrames basálticos Apoteri e deposição sedimentar em torno de 6.000 metros, preenchendo o gráben.

Deste modo, este preenchimento segue a sequência do processo de construção da Formação Apoteri, que compreende a fase pré-rift, seguida pelas formações Manari, Pirara e Tucano, na fase rift, e finalmente pela Formação Boa Vista, representando a fase pós-rift (Figura 3.6).

A Formação Apoteri remonta o Período jurássico, atingindo espessura aproximada de 1.500m, sendo representada pela fase deposicional tipo vulcânica (EIRAS e KINOSHITA, 1990; REIS et al., 2003).

A fase rift é então concebida pela consolidação de três formações (Figura 3.6). A primeira estrutura da era rift foi a Formação Manari, com idade Jurássica e espessura estimada em 300m, sendo caracterizada pela fase deposicional tipo lacustre. A segunda estrutura, por sua vez, é representada pela Formação Pirara, sendo também de idade jurássica e com espessura de 950m, e foi distinguida por ambientes deposicionais dos tipos sabkha e leque deltaico.

Já a Formação Tacutu demonstra o último depósito formado na era, apresentando uma espessura de aproximadamente 4.900m, o qual se desenvolveu durante o Período Cretáceo. Contudo, tal formação se desenvolve seguindo dois ciclos, sendo a base da formação (com espessura de 2.700m) construída sob condições de ambientes deposicionais lacustres em sua maior parte e, em menor grau, por leques deltaicos. O segundo ciclo apresenta uma espessura de 2.200m e é caracterizado pela ocorrência de ambiente deposicional predominantemente deltaico, que fecha a sequência deposicional em fase rift (EIRAS e KINOSHITA, 1990; REIS et al., 2003).

Na etapa pós-rift destaca-se a Formação Boa Vista, que compreende a parte final do Período Paleógeno, durante o Plioceno, até o Pleistoceno, apresentando uma espessura média de 120m.

O processo de construção desta formação se dá em ambiente deposicional do tipo flúvio-lacustre. Sobre este último depósito ainda é reconhecida a Formação Areias Brancas, que esta associada à transição do Pleistoceno para o Holoceno.

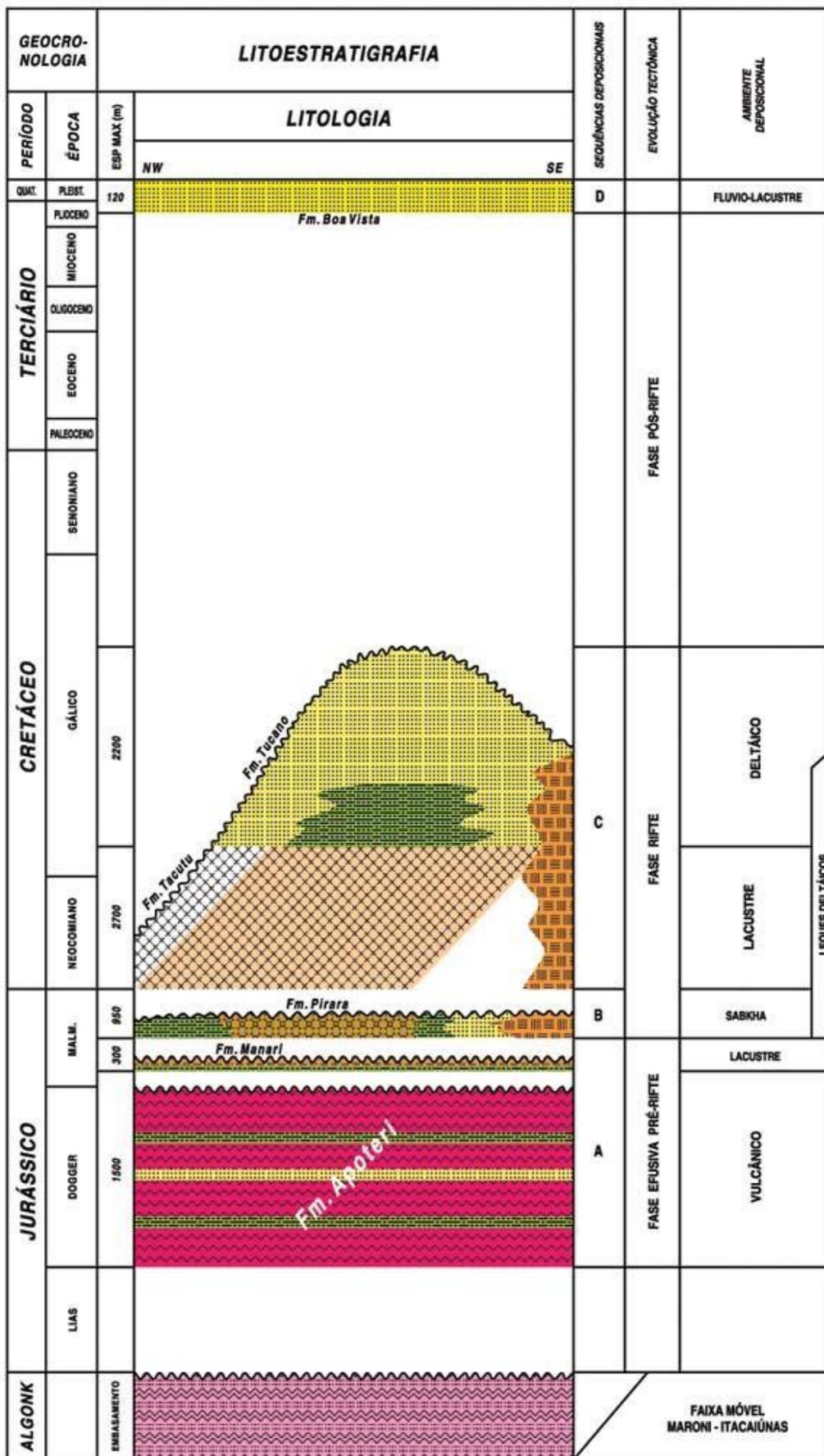


Figura 3.6: Coluna estratigráfica da Bacia do Tacutu, mostrando o preenchimento do gráben (SILVA e PORSANI, 2006)

3.1.3. Geomorfologia

A bacia do alto rio Branco apresenta relevo bastante divergente, com topográficas que variam de 55m, (na calha do canal do rio Branco) próximo a Serra Grande (limite inferior da bacia), até altitudes que ultrapassam 2.700m (COSTA e FALCÃO, 2011), no Monte Roraima.

As diferenças se acentuam mesmo no comparativo das bacias que formam o alto rio Branco, dada à evolução geológica que resultou em uma grande diversidade geomorfológica hoje assistida.

Pelo fato da maior parte do substrato da bacia do alto rio Branco ser muito antigo (associadas à formação do Escudo das Guianas, durante o Pré-Cambriano), esta tem sido submetida a grandes tensões tectônicas e oscilações climáticas ao longo da história.

Se por um lado a ação tectônica passada na área da bacia permitiu uma grande variedade geológica e geomorfológica, por outro lado o sistema do alto rio Branco tem sido assolado por ciclos erosivos, resultado de oscilações climáticas ao longo dos últimos períodos geológicos. Tal fato se mostrou importante na parte inferior da bacia, demonstrando a formação de depósitos sedimentares Fanerozóicos (Figuras 3.3), recobrando o embasamento do Escudo das Guianas (Figuras 3.2 e 3.6).

Esses depósitos sedimentares são compostos pelas Formações Serra do Tucano (Mesozóico/Cretáceo), Boa Vista (Paleógeno, Neógeno) e Areias Brancas (transição entre o Pleistoceno/Holoceno), assim como por depósitos Aluvionares que remontam o período Holoceno (Figura 3.6). Esse domínio de Formações apresenta baixa topografia e tem servido como uma bacia sedimentar em escala regional, culminando no preenchimento do Gráben do Tacutu (Figura 3.6).

Mesmo que esculpido sobre o Escudo das Guianas, as altitudes da bacia são, em sua maior parte, inferiores a 500m (Figura 3.7). Exceção a isso é o extremo Oeste (na região dos rios Parima e Auaris), o limite Norte entre Roraima e Venezuela, parcela Nordeste da Bacia (que compreende o trecho superior dos rios Maú e Surumu, trechos superior e médio do Cotingo, englobando a região da tríplice fronteira entre Brasil, Venezuela e Guiana). Pequenas serras são observadas na transição entre Norte e Centro da Bacia, que superam as cotas dos 500m, e geralmente representam o interflúvio de tributários dos rios Uraricoera e Tacutu (Figura 3.7).

Outra área de Topografia elevada é representada pelas Montanhas Kanucu, na Guiana, e abrange uma pequena área no trecho médio da Bacia do Tacutu, atingindo

altitudes de aproximadamente 1.000m. Contudo, as áreas mais importantes (com altitudes superiores a 1.000m) compreendem a parte superior e porção esquerda da bacia do rio Parima, pouco mais da metade do rio Auaris, apresentando topografias próximas a 1.500m.

Outra parcela importante compreende a região das cabeceiras de drenagem do rio Surumú, partindo em direção aos trechos superiores dos rios Cotingo e Maú. A região que vai do alto Máu até o alto Cotingo destaca-se por apresentar as áreas mais altas da bacia do alto rio Branco, na região do Monte Roraima (na cabeceira do rio Cotingo) com uma altitude de 2.734m (REIS, 2002) (na tríplice fronteira).

Conforme o IBGE (2005b), bacia do alto rio Branco é composta por 8 unidades morfoestruturais, compreendendo assim as entidades: Planalto do Interflúvio Amazonas - Orenoco; Planaltos Residuais de Roraima; Pediplano Rio Branco-Rio Negro; Patamar do Médio Uraricoera; Patamar Dissecado de Roraima; Planalto Sedimentar de Roraima; Depressão de Boa Vista e Planície Amazônica (Figura 3.8). Essa região compreende praticamente em sua totalidade a Unidade Morfoestrutural do Relevo do Norte de Roraima e parte da Central, na região da bacia do alto Tacutu (BEZERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008).

3.1.3.1. Planalto Interflúvio Amazonas - Orenoco

Das unidades destacadas pelo IBGE (2005b) (Figura 3.8), a maior delas é representada pelo Planalto do Interflúvio Amazonas - Orenoco. Tal unidade abrange o Extremo Oeste da Bacia, cruzando praticamente todo o Norte na divisa entre Roraima e Venezuela, em trajetória latitudinal, seguindo assim até a Guiana. Exceção a isso é a parcela Nordeste da bacia, na área drenada pelos trechos superiores dos rios Cotingo e Mau, assim como parte do limite Norte (na região do alto Uraricoera), área que está associada aos domínios do Planalto Sedimentar de Roraima.

Esta unidade compreende a maior parte do Grupo Surumú (parcela posicionada ao Norte da bacia, seguindo em trajetória latitudinal até a Guiana) e Suíte Intrusiva Saracura (com maior afloramento na região do médio Surumu e Maú), as Suítes Intrusivas Ericó e Tocobirém (na porção drenada pelo médio Uraricoera), a Formação da Serra dos Surucucus e a Suíte Intrusiva Auaris (extremo Oeste da Bacia). Outros afloramentos importantes nesta unidade são representados pelas porções Ocidentais do Grupo Parima e o Complexo Uraricoera (Figura 3.4).

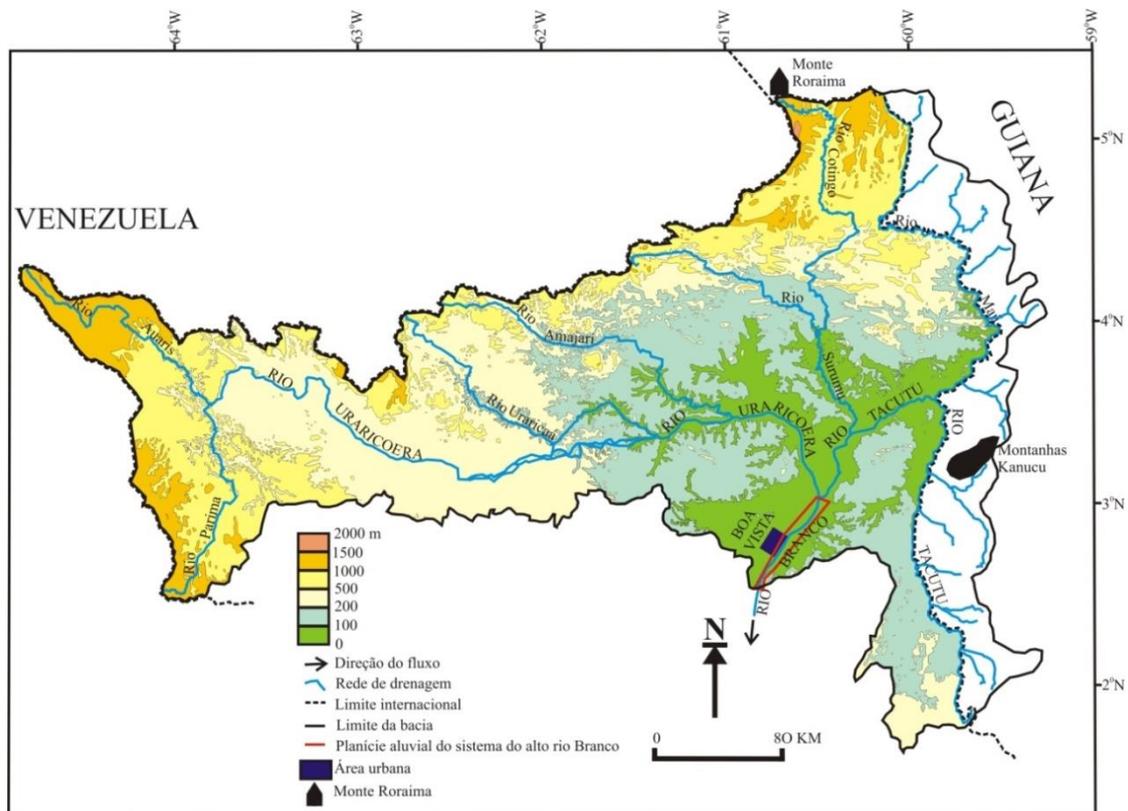


Figura 3.7: Hipsometria da bacia do alto rio Branco no estado de Roraima (Modificado de Freitas, 1998). As áreas mais baixas (com cotas menores que 100m) são predominantes nos trechos inferiores da bacia do alto rio Branco e se estendem até o limite dos trechos médio e inferior do sistema fluvial, na ilha de Maracá. Na bacia do Tacutu essa zona compreende o baixo Surumu (até a região da confluência do rio Cotingo) e Maú, assim como o trecho médio do rio Tacutu

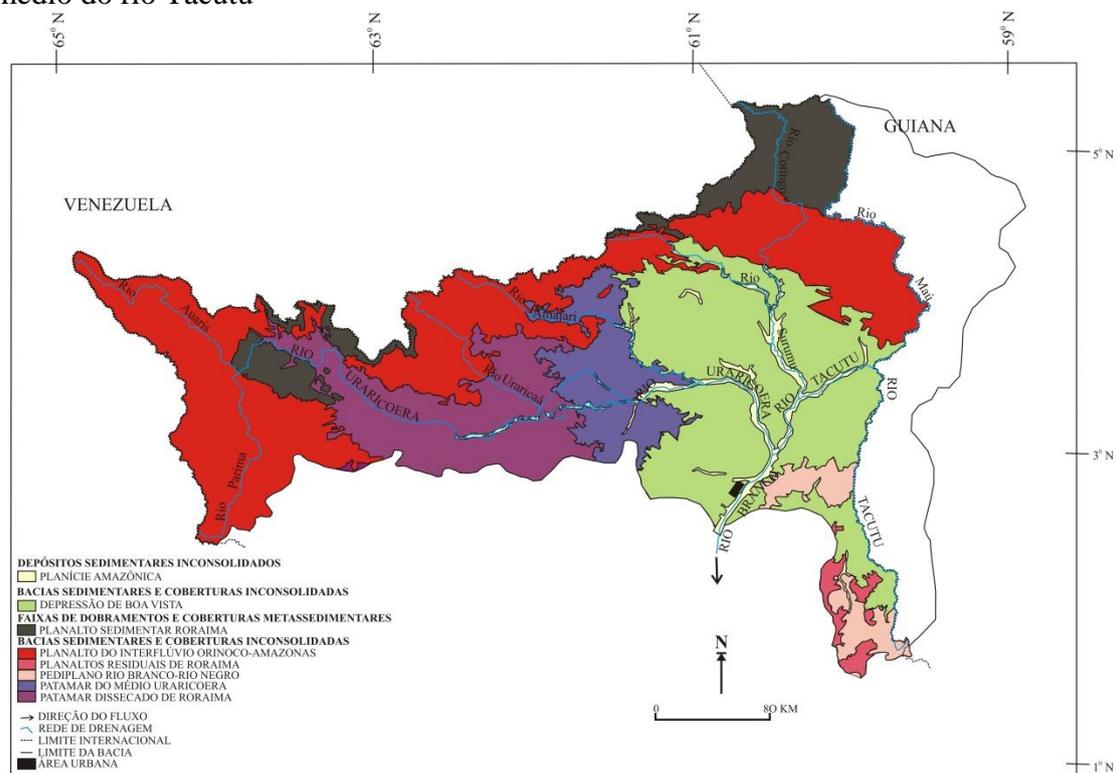


Figura 3.8: Geomorfologia da bacia do alto rio Branco no Estado de Roraima (Modificado de IBGE, 2005b)

Conforme Bezerra Neta e Tavares Júnior (2008), o Planalto do Interflúvio Amazonas - Orenoco é formado por conjuntos de montanhas com altitudes que variam entre 600 e 1.200m, as quais se estendem preferencialmente de NE-SW.

Quanto à morfologia, os autores acima salientam que o relevo da região é marcado por formas dissecadas em cristas e colinas ravinadas, de forte declive a vales encaixados, os quais são resultantes, em parte, do forte controle tecno-estrutural de zonas de cisalhamento transcorrentes e fraturamentos.

Sobresaem-se nesta unidade as Serras Parima e Pacaraima, que apresentam patamares dissecados elaborados em rochas ígneas e metamórficas Proterozóicas, constituindo um relevo dissecado em cristas alongadas e pontões com encostas ravinadas e vales profundos.

3.1.3.2. Planalto Sedimentar de Roraima

Compreende a parcela Nordeste do Estado, além de trechos posicionados na parcela oriental da região noroeste da bacia do alto rio Branco (Figura 3.8). Destacam-se as Formações Uaimapué (nordeste da bacia) e Serra Surucucus (noroeste da bacia), caracterizados por ocorrência de compostos geológicos sedimentares. Esses ambientes possuem consideráveis enclaves de Magmatismos Máficos – Ultramáficos que recebem a denominação Diabásico Avanero, presentes nas regiões nordeste e noroeste da bacia (CPRM, 2009).

O planalto em questão foi classificado em categorias morfológicas de relevo: os relevos tabulares e os “hog backs” que, assim como o Planalto do Interflúvio Amazonas – Orenoco, constitui o divisor de águas das bacias hidrográficas dos rios Amazonas (Brasil) e Orenoco (Venezuela) (CPRM, 1999; BEZERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008).

Os relevos sedimentares são compostos pelas estruturas do Monte Roraima, as serras do Tepequém e Uafaranda, as quais apresentam altitudes entre 1.100 e 2.734m, exibindo contornos de escarpas erosivas. Sua morfologia está associada a platôs horizontais a sub-horizontalizados, constituindo relevos residuais elaborados em rochas sedimentares do Paleoproterozóicas, relacionadas ao Supergrupo Roraima e correlatos (Formação Tepequém).

No entorno do Monte Roraima, por sua vez, são encontrados outros relevos estruturais, também elaborados em rochas sedimentares do Supergrupo Roraima, como a serra do Sol. Esta estrutura atinge uma altitude de 2.400m e é caracterizada por vertentes

côncavo-convexas e bastante ravinadas (BEZERRA NETA E TAVARES JÚNIOR, 2008).

De acordo com Bezerra Neta e Tavares Júnior (2008), os “hog backs” formam um conjunto de morrarias, com altitudes médias variando entre 1.200 e 1.600m, destacando-se num relevo colinoso do Planalto Dissecado do Norte da Amazônia no extremo nordeste do estado (região do alto curso dos rios Cotingo, Uailam e Maú).

3.1.3.3. *Patamar Dissecado de Roraima*

Localizado basicamente na parte intermediária da bacia do rio Uraricoera (Figura 3.8), tem a sua geologia formada em quase sua totalidade pelo complexo Uraricoera (com granitóides, ígneo quartzodioritos, dioritos, trondjemitos, tonalitos, ortognaisses, anfibolitos, paragnaisses e migmatitos indiferenciados) e pela Suíte Pedra Pintada, (hornblenda-biotita granodioritos e monzogranitos com subordinados quartzo-dioritos, tonalitos e sienogranitos) à nordeste desta unidades, além de outras pequenas formações pouco expressivas em termos de área (Figura 3.4) (CPRM, 2009).

As formas de relevo compreendem basicamente colinas e vales encaixados, com vertentes de declividade mediana a suavemente entalhadas por sulcos e cabeceiras de drenagem de primeira ordem (IBGE, 2005b; EPE, 2010).

O controle estrutural é evidenciado pelos alinhamentos e formas de relevo de topos estreitos e alongados, definidas por vales encaixados. Os topos aguçados resultam da interceptação das vertentes de alta declividade, entalhadas por sulcos e ravinas (EPE, 2010).

Localizada na região da ilha de Maracá, esta formação é limitada em sua porção norte pelo Planalto do Interflúvio Amazonas – Orenoco, a oeste Patamar Dissecado de Roraima e à leste pela Depressão Boa Vista (Figura 3.8).

A maior parte da unidade compreende as litologias do Grupo Cauarane (paragnaisse, anfibolito, gnaisse calcissilicático, xisto e subordinados de xisto e paragnaisses) e em menor área as litologias do Complexo Uraricoera à leste, assim como as Suítes Pedra Pintada e o Grupo Surumú, na parcela norte do Patamar. Outros grupos litológicos estão presentes na unidade, mas apresentam individualmente menor expressão espacial (IBGE, 2005a e 2005b; CPRM, 2009) (Figura 3.4).

O relevo é gerado por processo de dissecação atuante sobre as rochas metamórficas do Complexo Cauarane, gerando formas de topo convexo e mais raramente tabular.

As altitudes médias encontram-se entre 110 e 120 metros e os cumes entre 130 e 150 metros. Dentro deste patamar ocorrem alguns morros e serras isoladas, que representam relevos residuais relacionados ao Planalto do Interflúvio Amazonas – Orenoco, como a serra de Santa Rosa, situada na margem esquerda do furo homônimo, cujo cume encontra-se a cerca de 380 metros; e a serras do Taiano e do Tabalo, situadas na margem direita do Uraricoera, alcançando, respectivamente, 300 e 350 metros de altitude.

Outra forma de relevo que se destaca dentro desta unidade é a serra do Guariba, situada na margem esquerda do rio Amajari (EPE, 2010).

3.1.3.4. Depressão Boa Vista

Localizada na região centro-leste da bacia do alto rio Branco, tal formação compreende os terrenos mais recentes da bacia (Figura 3.3). Ao norte é limitada pelo Planalto do Interflúvio Amazonas – Orenoco, a oeste com o Patamar do Médio Uraricoera, ao sul com o Pediplano Rio Branco – Rio Negro e os Planaltos Residuais de Roraima (Figura 3.8) e se constitui na região com a maior densidade populacional de Roraima.

Os afloramentos mais importantes são representados pelas Formações Boa Vista e Areias Brancas (cobrindo o miolo da unidade), da Suíte Metamórfica Urubu (na parte sudeste da depressão). Outras geologias importantes, mas de menor porte, são formadas pelo Grupo Cauarane (oeste), das Suítes Intrusivas Saracura e Pedra Pintada (parcela norte), Depósitos Aluvionares (ao longo dos principais cursos fluviais) e Formação Serra do Tucano, na parcela central da Depressão Boa Vista (Figura 3.4) (CPRM 2009).

Segundo os dados do IBGE (2005b), a unidade corresponde a um modelo de acumulação (agradiação) e se caracteriza por ser uma extensa região plana, com altitude média variando entre 80 a 110 metros. Localmente pequenas elevações ligeiramente superiores são regionalmente denominadas de “tesos”, correspondendo a diminutos remanescentes residuais de origem diversa (lateritos, rochas pré-cambrianas e mesozóicas).

Em relação às áreas ocupadas por este modelo (Depressão de Boa Vista), observa-se uma grande distribuição areal situada na porção leste da bacia do rio Branco. O modelo predominante é do tipo plano, levemente ondulado, com altitudes que variam entre 100 e 115 metros e declividades que variam entre 5% a 20%.

Adverte-se, no entanto, que esta região corresponde a uma área de transição para o relevo plano e, dessa forma, apresenta grandes concentrações de desmantelamento de crosta laterítica, a qual acaba por compor pequenos relevos residuais. É frequente a presença de blocos oriundos da erosão total ou parcial dessas crostas, como também é abundante a presença de colúvio, constituindo paleopavimentos rudáceos (IBAM, 2005).

As feições morfoestruturais que ocorrem em meio a essa superfície, e que também merecem destaque, são as colinas constituídas por afloramentos de rochas vulcânicas ácidas imbricadas, extremamente diaclasadas, formando aglomerados de pináculos, representando remanescentes de erosão fluvial devido ao recuo final das vertentes (EPE, 2010).

Segundo EPE (2010), outras feições geomorfológicas que ocorrem na Depressão Boa Vista são as marmitas na superfície dos lajeados e pequenas elevações de granitos da Suíte Intrusiva Saracura, nas quais é possível verificar a atuação de processos físico-químicos que respondem pela expansão das marmitas.

O setor mais representativo da Depressão Boa Vista é o domínio do gráben do Tacutu, abarcando extensas áreas abaciadas com forte orientação da rede de drenagem, a quais encontram-se relacionadas aos domínios do gráben (BERRANG'E e DEARNLEY, 1975; SANTOS, 1984; EIRAS e KINOSHITA, 1990; REIS et al., 2003; Silva et al., 2003; SILVA e PORSANI, 2006; REIS et al., 2006; AZEVEDO, 2009; COSTA e FALCÃO, 2011; NASCIMENTO et al., 2012).

Este último setor pode ser individualizado, por apresentar parâmetros físicos diferenciados, seja pelo comportamento da rede de drenagem, pela presença de planos abaciados (brejos), ou ainda pela zona de concentração de sistema lacustre.

Desse modo, esse domínio geomorfológico é caracterizado por uma superfície plana, sustentada principalmente por extensas manchas de solos hidromórficos (neossolos quartzarênicos), com altitudes variando de 80 a 100 metros, e drenagens orientadas de NE – SW (relacionado as drenagens de primeira ordem, bem como pelo alinhamento do rio Murupu) e a segunda direção no sentido NW – SE (drenagens como as dos rios Uraricoera e Cauamé e Igarapé Água Boa de Cima são capturados para essa direção, refletindo falhas geológicas que representam zonas transferentes internas ao gráben).

A região de Boa Vista compreende uma grande área rebaixada e homoganeamente plana, denotando tratar-se de um bloco abatido com uma geometria em cunha, se constituindo em uma região coletora de sedimentos e seus padrões de drenagem sob

controle estrutural e alinhamentos de suaves relevos residuais, principalmente aqueles relacionados a remanescentes lateríticos (IBGE, 2005a, EPE, 2010).

Nos interflúvios rebaixados, pequenas colinas (tesos) de topos convexos são sustentadas por lateritos ferruginosos com 10 a 15m de altura em relação à base. Os depósitos de cobertura são predominantemente arenosos, semiconsolidados a inconsolidados, recobrimo litologias pré-cambrianas.

Nesses interflúvios são frequentes as ocorrências de áreas abatidas, as quais apresentam inúmeros lagos, que, em algumas situações, coalescem para formar igarapés perenes (EPE 2010). Esses enormes campos de lagos acabam por formar áreas de nascentes compartilhadas por diversos cursos Fluviais, (SANDER et al., 2007, SANDER e EVANGELISTA, 2009, SANDER et al., 2012) (Figura 3.9) se constituindo em um importante berçário de uma variedade de igarapés da região.

Tais lagos apresentam geometria diversificada (goticular, circular, elipsoidal e geminado) com extensões que variam entre 0,5 e 20 hectares e profundidades que oscilam de 1 até 2,5 metros (EPE, 2010).

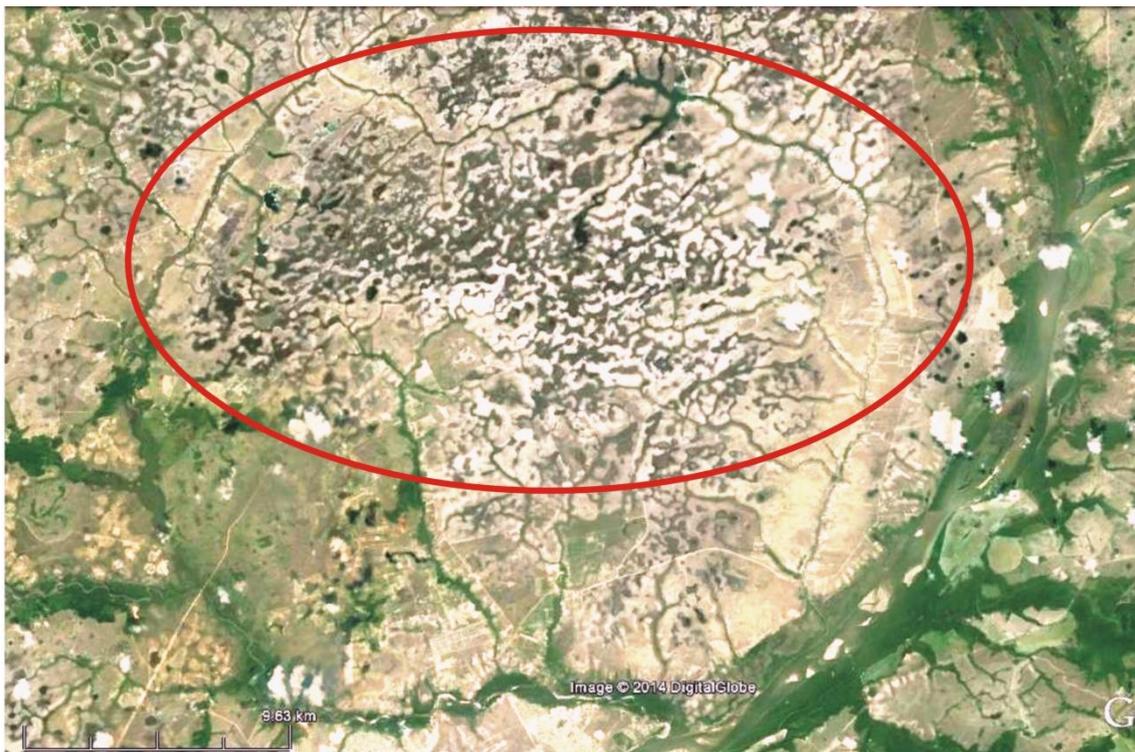


Figura 3.9: Campos de lagos posicionados a norte de Boa Vista (coordenadas: lat. $3^{\circ} 00' N$ e long. $60^{\circ} 39' W$). Notar que esses ambientes são representados por nascentes compartilhadas por diversos sistemas fluviais. É possível notar na parte superior da figura dois sistemas interligados em seu trecho superior, onde um flui em direção ao ocidente (rio Murupu), desaguando no rio Cauamé (parte inferior da figura), e outro desemboca para o oriente (igarapé Água Boa de Cima), que desagua no rio Branco (lado direito da figura) (Fonte: GeoEye, 2013)

Quanto a origem dos lagos, Latrubesse e Nelson (2001) estudaram a região no entorno da cidade de Boa Vista, e concluíram que os lagos estão associados a campos de dunas remanescentes fortemente erodidos e formados por deflação.

Por outro lado, Meneses et al. (2007) questionam essa origem como explicação para existência de todos os sistemas de lago da região. Porém, como os anteriores (LATRUBRESSE e NELSON, 2001) só estudaram lagos associados a áreas de campos de dunas, os lagos localizados fora destes campos não se enquadrariam nesta explicação.

Assim, conforme Meneses et al. (2007), analisando as feições internas e externas dos lagos, sugerem que a ocorrência destes lagos no ambiente plano das savanas está relacionada ao afloramento do lençol freático, que sazonalmente intercepta as depressões do terreno ou aflora nas áreas planas da superfície, na forma de olhos d'água, dando origem aos lagos e brejos.

Outra particularidade é a ocorrência de lagos orientados, os quais estão associados às zonas de fraturas, podendo até mesmo ocupar fraturas em um mosaico poligonal, indicando um controle tectônico dos mesmos, os quais são entendidos como originários de afloramento do nível freático, sendo que alguns são perenes e outros temporários (EPE, 2010).

Na porção oeste da unidade, no baixo curso do rio Uraricoera, a extensa superfície plana se instala sobre as rochas vulcânicas do Grupo Surumu, como também sobre granitóides das Suítes Pedra Pintada e Saracura e, mais restritamente, sobre a unidade Areias Brancas, além dos sedimentos da Formação Boa Vista, que são predominantes na porção central e sul da Depressão.

Nesta região, este modelo caracteriza-se predominantemente por uma vasta região plana, exibindo colinas e morros residuais de topos levemente convexos. A monotonia do relevo é interrompida principalmente pelas elevações graníticas da Suíte Saracura, a exemplo das serras Taramé/Tabaco, como também, mais restritamente, pelos *inselbergs* (remanescentes residuais) da Suíte Pedra Pintada, como aqueles da região da área homônima (IBGE, 2005a e 2005b; CPRM, 2009a; BEZERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008; EPE, 2010).

3.1.3.5. Pediplano Rio Branco-Rio Negro

O Pediplano Rio Branco-Rio Negro compõe áreas posicionadas ao sudeste da bacia do alto rio Branco (Figura 3.8). Apesar de cobrir uma área pequena, compreende uma considerável variedade litológica sobre o domínio deste pediplano na bacia. As litologias

são formadas pela abrangência da Suíte Metamórfica Murupú, Suíte Metamórfica Rio Urubú, Granito Curuxuim e Formação Boa Vista (Figura 3.4) (CPRM, 2009).

O Pediplano Rio Branco-Rio Negro corresponde a uma unidade geomorfológica caracterizada por superfícies de aplainamento, geradas por processos erosivos sobre as rochas cristalinas pré-cambrianas e sedimentos fanerozóicos, sendo interrompida principalmente pelos Planaltos Residuais de Roraima (Figura 3.8). As altitudes presentes nesta unidade estão entre 90 e 110 metros e em certos locais as cotas atingem 120 e 130 metros. Este compartimento inclui relevos suaves a planos, com rede de drenagem de padrão pouco entalhado. Os setores mais elevados são relacionados aos remanescentes lateríticos e/ou colinas residuais de topos suavemente convexos, como produto dos rebaixamentos do Planalto Residual de Roraima, principalmente na forma de “campos de matacões” (IBGE, 2005a; BEZERRA NETA e TAVARES JÚNIOR, 2008; EPE, 2010).

Este compartimento inclui relevos suaves a planos, com rede de drenagem de padrão pouco entalhado e predominante dendrítico, de densidade média e padrão subdendrítico de baixa densidade.

Apesar da incipiente dissecação, observa-se, por vezes, que nas drenagens de 2ª ordem (STRAHLER, 1952) seus aprofundamentos atingem sulcos de 2m nessa superfície, à exceção dos grandes rios, onde o entalhe é superior a 5m. A vegetação predominante é do tipo mata de galeria, geralmente constituída por palmeiras de buritis.

As feições morfoestruturais que ocorrem em meio a essa superfície e que merecem destaque são as colinas constituídas por afloramentos de rochas do embasamento cristalino estruturado, representando remanescentes de processos erosivos, promovendo o recuo final das vertentes.

3.1.3.6. *Planaltos Residuais de Roraima*

É a menor unidade morfoestrutural da bacia do alto rio Branco em território roraimense e fica quase que restrito a bacia do rio Tacutu, principalmente em suas cabeceiras (Figura 3.8).

Segundo EPE (2010), o domínio desta unidade caracteriza-se como forma de relevo residual, sustentado por rochas vulcânicas (morro Redondo) e testemunhos sedimentares da serra do Tucano, que alcança a altitude de 290 metros.

Nesta região ainda há duas ocorrências significativas: as serras Apon e Urubu, situadas no interflúvio dos rios Urubu e Tacutu, as quais são sustentadas por rochas

granitóides. Além dessas, há outras ocorrências menores, que correspondem a residuais gnáissicos na forma de pequenos morros do tipo pão-de-açúcar.

A noroeste da cidade de Boa Vista ainda estão presentes relevos residuais, os quais dizem respeito a derrames basálticos da base do graben do Tacutu.

3.1.3.7. Planície Amazônica

Esta unidade se apresenta na área de influência e adjacências dos principais cursos fluviais de Roraima (Figura 3.8) e é uma das unidades mais recentes da bacia (Figura 3.3). Destacam-se depósitos presentes no médio e baixo trecho dos rios Uraricoera Tacutu, trecho inferior do rio Surumú e rio Branco, sendo formados planícies ativas e terraços fluviais abandonados.

Esta planície é definida por ser uma forma de acumulação constituída por sedimentos areno-argilosos, inconsolidados (neossolos flúvicos) e periodicamente encobertos pelas cheias dos rios, enquanto no período seco a paisagem incorpora a presença de lagos e paranás. A incorporação destes relevos à Planície Amazônica deve-se mais aos aspectos geomorfológicos que a sua posição altimétrica, tendo em vista que as cotas são relativamente elevadas, entre 55 e 70 metros (IBGE, 2005b; EPE, 2009).

3.1.4. Caracterização Climática da Bacia

O regime do sistema fluvial é reflexo dos tipos climáticos que dominam a área da bacia e trazem reflexos importantes na dinâmica dos caudais que compõem a rede de drenagem da bacia.

Tomando por base a classificação Köppen, a bacia está sob o domínio dos tipos climáticos “Af”, “Am” e “Aw” (Figura 3.10). Essa forma de distribuição já foi observada por Barbosa (1997), que apresentou a disposição climática do Estado através de ondas (classificação de Köppen), com a ocorrência destes tipos climáticos.

O tipo climático “Af”, Equatorial ou Tropical Úmido (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007), contempla o extremo oeste da bacia (Figura 3.10) nas áreas drenadas pelos rios Parima (especialmente em sua margem esquerda) e Auaris. Essa região é caracterizada por uma pluviosidade média anual superior a 2.500mm (Figura 3.11), onde o mês mais seco apresenta valores médios superiores a 120mm (janeiro e fevereiro), não havendo estação seca (EVANGELISTA et al., 2008 e 2011).

O tipo climático “Am”, ou Clima de Monção (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007) representa a faixa de transição entre as áreas mais úmidas do estado

(clima tipo “Af”), localizadas a sul e oeste, para a faixa mais seca (clima tipo “Aw”), que situa-se na parcela centro-oriental da bacia (Figura 3.10). Este tipo climático se estende desde o oeste da bacia, do alto Uraricoera até a ilha de Maracá, no limite entre o trecho médio e inferior do rio Uraricoera, seguindo então em direção aos trechos superiores dos rios Surumu, Cotingo e Maú. Mesmo apresentando volumes próximos a 2.000mm anuais (Figura 3.11), constata-se a existência de estação seca bem definida com duração média de 4 meses (BARBOSA, 1997; EVANGELISTA et al., 2008 e 2011).

O tipo climático “Aw”, classificado de clima tropical com estação seca de inverno (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007), predomina na parte Oriental da bacia, com exceção dos trechos superiores das bacias dos rios Maú, Surumu e Cotingo. Neste trecho predominam valores de precipitação anuais entre 1.000 – 1.800mm (Figura 3.11).

Contudo, algumas comunidades apresentam valores superiores, superando a média de 2.000mm/ano (na transição do clima “Aw” para o clima “Am”), ou inferiores a 800mm/ano, como observado por Evangelista et al. (2008/2011) na região do baixo Cotingo.

Outra característica clima “Aw” na região é a estiagem prolongada, com duração entre 5-7 meses, quando predomina forte insolação na região e baixa pluviosidade. Tal fator condiciona a este período a grande ocorrência de queimadas, com destaque nas áreas de savanas, favorecidas pela baixa umidade e preponderância de ventos na estação seca, além da prática da queimada voltada ao desenvolvimento da atividade agropecuária nas áreas de savana e na abertura de áreas florestadas com efeitos ainda mais devastadores durante períodos de El Niño (BARBOSA e FEARNSSIDE, 1997; BARBOSA, 1998; REBELLO et al., 1998; BARBOSA e FEARNSSIDE, 1999; JUSTINO e ANDRADE, 2000; SILVA, 2006; SILVA et al., 2008).

Outro detalhe importante relativo ao clima do estado e da bacia está associado aos volumes totais precipitados ao longo do ano hidrológico e a forte concentração de chuvas durante solstício verão.

Tais fatos foram trabalhados por Barbosa (1997) e por Evangelista et al. (2008 e 2011), onde estes últimos, além de tratarem a distribuição das chuvas, observaram ainda o reflexo da pluviosidade na dinâmica dos rios Tacutu e Uraricoera, os principais formadores do rio Branco.

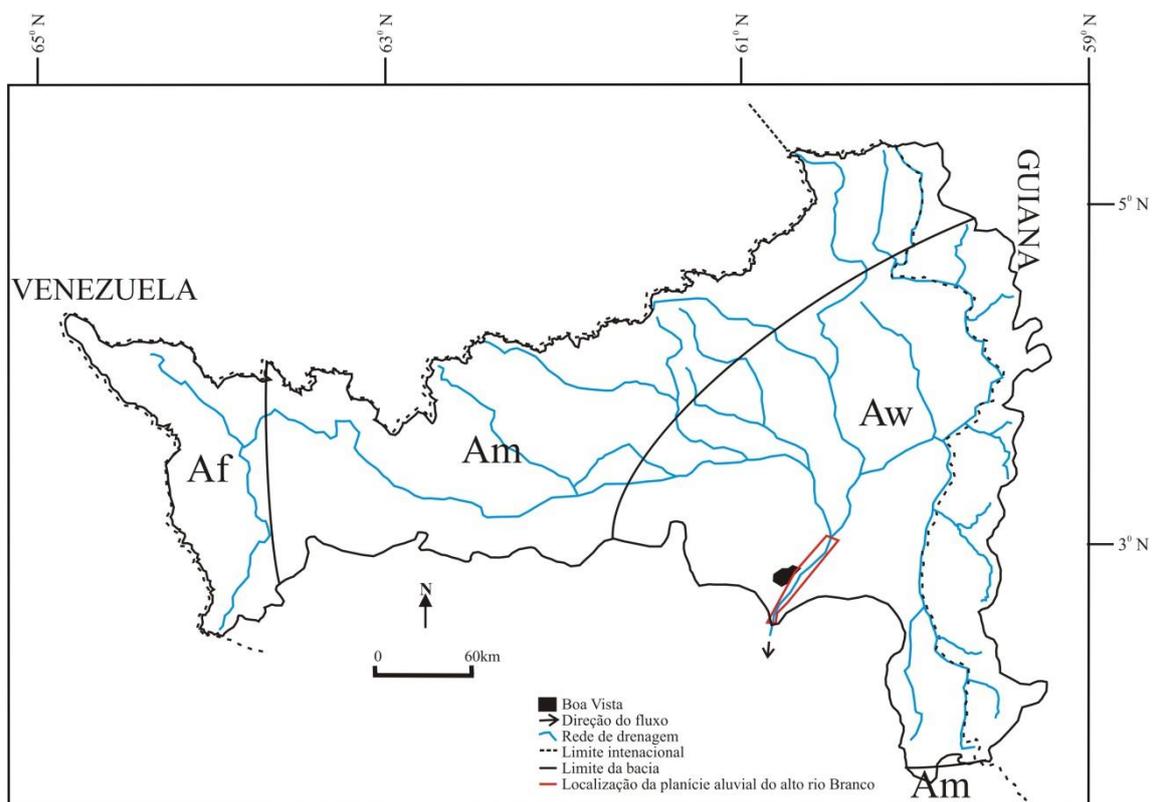


Figura 3.10: Tipos climáticos da bacia do alto rio Branco (Adaptado de Barbosa, 1997)

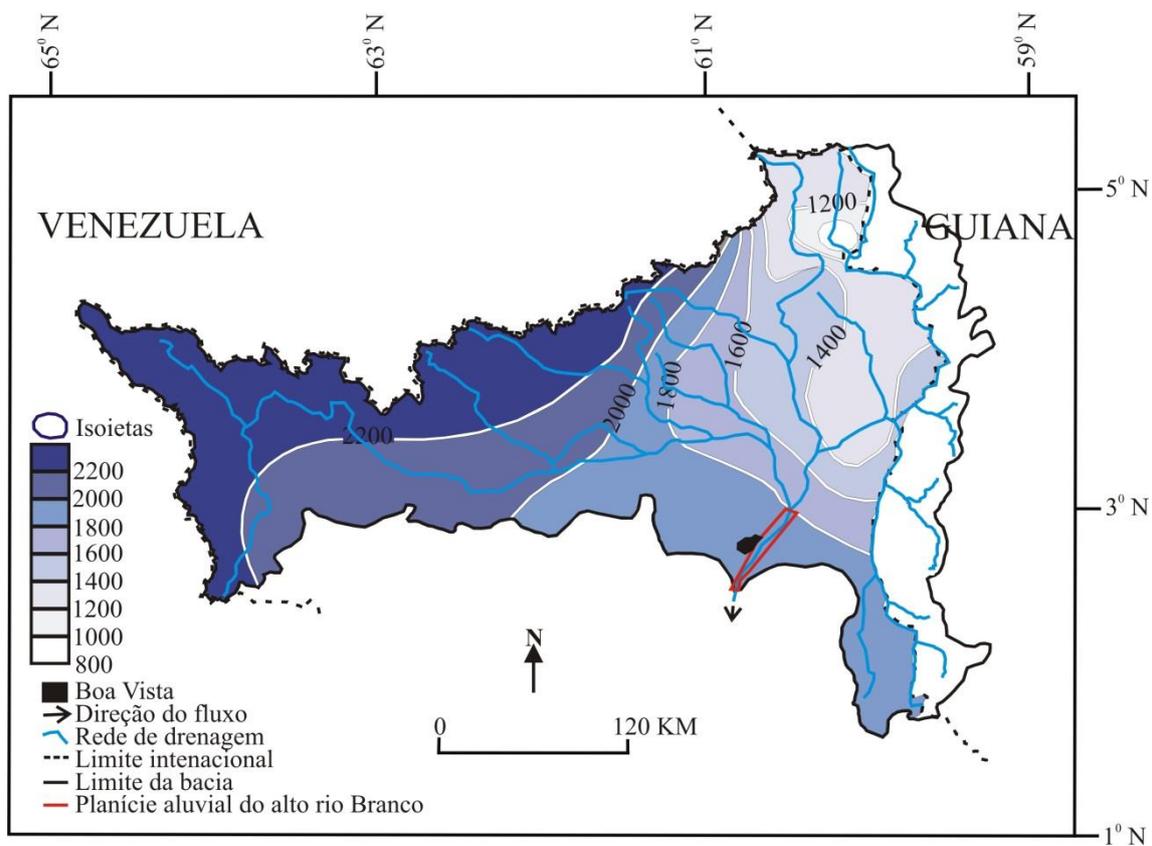


Figura 3.11: Pluviosidade anual na bacia do alto rio Branco, no estado de Roraima

A distribuição das chuvas na bacia, de forma geral, apresenta seus maiores valores na parcela ocidental e mostra um decréscimo gradual dos totais anuais precipitados em direção ao leste, apresentando seus menores valores precipitados na região limite entre Brasil e Guiana, na parcela centro-leste e nordeste da bacia do alto rio Branco (Figura 3.11). Esta condição determina uma maior contribuição da bacia do rio Uraricoera para a vazão do rio Branco, considerando a proporção de volume de vazão por área drenada em relação à bacia do rio Tacutu.

Trabalhos desenvolvidos por Evangelista et al. (2008 e 2011) mostram ainda diferenças na concentração de chuvas nas diferentes regiões do estado. De forma geral, a concentração de chuvas, segundo esses autores, segue o mesmo padrão de totais anuais, quando se observa uma redução das chuvas no sentido sudoeste – nordeste do estado, e de oeste a leste, quando observado a área drenada pela bacia do alto rio Branco.

Assim, à medida que se desloca no sentido sudoeste – nordeste do estado, e sentido oeste - leste da bacia, há um aumento da concentração de chuvas durante os meses de solstício de verão (abril-setembro). Desta forma, a concentração de chuvas durante o período da estação úmida (entre abril e setembro) é de aproximadamente 60% dos totais anuais no extremo oeste da bacia, na região do rio Parima, mostrando considerável estabilidade da pluviosidade ao longo do ano nas áreas associadas ao tipo climático “Af” (Figuras 3.10 e 3.12).

Essa condição se altera gradualmente à medida que se desloca para a porção leste da bacia (Figura 3.12), chegando a sua condição extrema de concentração de chuvas nas áreas de clima do tipo “Aw” (Figura 3.10), alcançando a marca de 88% dos totais anuais precipitados ao longo da estação chuvosa no interior do município de Bonfim, localizado na fronteira de Roraima com a Guiana.

As diferenças pluviométricas que dão origem aos tipos climáticos da bacia do alto rio Branco se devem a atuação das massas Equatorial Continental (MEC), Equatorial Atlântico Norte (MEAN) (Figura 3.12) e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), além da influência do relevo e vegetação (NIMER, 1989; BARBOSA, 1997; MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007; EVANGELISTA et al., 2008 e 2011). Os condicionantes acima citados apresentam uma influência variável e dependem de maneira importante também de sua posição geográfica.

Neste sentido, Evangelista et al. (2008) destacam que as áreas de Roraima situadas mais próximas a Amazônia Ocidental sofrem uma maior influência da MEC, apresentando volumes de chuvas mais elevados e menor concentração no solstício de

verão. É o caso das áreas posicionadas a sudoeste, oeste e sul do estado, ou basicamente na porção ocidental da bacia.

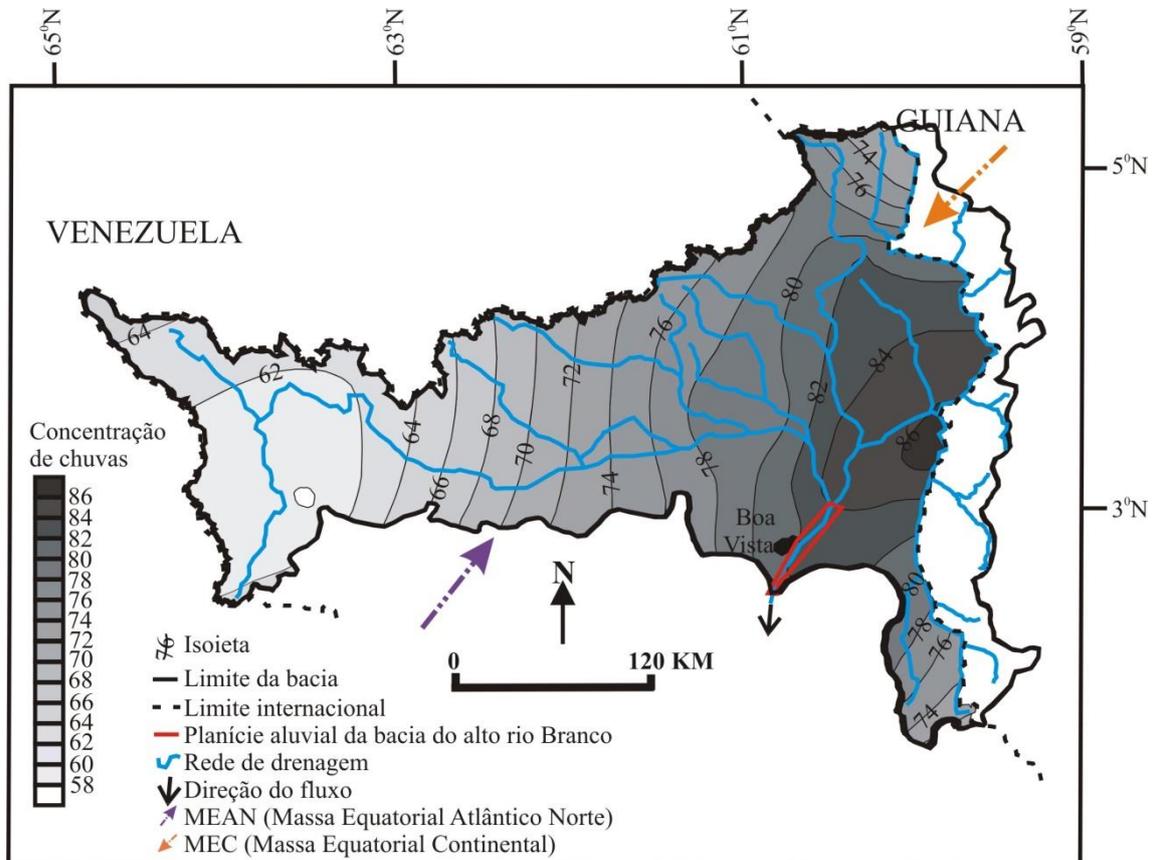


Figura 3.12: Percentual de concentração dos totais anuais de chuvas durante a estação chuvosa (abril e setembro)

Seguindo para o nordeste do estado, na porção oriental da bacia do alto rio Branco, torna-se menos significativa a influência da MEC, especialmente durante o solstício de inverno, na estação seca.

Em sentido contrário da MEC atua a MEAN. Tal massa de ar tem sua origem no Anticiclone dos Açores, a qual localiza-se no Atlântico Norte.

Com o deslocamento do eixo de insolação máximo do sol em direção ao Hemisfério Sul, o Anticiclone dos Açores fica mais próximo ao Equador, determinando assim um maior fluxo de ar dessa massa sobre o nordeste da América do Sul (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Esta condição determina o avanço dos ventos alísios para dentro da Guiana e Roraima, utilizando-se de um corredor de baixa topografia entre o nordeste de Roraima e o litoral guianense, tendo maior influência e avanço mais significativo entre os meses de

novembro e março, provocando a dissipação da umidade do ar e o prolongamento da estação seca (Figura 3.12).

Assim, de forma simplificada, durante a estação chuvosa (abril a setembro) a MEC e a ZCIT atuam com força em toda a área da bacia e sob todos os domínios climáticos, tendo o seu ápice entre os meses de maio e agosto.

Durante a estação seca (outubro e março), a atuação da MEC se apresenta menos influente nas parcelas centro-nordeste do estado (parte oriental da bacia). Nas áreas de clima tipo “Aw”, durante o solstício de inverno, devido a maior atuação dos ventos alísios nesta região, tornam os avanços da MEC rarefeitos, promovendo baixas precipitações pluviométricas entre os meses de dezembro e março (NIMER, 1989; BARBOSA, 1997; MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007; EVANGELISTA et al., 2008 e 2011).

A desigualdade nos volumes precipitados nas diferentes áreas da bacia do alto rio Branco pode ser avaliada ainda pelo número médio de dias com chuva no ano. Barbosa (1997) mapeou os dias precipitados ao longo do ano e verificou que tal distribuição segue os mesmos padrões dos totais anuais de pluviosidade e de concentração de chuva, sendo que os maiores valores ocorrem na porção sudoeste do estado e decrescem no sentido nordeste, apresentando seus menores indicativos na fronteira entre Roraima e Guiana (BARBOSA, 1997; EVANGELISTA et al., 2008 e 2011).

Desta forma, a parcela ocidental da bacia apresenta a área com a maior média de dias precipitados ao longo do ano, com valores próximos de 190 dias, chegando a uma média de 52% de dias com chuva (Figura 3.13). Os dias de precipitação vão diminuindo em direção a parte oriental da bacia, chegando a marcas próximas de 100 dias com pluviosidade no ano (Figura 3.13).

Contudo, mesmo que na média ocorra chuvas a cada a quatro dias (27,3% de dias precipitados no ano), sendo considerado um bom volume de dias com chuvas, estes eventos, por sua vez, estão concentrados principalmente entre os meses de maio e julho, onde é comum a ocorrência de precipitação em quase todos os dias.

Tal questão é enfatizada por Evangelista et al. (2008 e 2011) (Figura 3.12), quando destaca a forte concentração de chuvas na região próxima as cidades de Bonfim-RR e Lethem-Guiana, onde entre 86 a 88% das chuvas do ano hidrológico ocorrem entre abril e setembro, que correspondem a estação chuvosa, a qual ocorre nos meses de solstício de verão.

O outro período (outubro a março) é caracterizado por uma longa estiagem, resultando em forte déficit hídrico na porção Oriental da bacia do alto rio Branco, com

exceção o extremo norte e sudeste desta região (Figura 3.13), que apresentam melhor volume e distribuição de chuvas.

O reflexo do número de dias precipitados e da concentração de chuvas na bacia do alto rio Branco se reflete na cobertura vegetal da bacia. Neste sentido, Evangelista et al. (2008) relacionam a concentração de chuvas na estação úmida com a ocorrência de vegetações abertas e fechadas. Estes autores observam que a ocorrência de vegetação do tipo savana está restrita as áreas com maior concentração de chuvas. Tal condição pode ser observada na Figura 3.14, quando a maior parte da precipitação anual se concentra no intervalo de abril a setembro.

A presença de um domínio aberto nesta Região pode ser explicada pelo fato de vegetações florestadas dependerem de uma melhor distribuição das chuvas durante o ano hidrológico.

No restante do Estado há o predomínio de florestas, onde a geomorfologia passa a ser um fator que se impõe no estabelecimento dos domínios vegetais. Por exemplo, a localização das Florestas Ombrófilas Montanas no Norte do Estado no Planalto do Interflúvio Amazonas-Orinoco, e Campinarana Florestada na área coberta pelo domínio da Depressão Rio Branco-Rio Negro, área localizada no baixo rio Branco.

3.2. ASPECTOS FÍSICOS LOCAIS (PLANÍCIE ALUVIAL)

A área de estudo compreende a planície aluvial do alto rio Branco, abrangendo a região da confluência dos rios Uraricoera e Tacutu (Figura 1.1., Parte 1.) até as proximidades da Serra Grande, apresentando uma extensão de aproximada de 67km.

No trecho estudado, o rio Branco é caracterizado como um canal fluvial de baixa sinuosidade, com um índice de 1,07. A planície aluvial, nesta área, apresenta uma largura que varia entre 2,9 a 3,8km (Figura 3.15).

Em seu trecho inferior, as bacias do Tacutu e Uraricoera também desenvolveram planícies de inundação proporcionais (considerando a relação largura do canal/planície aluvial), com destaque ao rio Uraricoera, o principal formador (considerando a área drenada e descarga líquida) do rio Branco.

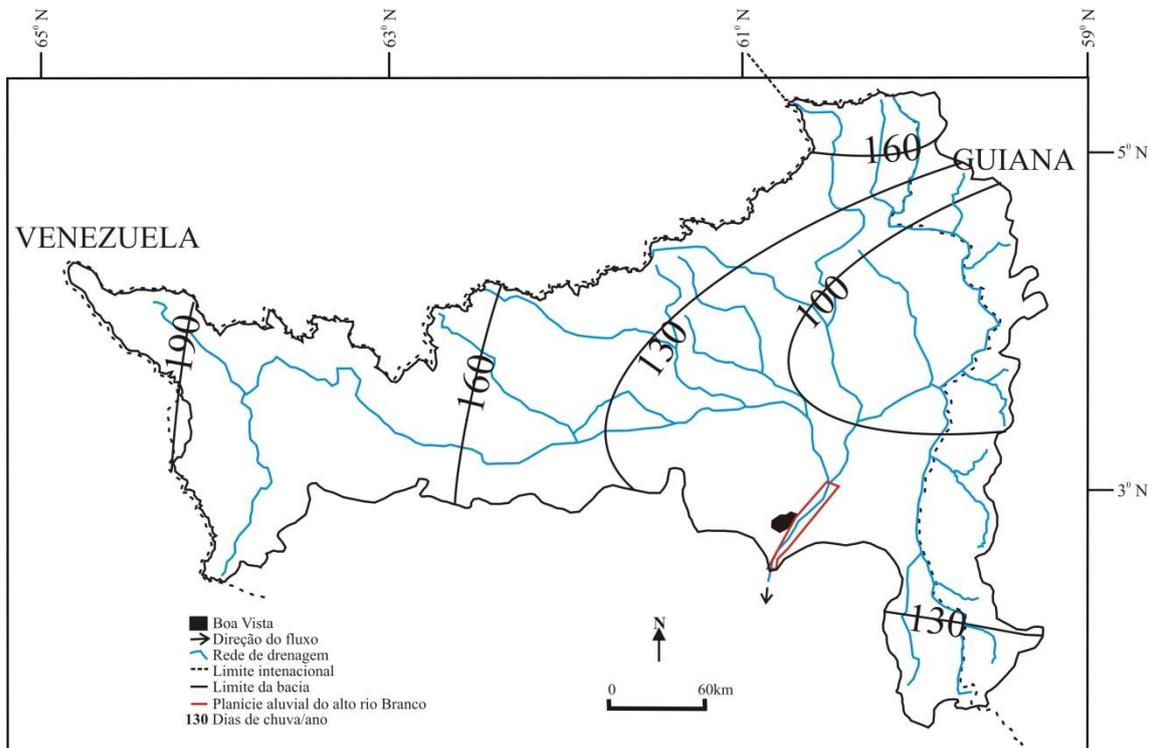


Figura 3.13: Dias de chuva por ano na bacia do alto rio Branco (Adaptado de Barbosa, 1997)

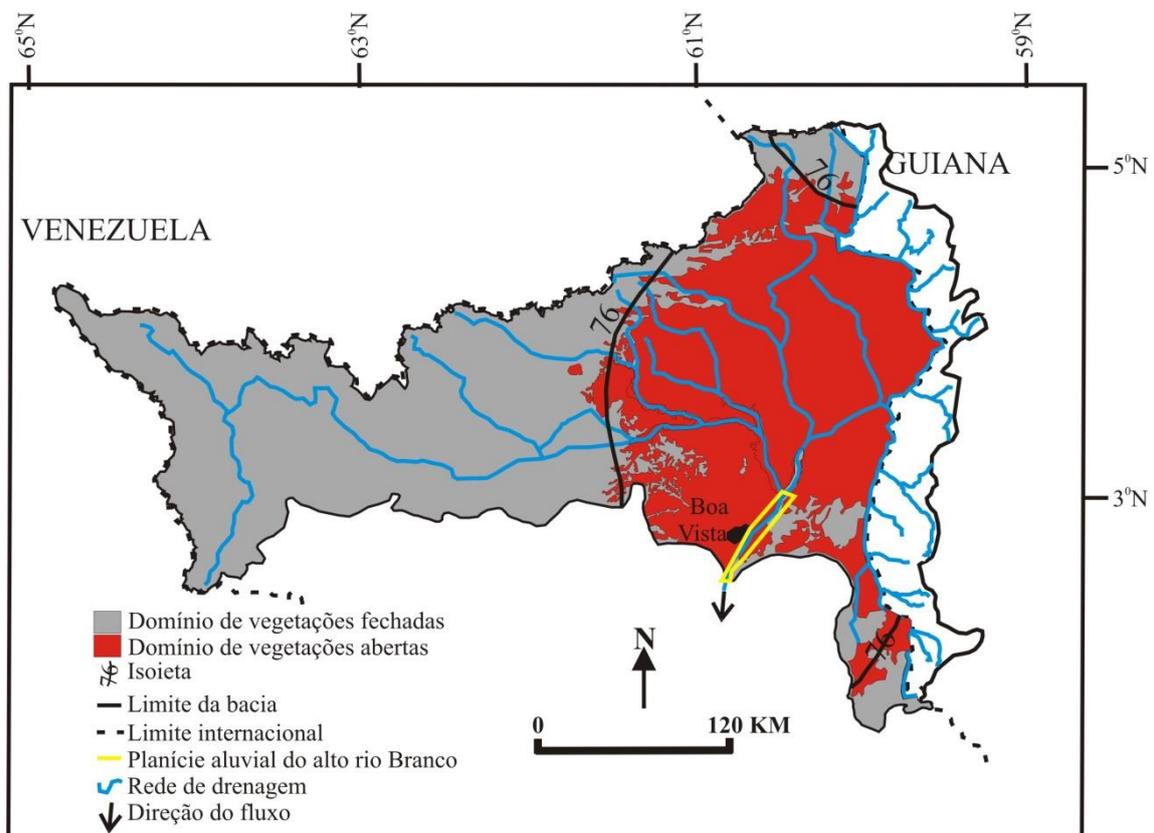


Figura 3.14: Relação entre domínio de vegetações abertas e fechadas e o total da pluviosidade anual concentrada durante a estação chuvosa (Abril – Setembro)

Apesar disso, o canal do rio Branco, que segue atualmente uma trajetória NE-SW, se apresenta como sendo uma extensão do baixo curso dos rios Tacutu e Maú, percorrendo uma distancia aproximada de 220km (Figura 3.16), seguindo a trajetória imposta pelo gráben do Tacutu (Figuras 3.15, 3.16 e 3.17).

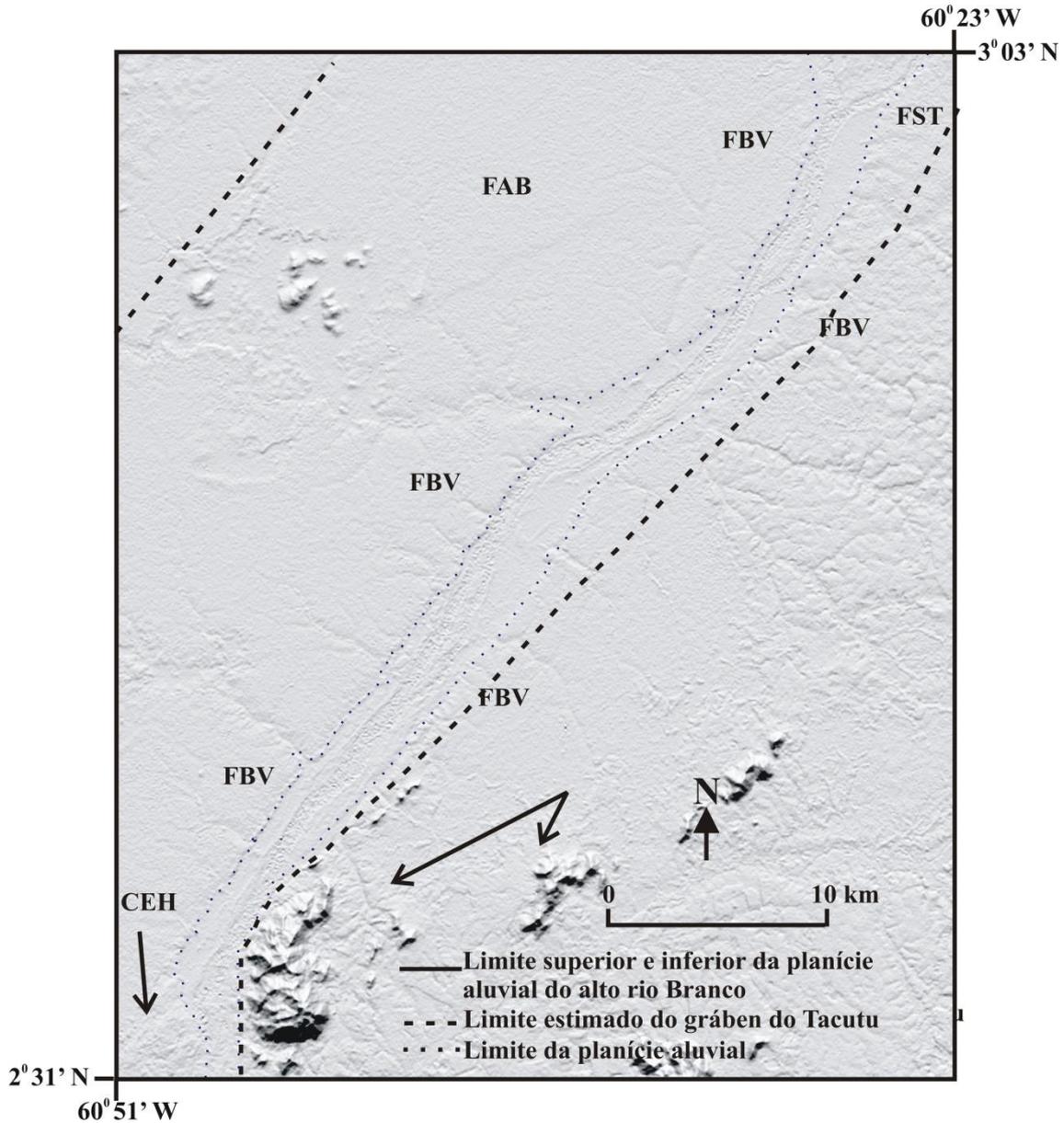


Figura 3.15: Imagem SRTM mostrando a geomorfologia da região da planície do alto rio Branco. A planície aluvial do alto rio Branco compreende a área rebaixada no sentido nordeste (parte superior à direita) a sudoeste (parte inferior a direita), seguindo paralelo ao limite oriental do gráben do Tacutu. A planície aluvial é limitada predominantemente por áreas planas, formadas, em sua maior parte, por terraços associados à Formação Boa Vista (FBV), Formação Serra do Tucano (FST) no contato extremo nordeste. No seu trecho inferior planície aluvial é espremida por Coberturas Eólicas Holocênicas (CEH) e pela Suíte Intrusiva Mucajaí (SIM). Marginais a tais estruturas destacam-se afloramentos da Formação Apoteri (AP) e a Formação Areias Brancas (FAB)



Figura 3.16: Imagem SRTM mostrando uma visão geral da bacia do alto e médio rio Branco, até a região das corredeiras do Bem Querer, localizadas a aproximadamente 70km da área de estudo. Compreende ainda os trechos inferiores dos rios Uraricoera, Tacutu e Mucajaí, onde os dois primeiros são os grandes formadores do sistema do alto rio Branco. Note-se que a parcela inferior da área ilustrada apresenta relevo um pouco mais acidentado. Na parte média da figura ao lado da planície aluvial está posicionada a Serra Grande (Suíte Intrusiva Mucajaí), que representa o limite inferior da área de estudo. Já, Ladeando a planície aluvial do alto rio Branco (parte intermediária da imagem), observam-se a predominância de terrenos planos da formação Boa Vista. Pode-se notar ainda certo alinhamento do rio Branco com o rio Tacutu, onde ambos têm sua planície aluvial instalada no gráben do Tacutu

O limite inferior desse lineamento do canal do rio Branco ocorre junto à Serra Grande. Neste local a planície aluvial do alto rio Branco sofre um estrangulamento e o canal passa a fluir em direção Sul (Figura 3.16). Este local é reconhecido como limite meridional do gráben do Tacutu (BERRANG'E e DEARNLEY, 1975; SANTOS, 1984; EIRAS e KINOSHITA, 1990; REIS et al., 2003; Silva et al., 2003; SILVA e PORSANI, 2006; REIS et al., 2006; AZEVEDO, 2009; COSTA e FALCÃO, 2011; NASCIMENTO et al., 2012).

A área do alto rio Branco, alvo do projeto, compreende a porção ocidental da região do gráben do Tacutu.

O processo evolutivo dessa bacia sedimentar foi bastante complexo e, segundo Costa e Falcão (2011), condicionado-se a sucessivos eventos climáticos e neotectônicos ocorridos na região durante o final do Paleógeno e Neógeno.

Assim, o hemigráben foi implantado em uma zona de reativação do Cinturão Guiana Central, onde a dinâmica e a evolução das formas de relevo e dos aspectos morfoestruturais estão condicionadas ao resultado de sucessivos estágios de reativação (Figura 3.17).

Estudos desenvolvidos junto o domínio do Gráben Tacutu indicam que ao final do Cretáceo, mudanças topográficas resultantes processos de evolução dessa estrutura foram responsáveis pelo realinhamento da drenagem do alto Rio Branco, de modo que esta passou a fluir rumo ao norte, para o Rio Berbice e o Mar do Caribe, seguindo a borda da Fossa Tacutu (SCHAEFER e VALE JÚNIOR, 1997).

Tal sistema, denominado de Proto-Berbice, com suas cabeceiras meridionais posicionadas em uma antiga cadeia de montanhas, representada, hoje, pelas Serra de Parima, Demini, Apiaú, Mucajaí, Mocidade, Grande, Lua, Anauá e Acaraí, drenou em direção ao norte até o fim do Paleógeno, ou início do Holoceno o sistema do alto rio Branco (bacias do Tacutu, Uraricoera e o rio Mucajaí), resultando no acúmulo de 4.900 metros de sedimentos, levando à formação dos conjuntos Tucano e Tacutu (SCHAEFER e VALE JÚNIOR, 1997, FALCÃO, 2007; COSTA e FALCÃO, 2011). Após este período, o sistema do alto rio Branco teve seu fluxo capturado, passando a fluir em direção Sul, abastecendo então a descarga do rio Negro (SCHAEFER e VALE JÚNIOR, 1997; COSTA e FALCÃO, 2011).

O sistema fluvial do alto rio Branco apresenta um forte controle estrutural (Figura 3.17). Evidências de atividades morfotectônicas junto ao sistema do alto rio Branco e áreas adjacentes têm sido relatadas por vários autores que descreveram alinhamentos dos

rios, rifteamento e captura, indicando movimentos transcorrentes e sistemas de falhas que afetaram a estrutura do referido sistema (REIS et al., 2003; SILVA e PORSANI, 2006; REIS et al, 2006; FALCÃO, 2007; COSTA e FALCÃO, 2011; NASCIMENTO et. al., 2012).

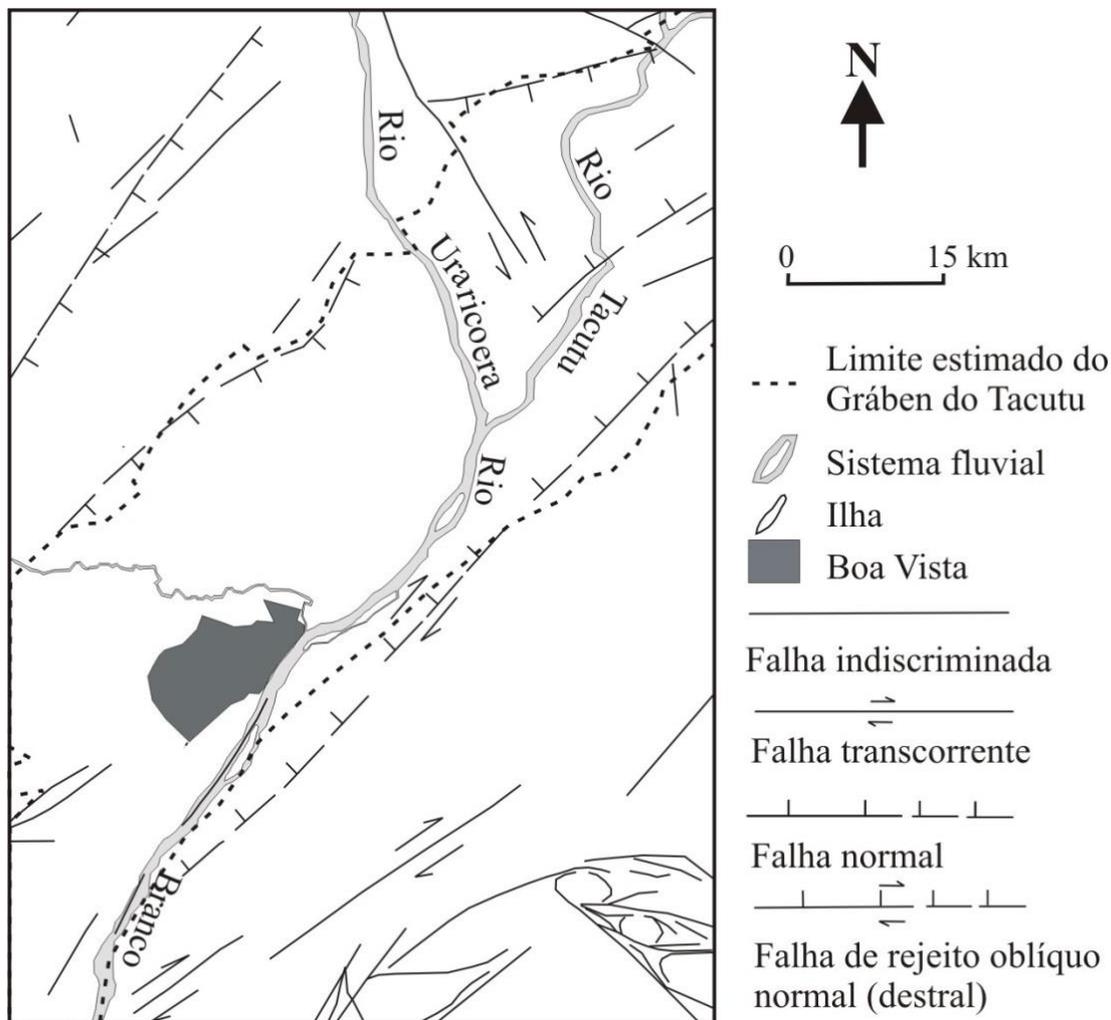


Figura 3.17: Características estruturais principais da região do alto rio Branco e trechos inferiores dos rios Uraricoera e Tacutu. Mostra estruturas de falhas da região em estudo a partir do Mapa Geológico do Estado de Roraima (IBGE, 2005a) com a inclusão do limite aproximado do gráben do Tacutu (REIS et al., 2003; SILVA e PORSANI, 2006; FALCÃO, 2007; COSTA e FALCÃO, 2011; NASCIMENTO et. al., 2012)

Consoante Costa e Falcão (2011), a drenagem regional, assim como o sistema de falhas, são caracterizados por duas orientações preferenciais, uma escoando de NE para SW, onde se inclui o hemigráben, e outra no sentido NW – SE, sendo que estas desagüam no rio Branco (a exemplo do rio Uraricoera).

Tal posicionamento foi mostrado anteriormente em trabalhos desenvolvidos por Costa et al. (1996), que apresentam as estruturas neotectônicas da Amazônia e Roraima, assim como Costa e Costa (1996), que destacam o quadro neotectônico da região nordeste de Roraima.

Outra característica especial enfatizada por Costa e Falcão (2011) é o rio Tacutu, que escoar de sul para norte e posteriormente é capturado pelo hemigráben e passa a escoar de NE para SW. Estes autores ressaltam ainda, no que se refere ao padrão retangular (predominante na área de estudo), percebe-se o aspecto ortogonal característico desse padrão, consequência da influência exercida por falhas e pelo sistema de juntas.

Observando a estrutura do sistema fluvial do alto rio Branco, baixo Uraricoera e do baixo Tacutu, até o limite entre Brasil e Guiana, pode ser observado a importante influência de controles estruturais na rede de drenagem.

Além de controles principais nos sentidos NE – SW e NW - SE (COSTA e COSTA, 1996; COSTA et al., 1996; REIS et al., 2003; SILVA e PORSANI, 2006; REIS et al., 2006; FALCÃO, 2007; COSTA e FALCÃO, 2011), Nascimento et al. (2012) apresentam em maior grau de detalhe os lineamentos estruturais na bacia do alto rio Branco.

É notável que o sistema em estudo está confinado dentro da estrutura do gráben do Tacutu. O alinhamento compreende o baixo Maú, no limite entre Brasil e Guiana, posicionado na borda setentrional do gráben no lado brasileiro; e o sistema do baixo Tacutu, na região da foz do Maú, onde o Tacutu apresenta uma quebra de sua direção de S-W para NE-SW, nas adjacências onde seu sistema é capturado pelo rift (Figura 3.17).

A partir daí, o Tacutu tem seu canal alinhado com a borda setentrional do gráben até as proximidades da foz do rio Surumu, quando cruza quase que transversalmente os domínios do gráben do Tacutu em dois terços de sua largura, seguindo lineamentos estruturais no sentido N – S.

Na sequência, o sistema do Tacutu tem sua rota alterada por outro lineamento estrutural em uma trajetória transversal até a confluência com o rio Uraricoera, onde o sistema do Branco passa fluir quase que paralelamente ao limite meridional do gráben, fluindo assim até a Serra Grande, nas proximidades da foz do rio Mucajaí, limite sudoeste do rift do Tacutu.

Situado sobre duas falhas normais oblíquas que definem basicamente o limite do gráben do Tacutu, o rio Branco tem seu canal posicionado próximo ao limite oriental do gráben (COSTA e COSTA, 1996; REIS et al., 2003; SILVA e PORSANI, 2006; REIS et al., 2006; FALCÃO, 2007; COSTA e FALCÃO, 2011; NASCIMENTO et. al., 2012), fluindo e retrabalhando depósitos aluvionares do Holoceno (IBGE, 2005a), onde leves mudanças na trajetória da planície aluvial e do canal basicamente são respostas a ajustes do sistema a lineamentos estruturais.

O sistema do alto rio Branco apresenta uma evolução geológica bastante complexa, tendo seu sistema ligado à evolução Gráben do Tacutu, região onde está localizado o rio Branco. Neste sentido, o processo de reativação deste Gráben tem afetado profundamente o referido sistema.

Discutindo essa questão, Costa e Falcão (2011), colocam algumas situações que estabeleceram marcos histórico na evolução do rio Branco. Deste modo, destaca-se a sucessão de eventos climáticos e neotectônicos ocorridos na região durante o final do Paleógeno e Quaternário.

Ao final do Cretáceo, teve como destaque, em meio a reativações do Gráben, o realinhamento da drenagem do rio Branco, onde a parte Setentrional da bacia, incluindo as bacias do Uraricoera, Mucajaí e Tacutu, passou a fluir ao Caribe através do rio Berbice (FALCÃO, 2007; COSTA e FALCÃO, 2011).

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. MAPEAMENTO GEOMORFOLÓGICO DA PLANÍCIE ALUVIAL

Esta etapa consistiu no mapeamento das principais feições morfológicas da planície aluvial do alto rio Branco e foi realizada em duas fases. A primeira foi executada através da interpretação de imagens orbitais do tipo Landsat nas bandas 3, 4 e 5 (correspondentes à órbita / ponto 232 – 058, dos anos de 1975 – 2005) - trabalhadas no Spring 5.1.6; imagens de radar na banda C (Projeto RADAM, 1972; escala 1: 200.000 e atual - Sivam) – trabalhadas no software PCI GEOMÁTICA 10.3; cartas topográficas (escalas 1: 100.000 e 1: 25.000); e fotografias aéreas (escala 1: 8.000, 1988; escala 1: 25.000, 1965; e 1:50.000 de 1943) das cenas que compreendem a área de estudo.

Quanto ao mapeamento de processos de erosão e deposição do sistema do alto rio Branco, tal etapa foi realizada através da interpretação de imagens orbitais georeferenciadas do tipo Landsat 5, traçadas com o auxílio do software Quantum GIS 1.8.0 – Lisboa, onde foram obtidas as posições das margens do canal, ilhas e lagos para os períodos entre 1975, 2005 e 2013, em escala aproximada de 1: 20.000.

Por meio deste software foram calculados ainda as respectivas áreas ocupadas pelo canal, ilhas e lagos dentro da planície do alto rio Branco para cada período. Tais informações posteriormente foram cruzadas com dados de erosão levantados em seções de monitoramento de erosão/deposição do sistema do alto rio Branco.

O levantamento de perfis topográficos da planície aluvial do sistema do alto rio Branco foi realizado a partir da interpretação de imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), seguindo a metodologia de Carvalho (2009), onde os traçados foram obtidos com o auxílio do software Envi 4.3. Os perfis da planície foram complementados com dados batimétricos do canal obtidos em etapas de campo e agregados através do programa Corel Draw, versão 11. A somatória destes levantamentos auxiliou na confecção de mapas da geomorfologia atual e da evolução do sistema canal-planície do alto rio Branco.

A caracterização dos depósitos aluviais foi determinada a partir da descrição sedimentológica de perfis das margens do canal do rio Branco, bancos de solapamento e de cortes de áreas de extração de argila na área da planície de inundação.

A interpretação dos depósitos obedeceu aos códigos de nomenclatura e sistematização faciológica preconizados no método de análise descrito por Miall (1996). A determinação granulométrica seguiu técnica em EMBRAPA (1997) e a classificação descrita em Folk e Ward (1957).

4.2. LEVANTAMENTO DA DESCARGA E DA CARGA SEDIMENTAR DOS AFLUENTES DO ALTO RIO BRANCO

Os dados fluvio-sedimentares foram utilizados para entendimento dos volumes de águas e sedimentos ofertados ao rio Branco, sua variação ao longo do ano hidrológico e a origem dos volumes fornecidos.

As estações fluviométricas consideradas foram a Missão Auaris, Uaicás, Fazenda Cajupiranga, Fazenda Passarão, Fazenda Bandeira Branca, Vila Surumu, Maloca do Contão - São João do Cotingo, rio Tacutu – Ponte Normandia, rio Maú, Bonfim, Fazenda Paraíso e Boa Vista.

As estações fluviométricas da Missão Auaris, Uaicás, Fazenda Cajupiranga, e Fazenda Passarão estão localizadas na bacia do Uraricoera, o principal afluente do rio Branco. A estação Fazenda Passarão está situada a 20 km da foz do rio Uraricoera (Figura 1.1). As estações de Fazenda Bandeira Branca, Vila Surumu, Maloca do Contão - São João do Cotingo, rio Maú, Bonfim, rio Tacutu – Ponte Normandia e Fazenda Paraíso estão localizadas na bacia do rio Tacutu, sendo que as últimas três estações posicionam-se no canal do rio Tacutu e as outras restantes em afluentes do baixo Tacutu.

A instalação da estação fluviométrica da Fazenda Paraíso em 2012, a 40km a montante da foz do rio Tacutu (Figura 1.1.) permitiu uma visão mais realista deste sistema e sua contribuição para os débitos do rio Branco.

Os dados de nível e descarga obtidos ao longo do curto histórico de monitoramento foram utilizados para confecção de uma curva chave, a fim de estimar a descarga fluviométrica deste canal ao longo do ano hidrológico.

4.3. MEDIDA DA VELOCIDADE DA CORRENTE E DA VAZÃO (DESCARGA LÍQUIDA)

A descarga e velocidade do fluxo foi obtida intercalando níveis de vazante e cheias, utilizando dois métodos distintos. Na primeira expedição de campo, realizada no primeiro semestre de 2012, ao final da estação seca, a determinação da velocidade média da corrente foi obtida com o emprego de molinete fluviométrico marca JCTM, modelo MLN-7A, considerando os trechos de levantamento batimétrico.

Devido ao fato da velocidade do fluxo variar horizontal e verticalmente no perfil vertical, a velocidade média foi obtida com o seguinte procedimento: A seção transversal foi subdividida em dez subsecções e a velocidade foi mensurada na vertical de cada

subsecção, sendo que o número de pontos de medida dependerá da profundidade, conforme o Quadro 4.1.

Quadro 4.1: Critério para determinação da velocidade média do fluxo conforme a profundidade do canal (LIMA, 2008; MARTINELLI e KRUSCHE, 2004)

Profundidade da subsecção (P)	Profundidade do molinete (% sobre P)	Velocidade média na subsecção obtida pela relação
0,3 a 0,6 m	60	$V_{60\%}$
0,6 a 3,0 m	20 e 80	$0,5(V_{20\%} + V_{80\%})$
3,0 a 6,0 m	20, 60 e 80	$0,25(V_{20\%} + 2V_{60\%} + V_{80\%})$
> 6,0 m	S*, 20, 60, 80, F*	$0,1(V_{S^*} + 3V_{20\%} + 2V_{60\%} + 3V_{80\%}) + V_{F^*}$

S* = molinete submerso a 0,3m abaixo da superfície

F* = molinete submerso a 0,3m acima do fundo

A vazão na primeira expedição foi obtida empregando o método que relaciona área (batimetria)-velocidade. O produto da velocidade média da corrente na subsecção pela área da subsecção correspondeu à vazão média do rio nessa subsecção, conforme a fórmula que se segue:

$$Q_{\text{sub}} = A_{\text{sub}} \cdot V_{\text{msub}} \text{ onde}$$

Q_{sub} = vazão média na subsecção

A_{sub} = área da subsecção

V_{msub} = velocidade média na subsecção

Assim, a vazão do rio Branco nesta etapa foi dada pelo somatório das vazões em cada subsecção da secção transversal ($Q = \sum Q_{\text{sub}}$) e calculada para as seções medidas.

Para as campanhas subsequentes, a velocidade e a descarga foram obtidas utilizando o Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP), também conhecido como Correntômetro Acústico de Efeito Doppler, modelo M9 (este instrumento determina a velocidade do fluxo em perfis verticais). De acordo com o manual da RD Instrumentes (RDI, 2001), o aparelho funciona com base no efeito Doppler, emite uma frequência de onda sonora de 600kHz, a uma velocidade de 1.400-1.570m/s, a qual, ao ser refletida por partículas em suspensão na água e no leito do rio sofre alteração no comprimento de onda, modificando a frequência. O sinal de retorno é usado para estimar o deslocamento relativo do alvo (partículas em suspensão e leito do rio) em relação à fonte (barco). Já que a

velocidade das partículas em suspensão é a mesma do fluxo do rio, obtém-se a velocidade do fluxo.

Os dados obtidos foram processados no programa *WinRiver*, que armazena, processa e exibe os dados registrados pelo ADCP. Os resultados são mostrados instantaneamente pelo *WinRiver*, fornecendo informações das diferentes velocidades nas seções verticais do rio, vazão, vetor do fluxo, temperatura, profundidade, distância entre as margens, área da seção, velocidade relativa do barco, rumo do barco, além de dados que podem ser equacionados para estimar quantidade de sedimentos em suspensão e calcular transporte de sedimentos de fundo (MUELLER, 2002; RDI, 2001; KOSTASCHUK, et al, 2004).

4.4. CARACTERIZAÇÃO HIDROLÓGICA DA BACIA

Para a caracterização hidrológica do sistema do alto rio Branco, foram utilizados dados diários de nível do alto rio Branco, obtidos junto a ANA (Agencia Nacional de Águas e CAER (Companhia de Água e Esgoto de Roraima) (Figura 1.1.). Essas informações foram correlacionadas a dados de nível/descarga levantados em campo a partir de março de 2012.

Além da definição geral da hidrologia da bacia do alto rio Branco os dados levantados serviram para a realização de estudos relacionados a curva de duração do fluxo dos principais cursos fluviais da bacia e para definição do regime de cheias do alto rio Branco.

O cálculo da curva de duração foi baseado em princípios apresentados por Christofolletti (1981). Neste cálculo, os dados diários de descarga são classificados em ordem decrescente e a permanência de cada vazão é expressa como uma porcentagem do tempo em que a vazão considerada é igualada ou superada.

Para a definição do regime de cheias do rio Branco foram utilizados dados limnimétricos fornecidos pela ANA (2014) e a Companhia de Água e Esgoto de RR (CAER) para o fechamento da série 1968-2013. A partir destas informações foram definidas as cotas máximas anuais de cheias do rio Branco na cidade de Boa Vista e os maiores eventos de inundação de toda a série, que serviram posteriormente para a definição do tempo de retorno das duas maiores cheias, utilizando o modelo de Gumbel (Christofolletti, 1981).

4.5. LEVANTAMENTO MORFOLÓGICO DO LEITO FLUVIAL

A caracterização morfológica do leito fluvial foi realizada ao longo de 9 perfis transversais (Figura 4.1) e seguiu o cronograma do Item 7.3. A primeira campanha (primeiro semestre de 2012) foi realizada com o emprego de ecobatímetro digital acoplado a um GPS de precisão, instalados em um barco. Estes equipamentos trabalham acoplados para obtenção de pontos de profundidades georeferenciados, a partir dos quais se obtêm a os perfis batimétricos dos corpos d'água (CARVALHO, 1994; MEURER, 2003). Um GPS convencional também foi utilizado para auxiliar no direcionamento do deslocamento da embarcação, que se deu a uma velocidade constante (cerca de 5km/h).

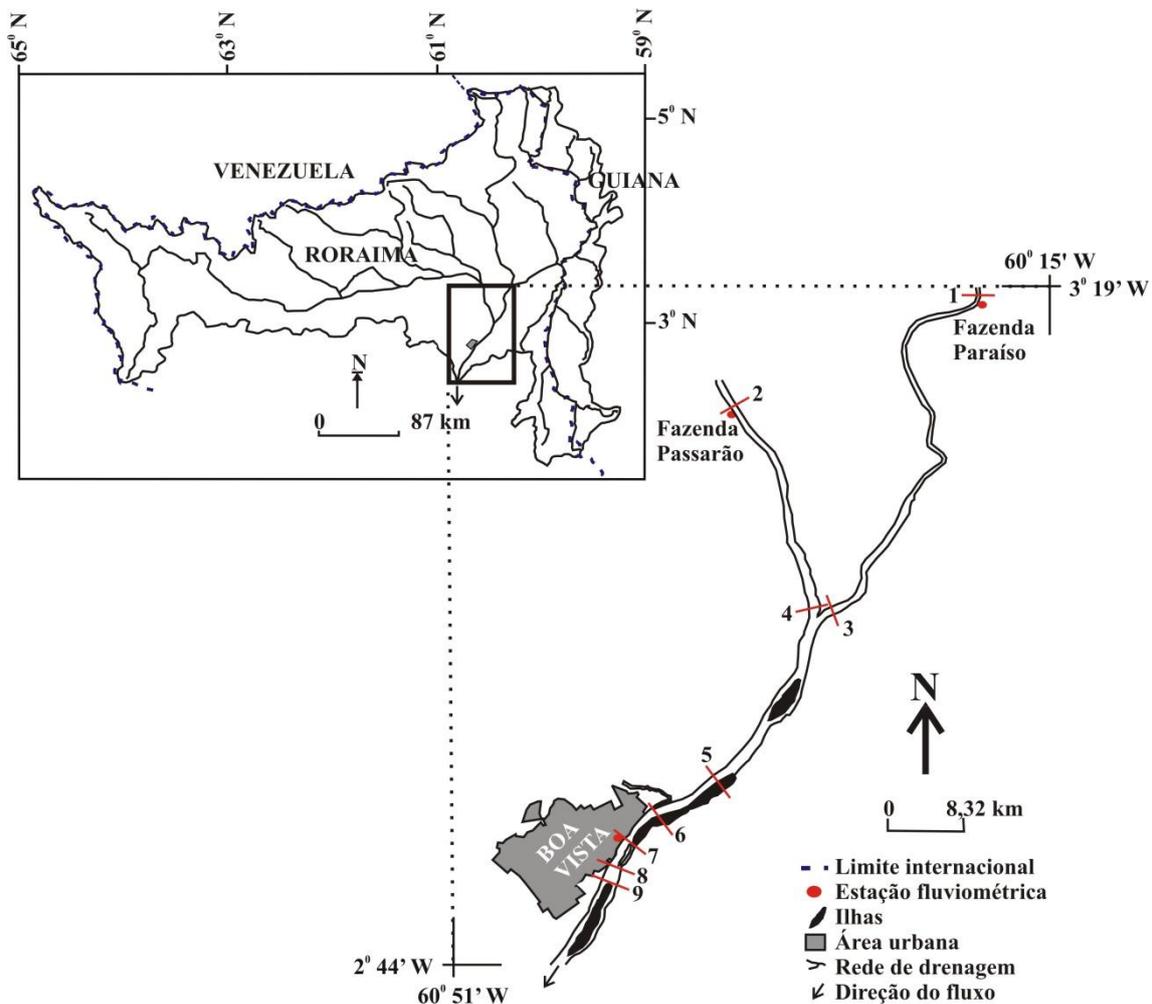


Figura 4.1: Localização dos perfis transversais na área de estudo.

Nas etapas posteriores os dados de batimetria do canal foram mensurados com ADCP modelo M9 (CARVALHO, 2008), já descrito no Item 4.3.

Nos locais onde a navegação é inviável (devido à profundidade), foram realizadas medidas pontuais de profundidade para compor a malha de dados. Para os procedimentos de pós-correção os levantamentos batimétricos foram amarrados planimetricamente ao sistema de coordenadas UTM e datum SAD 69 do IBGE e altimetricamente a Imbituba.

As medidas batimétricas foram realizadas em campanhas diferentes, em períodos de baixa e alta descarga, a fim de observar variações da topografia do leito do canal ao longo do ano hidrológico.

4.6. COLETA E ANÁLISE GRANULOMÉTRICA DOS SEDIMENTOS DE FUNDO

As coletas de sedimentos de fundo foram realizadas por meio de amostrador de fundo tipo van Veen (CARVALHO, 1994) e outro amostrador tubular metálico de 200mm de abertura e 60cm de fundo, que é lançado ao canal ativo do rio, em cinco pontos situados ao longo de cada perfil transversal, compreendendo o ponto central, intermediários ao centro e margem e nas proximidades da borda do canal.

A análise granulométrica foi realizada através do método de peneiramento e pesagem, visando separar e quantificar as frações de seixo, grânulo, areia grossa, areia média, areia fina e areia muito fina (CARVALHO, 1994). As frações silte e argila foram separadas e quantificadas como uma só classe, e assim denominadas de sedimentos extremamente finos.

Os resultados demonstraram o calibre médio dos materiais transportados, a disposição granulométrica ao longo do perfil transversal e eventuais diferenças da carga de fundo entre os períodos de vazante e cheia.

4.7. QUANTIFICAÇÃO DE SEDIMENTOS EM SUSPENSÃO

Para determinação da concentração de sedimentos em suspensão, amostras de água foram coletadas com auxílio de garrafa de Van Dorn e do amostrador modelo DH-49. Essas amostras foram colhidas durante as etapas de levantamento da descarga nos rios Tacutu, Uraricoera e Branco, usando os mesmos procedimentos e critérios empregados na definição dos pontos de medida da velocidade da corrente (Item 6.2).

Nas etapas posteriores, devido às limitações de uso da garrafa de Van Dorn para fluxos correntes, a amostragem do sedimento em suspensão foi obtida com o emprego do amostrador modelo DH-49, manuseado com o auxílio de um guincho fluviométrico.

Este tipo de procedimento é denominado de amostragem por integração vertical que, segundo Carvalho et al. (2000), com o início da amostragem a mistura água-sedimento é acumulada continuamente no recipiente e o amostrador se move verticalmente em uma velocidade de trânsito constante entre a superfície e um ponto a poucos centímetros acima do leito, entrando a mistura numa velocidade quase igual à

velocidade instantânea da corrente em cada ponto na vertical. Tal método é conhecido como IVT, Igual Velocidade de Trânsito (do inglês, ETR, equal transit rate).

Normalmente, o amostrador não deve tocar o leito para não correr o risco de coletar sedimento de arrasto. Devido ao bico do amostrador ficar um pouco acima do fundo, há uma zona não amostrada de alguns centímetros de profundidade logo acima do leito do canal.

A quantificação dos sedimentos em suspensão foi realizada utilizando sistema de filtração a vácuo e filtros de membrana de celulose com porosidade de $0,45\mu\text{m}$. A técnica consiste em secar em estufa por cerca de 2 horas e pesar os filtros em balança analítica antes da filtração.

Após a filtração de um volume conhecido de amostra de água do rio os filtros são pesados novamente, depois da secagem. A diferença de massa dos filtros depois e antes da filtração corresponde à massa de sedimentos em suspensão e sua concentração é obtida dividindo essa massa pelo volume de água filtrado, conforme expressa a fórmula seguinte (CARVALHO, 1994):

$C_{SS} = (MF_{\text{final}} - MF_{\text{inicial}}) \cdot V_a$, onde:

C_{SS} = concentração de sedimentos em suspensão (mg/l)

MF_{final} = massa do filtro depois da filtração da amostra e secagem (mg)

MF_{inicial} = massa do filtro antes da filtração em miligramas (mg)

V_a = volume de água da amostra

Os resultados obtidos pontualmente foram utilizados para construção de perfis com isovalores da concentração de sedimentos em suspensão, empregando a técnica de krigagem, o que possibilitou a visualização da distribuição dos sedimentos ao longo da seção transversal.

4.8. QUANTIFICAÇÃO DE PROCESSOS EROSIVOS NAS MARGENS DO CANAL

A quantificação de processos erosivos atuais foi realizada através da instalação de pinos de erosão nas margens do canal (GUERRA e CUNHA, 1996). Os pinos foram confeccionados a partir de barras de ferro (vergalhão) com cerca de 1 metro de comprimento, devidamente identificados e cravados cerca de 3/4 do comprimento nos barrancos marginais do canal. O acompanhamento do processo erosivo foi realizado em períodos que antecederam e precederam a ocorrência das cheias do rio Branco.

O início do monitoramento das margens do rio Branco teve início em 2010, quando, em cooperação com a Prefeitura Municipal de Boa Vista, foram instalados cerca de 30 pinos de erosão em barrancos do rio Branco, no trecho a ser estudado, tendo como critério de locação de instalação diferenças de textura do material e grau de exposição do barranco. Em 2012, a malha de pinos instalados foi ampliada, ficando estes distribuídos ao longo da maior parte do sistema do alto rio Branco

4.9. DETERMINAÇÃO DA DESCARGA SÓLIDA EM SUSPENSÃO

A descarga sólida em suspensão foi obtida pelo produto da concentração média de sedimentos na secção transversal por meio vazão média do rio no momento da medição, e os cálculos foram realizados para os três períodos de estudo. Para tanto, empregou-se a seguinte fórmula (CARVALHO, 1994):

$$Q_{ss} = 0,0864.Q.C_{ss}, \text{ onde:}$$

Q_{ss} = descarga sólida em suspensão média em t/dia;

Q = vazão ou descarga líquida média em m^3/s

C_{ss} = concentração média de sedimentos em suspensão em mg/l.

5. RESULTADOS

5.1. GEOMORFOLOGIA DA PLANÍCIE ALUVIAL

Ao longo de seus quase 70km, o rio Branco (no trecho estudado) apresenta um talvegue com profundidade média de 4,9m, baixa sinuosidade (1,03) e declividade média da linha d'água de 10,6cm/km. Sua relação largura/profundidade (L/P) é de

aproximadamente 130 vezes em trechos não sinuosos, reduzindo a valores próximos a 100 vezes em trechos sinuosos.

Em trechos de canais múltiplos o canal principal apresenta L/P variando entre 50 a 100 vezes. Os canais secundários, nos trechos das ilhas centrais apresenta L/P que varia entre 40 a 60 vezes, e os canais relacionados às ilhas laterais tem L/P entre 3 e 25 vezes, sendo os menores valores associados às ilhas em processo de anexação à planície de inundação.

Abastecido por sedimentos erodidos do Escudo das Guianas, o sistema do alto rio Branco, neste trecho, possui uma planície aluvial estreita, com uma largura que varia de pouco mais de 2,5km (trecho limítrofe inferior) a praticamente 4km, quando, no trecho inferior do rio Branco, a planície aluvial supera 10km de largura. A planície aluvial do sistema do alto rio Branco é apresentada na Figura 5.1.

Contatos fronteiraços com a planície aluvial do sistema do alto rio Branco – Compreende áreas de domínio das Formações Boa Vista e da Serra do Tucano, a Suíte Intrusiva Mucajaí e Coberturas Eólicas Holocênicas (Figura 5.1) (IBGE, 2004; CPRM, 2004).

O conjunto de Formações Boa Vista e Serra do Tucano fazem limite com 87,5% do perímetro da planície aluvial e possuem altitudes entre 75 a 85m. Dominando a totalidade das parcelas superior e intermediária, assim como a parte à montante do trecho inferior, ambas as formações são caracterizadas por terraços situados no limite com a planície aluvial e apresentam desníveis que variam entre 14 e 20 metros em relação ao nível médio de vazante do rio Branco.

No geral, o IBGE (2005) classifica essas formações como formas de relevos tabulares e rampas suavemente inclinadas, resultantes da instauração de processos de dissecação, atuando sobre as superfícies de aplainamento.

O desnível médio entre os terrenos aluvionares distais (ao canal) da planície aluvial e seus terraços circundantes, especialmente nos domínios das Formações Boa Vista e Serra do Tucano, atinge oito metros. Estes são representados geralmente por fortes quebras na topografia, e dão a real noção do limite da planície.

Contudo, nos contatos com a Suíte Intrusiva Mucajaí (trecho sudeste) e com Coberturas Eólicas Holocênicas (trecho sudoeste inferior), tal desnível é bem mais exagerado, sendo que nos depósitos eólicos supera 20m em relação à planície, e na Suíte Intrusiva Mucajaí, vai além das centenas de metros (Figura 5.1.).

A Suíte Intrusiva Mucajaí localiza-se no contato extremo sudeste da planície aluvial, compreendendo 9,1% do perímetro da planície aluvial. Este contato também representa a borda sudeste do gráben do Tacutu, que tem seu limite inferior situado na região do baixo rio Mucajaí, a aproximadamente 9km da área de estudo (Figura 3.15, Item 3).

De acordo com Hahn et al. (2012), se sobressaindo em meio a uma superfície de aplainamento, o afloramento da Suíte Intrusiva Mucajaí, denominado localmente por Serra Grande, é reconhecido com um relevo residual bastante dissecado que aflora no leito do rio Branco a uma altitude aproximada de 59m (a.n.m.), e se eleva para altitudes em torno de 900 m no topo da serra.

Essa formação geológica, em conjunto com as Coberturas Eólicas Holocênicas, atua no estrangulamento da planície aluvial, passando de uma largura de aproximadamente 4km em trechos montantes adjacentes para pouco mais de 2km no setor ligado a esses dois pacotes geológicos.

As Coberturas Eólicas Holocênicas representam o menor contato da região estudada, ocupando 3,4% do perímetro total. Suas altitudes variam de 20 a 60 acima do nível de vazante (80 a 120m a.n.m.) do rio e tem sua gênese relacionada a depósitos da planície aluvial do sistema do alto rio Branco que remontam ao Holoceno.

Atualmente, durante a temporada de ventos alísios (novembro – abril) em sentido NE/SW, no período de vazante do rio Branco, é comum a observação de areia em suspensão no ar, a qual é proveniente das barras fluviais que se depositam na planície aluvial e suas proximidades. De acordo com observações feitas no local, o próprio alinhamento da Serra Grande com a direção dos ventos alísios cria um corredor de concentração de ventos sobre o canal e amplia a atividade eólica sobre a planície aluvial, aumentando a carga de areia suspensa no ar.

Depósitos da planície aluvial do alto rio Branco – Compreende uma série de elementos distribuídos ao longo de sua área de abrangência. A Figura 5.1 apresenta os principais elementos que compõe o sistema do alto rio Branco. Com uma área aproximada de 262km², esse depósito aluvial era ocupado (agosto de 2013) em sua maior parte por depósitos de planície de inundação (60,38%), seguidos pelas áreas tomadas por canais fluviais (28,34%), ilhas (7,70%) e lagos (3,58%) (Tabela 5.1).

Devido ao nível estar mais elevado neste período (agosto de 2013), não foi possível identificar o domínio das barras fluviais, que se apresentavam submersas pelo fluxo do rio.

Apesar de identificados nos trabalhos de descrição de depósitos no sistema do alto rio Branco, os diques não tiveram seus domínios apresentados, pelo fato da dimensão destes depósitos não terem sido contabilizadas.

As planícies de inundação do sistema do alto rio Branco apresentam uma área de 158,29km² (Figura 5.1) e, embora estejam presentes em ambas as margens do rio, se encontram mais desenvolvidas à sua esquerda, com pouco mais de 58% deste domínio. A Figura 5.2 mostra a morfologia e a disposição dos elementos da planície aluvial ao longo de seções transversais no alto rio Branco, produzidas a partir da interpretação de imagens SRTM do ano de 2000.

Tabela 5.1: Características gerais da planície aluvial do sistema do alto rio Branco (Agosto/2013)

Elementos	Área (km²)	Total da área (%)	Posicionados na Margem Direita (%)	Posicionados na Margem esquerda (%)
Planície de inundação	158,29	60,38	41,73	58,27
Canal do rio Branco	73,03	27,86	-	-
Afluentes	1,26	0,48	-	-
Ilhas	20,19	7,70	-	-
Lagos de planície	8,85	3,38	43,41	56,59
Lagos insulares	0,53	0,20	-	-
Planície aluvial	251,51	100	-	-

As áreas da planície aluvial apresentam variações substanciais ao longo da região estudada (Figura 5.2), com destaque ao trecho médio do alto rio Branco. Neste local, que fica nas adjacências da cidade de Boa Vista, encontra-se o local com a maior planície de inundação, com quase três quilômetros de largura (região posicionada entre os perfis “E” e “F”, Figura 5.2), junto à margem esquerda do rio. Este lugar também representa o trecho de maior sinuosidade do rio Branco, concentrando quase a totalidade dos depósitos de várzea à esquerda do rio.

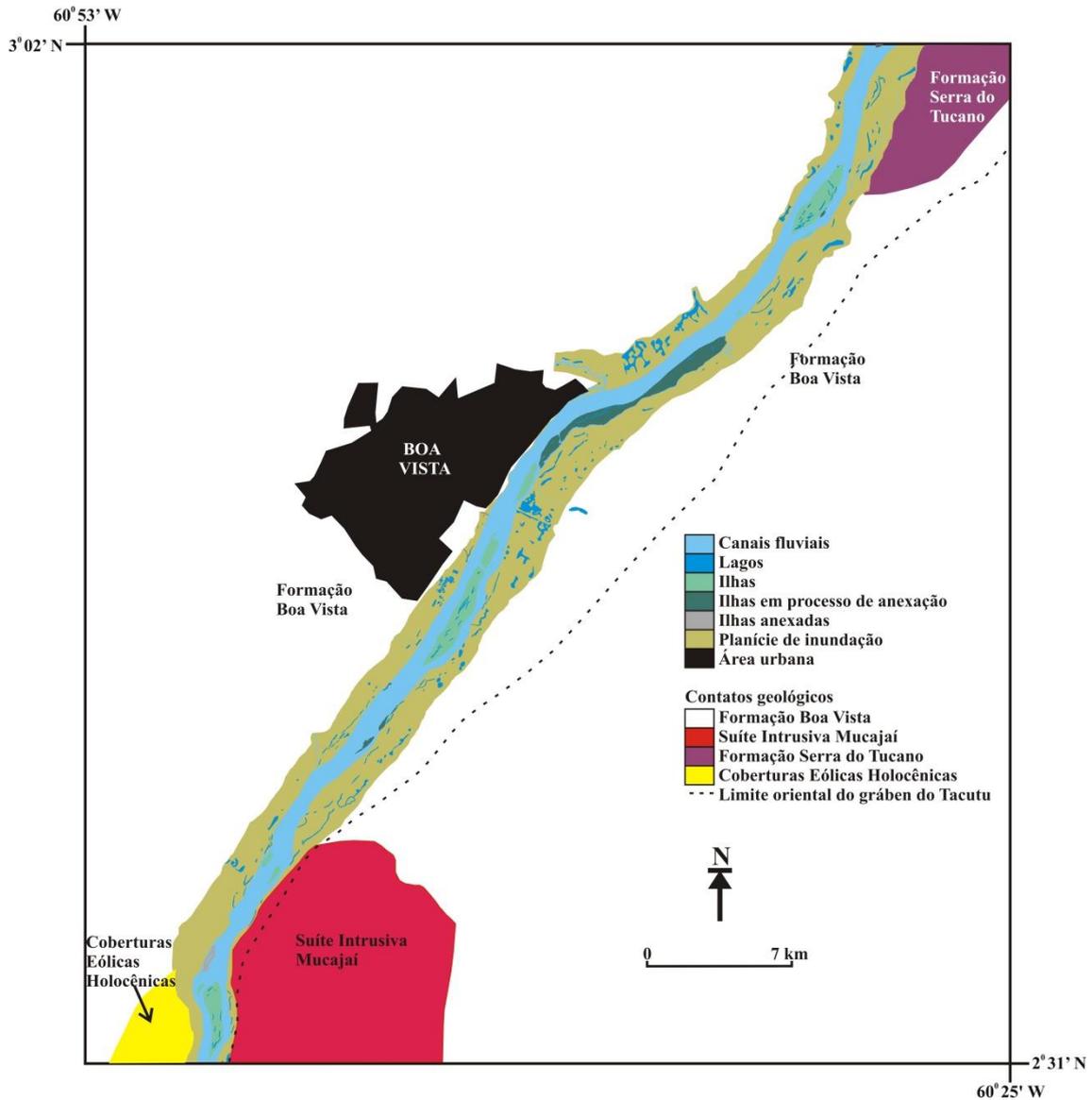


Figura 5.1: Mapa geomorfológico da planície aluvial do alto rio Branco produzido através da interpretação de imagens orbitais do tipo Landsat 5 de 27/08/2013, com o nível do rio Branco a uma cota de 3,48m, (estação fluviométrica de Boa Vista). Apresenta os componentes da planície aluvial durante o período de transição entre as estações chuvosa (abril-setembro) e seca (outubro-março) em 2013. As barras fluviais não são apresentadas devido ao fato do canal estar sob efeito das cheias, estando as suas barras fluviais submersas

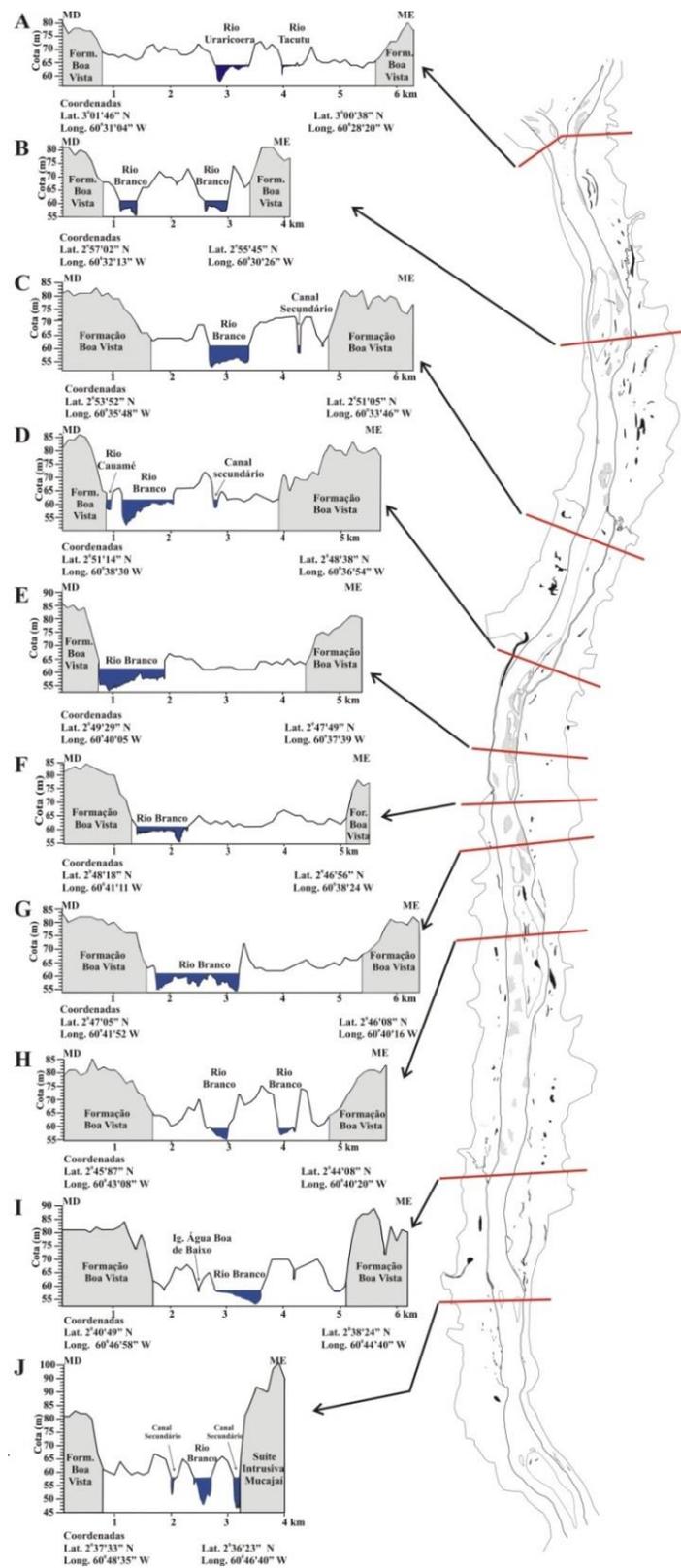


Figura 5.2: Perfis transversais da planície aluvial distribuído ao longo do sistema do alto rio Branco. Os perfis foram gerados a partir de imagem do tipo SRTM do ano de 2000. Note que os perfis são limitados por terraços laterais formados pela Formação Boa Vista. Exceção a isso é a margem direita do perfil “A” (lado direito na imagem) que segundo CPRM (2009) compõe a Formação Serra do Tucano. Já, na margem esquerda da planície aluvial, perfil “J” (lado direito da figura), o ponto de maior altitude comporta provavelmente a extensão do afloramento da Suite Intrusiva Mucajai

Na margem direita do rio Branco, junto à cidade de Boa Vista, os depósitos de planície entre a foz do rio Cauamé e a ponte dos Macuxis são inexistentes (trechos posicionados à jusante do perfil “D” até as proximidades, à montante, do perfil “F”, Figura 5.2). Neste local o canal flui no limite da planície aluvial (limite ocidental) em contato direto com o terraço da Formação Boa Vista.

A Figura 5.3 apresenta a vista panorâmica da cidade de Boa Vista, obtida em sobrevôo realizado em 1925 e compreende o trecho do perfil “E” (Figura 5.2). Nesta figura é observado com destaque o terraço pleistocênico (Formação Boa Vista), de altura média superior a 13m (nível médio de vazante) em contato direto com o rio Branco.

Na metade superior do sistema do alto rio Branco os depósitos de planície são observados em ambas as margens, contudo os depósitos são mais desenvolvidos à margem esquerda do canal (perfis “A” a “C”, Figura 5.2). Já no trecho inferior da área de estudo, o canal passa a desenvolver uma trajetória mais centralizada na planície aluvial (perfis “F” e “I”, Figura 5.2), apresentando depósitos de várzea com largura proporcional em ambas as margens.

Por outro lado, em seu trecho inferior, o canal do rio Branco se apresenta em contato com o limite oriental da planície aluvial (perfil “J”, Figura 5.2), em fronteira com a Suíte Intrusiva Mucajaí (Serra Grande). Neste setor, limitado pelos Depósitos Eólicos do Holoceno e a Suíte Intrusiva Mucajaí, o vale do rio Branco encontra-se encaixado e possui uma largura aproximada de dois quilômetros (perfil “J”).

O contato da planície aluvial com a Suíte Intrusiva Mucajaí marca o limite oriental do Grabén do Tacutu, que tem como seu limite meridional na região da foz do rio Mucajaí, localizado a nove quilômetros à jusante da área de estudo.

Quanto à ocorrência das Coberturas Eólicas Holocênicas, tais litologias estão alinhadas com o tronco principal do sistema do alto rio Branco. A posição dos depósitos em relação aos ventos predominantes na região, que circulam no sentido NE-SW, indicam que estes possivelmente são procedentes de barras fluviais do sistema em análise.

Visita realizada ao setor inferior do sistema do alto rio Branco no período de vazante, o qual marca a estação dos ventos na região, mostra a forte ação dos ventos no transporte de partículas de areia das barras fluviais em direção à região de coberturas eólicas. Exemplos desses tipos de eventos são observados atualmente na região de Santa Cruz de la Sierra - Bolívia, onde o leito arenoso e seco dos rios, expostos durante a estação seca, abastecem campos de dunas na região (MAY e VEIT, 2005; MAY, 2006; MAY, 2013).



Figura 5.3: Vista aérea do terraço sobre o qual está posicionada a cidade de Boa Vista – RR feita em 1925. O terraço é residual à Formação Boa Vista onde e representa o limite da planície aluvial do alto rio Branco (margem direita do rio Branco) e compreende a área entre os perfis “E” e “F” da Figura 5.2 (Fonte: RICE, 1978)

A área ocupada por canais na planície aluvial é de $74,29\text{km}^2$, compreendendo 28,34% da planície. Deste valor, 98,30% ($73,03\text{km}^2$) é representado pelo rio Branco, o qual, ao longo de toda sua extensão, possui 54,86% de trechos compostos por mais de um canal, sendo formados principalmente por cursos divididos por ilhas centrais (46%) e canais laterais (47%).

Quanto aos canais laterais, pode ser dado destaque ao da ilha do Surrão, que fica junto à margem esquerda do rio Branco e tem sua vitalidade afetada pelo processo de anexação do complexo de ilhas do Surrão à margem esquerda do rio.

O percentual restante (sete por cento) é de trechos com pequenas ilhas paralelas que dividem o canal do rio em três. Essa última condição é observada na parte inferior do sistema (Figura 5.1).

Outros componentes importantes dentro do ambiente aluvial são os lagos, ilhas e barras fluviais. O mapeamento da planície aluvial do alto rio Branco em 2013 (período que marca a transição dos estágios de cheia para vazante) (Figura 5.1) mostrou que a superfície dos lagos cobria 3,58% ($9,38\text{km}^2$), enquanto os corpos insulares eram responsáveis por 7,7% ($20,19\text{km}^2$) do trecho aluvial.

Os corpos lacustres se dividem ainda em lagos de planície ou insulares. Os primeiros são a ampla maioria e representam mais de 94% dos lagos mapeados em toda a planície aluvial, sendo que os corpos lacustres insulares representam somente 6% do conjunto mensurado.

As formações lacustres, além de se consolidarem como ambientes de armazenamento de água na planície/ilhas representam estágios da evolução da planície aluvial e são testemunhos de antigas posições do canal no vale. Os lagos possuem formas e tamanhos variados e dependem da região da planície aluvial onde estão inseridos, ao estágio de evolução do ambiente e à sua gênese.

Alguns trabalhos definem os tipos de lagos por zona na planície aluvial (WARD, 1999; MATA et al., 2005; MORAIS et al., 2005; ROCHA, 2010a). No sistema do alto rio Branco é possível observar três categorias principais de lagos, sendo duas relacionadas basicamente à sua posição na planície e uma terceira categoria associada à atividade antrópica. Na Figura 5.4 são apresentados exemplos básicos de lagos observados no sistema do alto rio Branco.

As zonas mais antigas, localizadas nas posições mais distais ao canal, são representadas basicamente por lagos que variam de formatos circulares, semicirculares e irregulares, também reconhecido por Cunha (1995) como lagos de bacia de inundação (Figura 5.4 “A”), situam-se em zonas afetadas somente pelas cheias do rio Branco.

Conforme trabalhos desenvolvidos por Bayer (2010) no rio Araguaia, esses corpos são basicamente produto da atividade de paleomeandros, e a superfície caracteriza-se pela predominância de alinhamento paralelo de cristas e depressões curvas e de escassa profundidade, geradas pela migração da posição dos point bar nas curvas do canal.

Embora apresentem pouca profundidade, esses lagos podem armazenar água na maior parte do ano e, em alguns casos, ser perenes. Por se limitarem a zonas baixas e serem vinculados a áreas de escoamento impedido, a água nestes corpos, após o período de cheias (estação chuvosa), acaba por refletir no nível freático local e tem suas principais perdas associadas a processos de evapotranspiração. Os depósitos sedimentares nesse tipo de ambiente são representados por materiais mais finos (silte e argila), em razão de estarem sob a condição de água parada e pela distância para o canal (fluxo turbulento).

A - Lagos circulares, semi-circulares e irregulares

Lat. 2° 40' 35" N
Long. 60° 43' 26" W



B - Lagos de acreção horizontal

Lat. 2° 57' 39" N
Long. 60° 30' 21" W



C - Lagos de acreção lateral

Lat. 2° 56' 18" N
Long. 60° 31' 25" W



D - Lagos testemunhos de páleo canais

Lat. 2° 40' 22" N
Long. 60° 45' 34" W



E - Lagos artificiais

Lat. 2° 47' 45" N
Long. 60° 39' 23" W



Figura 5.4: Tipos de lagos observados na planície aluvial do sistema do alto rio Branco (Fonte : GeoEye, 2013)

Um segundo tipo de lago encontrado no sistema do alto rio Branco tem sua origem em processos de acreção horizontal (upstreams accretion) (Figura 5.4 “B”). Este tipo de lago, dentro do sistema estudado, tem sido formado basicamente a partir da instalação de uma barra em posição frontal (a montante) a uma ilha. No intervalo entre a ilha e barra se forma um canal onde circula a água (sentido transversal ao canal) fazendo a comunicação entre os canais do rio divididos pelos depósitos de ilhas/barras.

A Figura 5.5 apresenta um lago em uma ilha no setor superior do alto rio Branco (seta vermelha) formado por processo de acreção horizontal. Na mesma figura, no trecho frontal da ilha, é observado um processo de acreção (2004 e 2013), com evidências de antigos lagos formados neste processo de anexação (setas amarelas). As setas amarelas na imagem de 1965 indicam prováveis cicatrizes de antigos lagos, formados em eventos pretéritos.

Por outro lado, a Figura 5.6 indica o estágio inicial de lago formado por acreção horizontal, na parte frontal da ilha de São Lourenço, trecho médio do sistema analisado. Os lagos de acreção lateral são aqueles que tendem ao padrão retilíneo e se formam a partir do transbordamento do rio no período de cheias (MATA et al. 2005), formando depósitos paralelos anexos (Figura 5.4 “C”).

O processo de estabilização de barras centrais (formando posteriormente ilhas) tende a apresentar um padrão romboidal, promovendo a acreção no sentido montante (dando ao depósito), passando a exibir uma morfologia alongada com desenvolvimento posterior de depósitos de acreção lateral (BAYER, 2010).

A formação destes ambientes está associada à desaceleração dos fluxos no contato com a borda do canal e ilhas, promovendo a perda de capacidade de transporte e a acumulação de materiais grosseiros. Assim, a partir da parcela frontal do depósito (voltado a montante) se forma uma cauda deposicional, atuando como um tipo de dique, separando uma faixa de água entre ele e a ilha/planície do restante do canal. Essa faixa de água apresenta um formato alongado e paralelo ao canal que é posteriormente desligado e agregado a superfícies ilha/planície.

A figura 5.7 mostra a evolução de um depósito de acreção lateral com formação de um lago insular. O estágio inicial é de meados de 1965, com a instalação do depósito de acreção lateral à ilha. A imagem de 2002 mostra o depósito já estabilizado, com desenvolvimento vertical e fixação da vegetação, onde a faixa de água ainda se encontra no estágio parapotamon (WARD e STANFORD, 1995). Por último, observamos o atual estágio (2013), onde a faixa de água separada pela fase inicial de acreção é desligada do

canal do rio Branco, concretizando a parte final da formação do lago. À medida que novos processos ocorrem anexos ao local, o lago passa a ficar mais isolado e distante do canal (Figura 5.4, imagem “C”).



Figura 5.5: Lago formado por acreção horizontal. A seta vermelha mostra lago testemunho deste processo de acreção. As setas amarelas apresentam cicatrizes indicando antigos lagos do gênero formados durante as anexações. Imagens utilizadas: 1965 – USAF-1965; 2002 e 2013 – GeoEye, 2013 (Fonte: Acervo de imagens de Carlos Sander e Thiago M. Carvalho, UFRR)



Figura 5.6: Estágio inicial de lago formado por processo de acreção horizontal na região frontal da ilha São Lourenço, trecho intermediário do sistema do alto rio Branco. A seta vermelha indica o canal entre a barra fluvial (montante) e a ilha (jusante) (Fonte: GeoEye, 2013)

O quarto tipo de lago são aqueles testemunhos de páleo canais, que geralmente são formados por antigos cursos secundários do rio Branco e paralelos ao canal principal.

A Figura 5.4 “D” mostra lagos originados de páleo canais, localizados na planície de inundação direta do trecho inferior do alto rio Branco. Um provável exemplo de curso fluvial evoluindo para o estágio de lago pode ser observado no trecho intermediário do sistema, nas adjacências da cidade de Boa Vista. Um canal secundário do rio Branco (canal do Surrão), formado a partir da instalação das ilhas do complexo do Surrão, encontra-se atualmente em processo avançado de desligamento.



Figura 5.7: Evolução de processo de acreção lateral e formação de lago. A seta vermelha indica a posição do lago formado. Imagens utilizadas: 1965 – USAF-1965; 2002 e 2013 – GeoEye, 2013 (Fonte: Acervo de imagens de Carlos Sander e Thiago M. Carvalho, UFRR)

Neste sentido, a Figura 5.8 mostra imagens históricas do rio Branco, nas adjacências de Boa Vista, onde é possível observar a evolução das ilhas do complexo do Surrão e do canal secundário do rio Branco (1943 – 1965).

1943



1965



2010

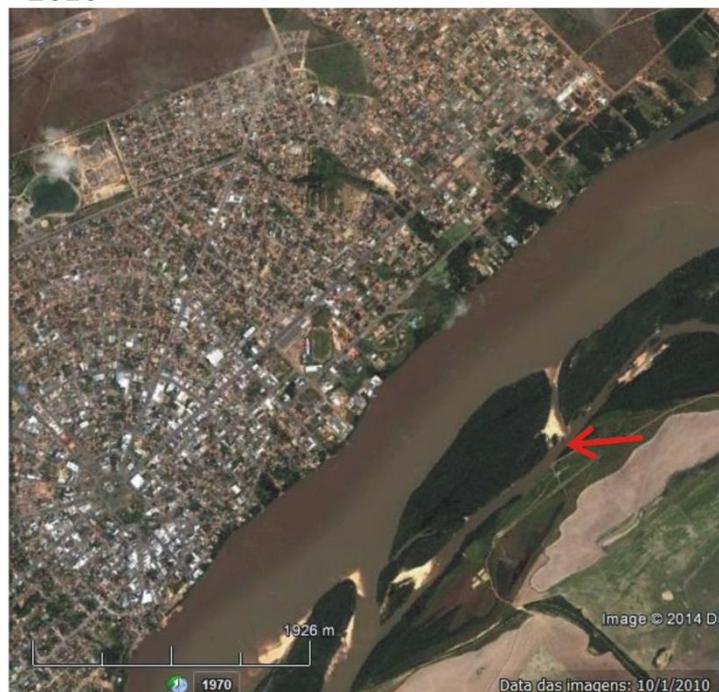


Figura 5.8: Evolução do complexo de ilhas do Surrão. A imagem de 1943 mostra o estágio inicial do complexo de ilhas do Surrão. No período de 1965 mostra um processo crescente de formação e estabilização de barras. A imagem de 2010 o processo avançado de evolução insular e com estreitamento do canal secundário do rio Branco (Fontes)

O período atual (2010) indica o processo avançado de anexação das ilhas do complexo do Surrão, atuando na estagnação do canal marginal.

O último tipo de lago observado é o de origem artificial (Figura 5.4 “E”), o qual tem passado a dominar as paisagens da planície aluvial nos arredores de Boa Vista. Junto à margem esquerda do rio Branco, nas imediações da ponte dos Macuxis, predominam lagos originados da retirada de materiais argilo-siltosos, utilizados para fabricação de materiais cerâmicos.

Em razão deste local apresentar pacotes pelíticos de até nove metros de profundidade (observado a partir da perfuração de poços cacimba), além da proximidade em relação à cidade de Boa Vista, essa área se tornou reserva mineral importante para suprimento da demanda local.

Outro tipo de lago artificial que tem ganhado destaque são aqueles construídos para prática da piscicultura, atividade em franca expansão no estado.

O rio Branco, na área de estudo, é composto por uma variedade de ilhas e barras fluviais, que têm seu máximo de exposição geralmente no mês de abril, período limite da estação seca (Figura 5.1).

Tabela 5.2 Evolução quantitativa dos elementos do canal e da planície de inundação do alto rio Branco

Parâmetro	1965	1975	2005	2012
Numero de Ilhas (> 0,10 km ²)	19	19	20	20
Ilhas menores (< 0,10 km ²)	19	19	35	43
Área total (km ²) ocupadas por ilhas	-	17,90	20,79	-
Área total (km ²) ocupadas por ilhas (> 0,10 km ²)	-	17,56	19,96	-
Área total (km ²) ocupadas por ilhas (< 0,10 km ²)	-	0,34	0,83	-
Barras centrais	12	7	16	16
Barras laterais	-	46	51	44
Lagos	-	169	150	-

O referido rio apresenta uma importante dinâmica morfológica, atuando de forma significativa na evolução do sistema, especialmente pelo suprimento sedimentar. A Tabela 5.2 mostra alguns parâmetros do sistema do alto rio Branco, observados entre 1965 e 2012, onde nota-se a ampliação do número de ilhas (especialmente as menores) e

de barras fluviais, principalmente por acreção lateral. A ampliação do número de ilhas maiores foi discreta, mas também foi observada em tal período a soldagem das ilhas.

As barras, de forma discreta, também apresentaram uma ampliação de seu número. Quanto à quantidade de lagos identificada (Tabela 5.2), verificou-se uma redução em seu número, sendo isso resultado da transição desses elementos estruturais para áreas pantanosas (por acreção vertical), ou mesmo pela ampliação das atividades antrópicas na planície aluvial. Uma análise mais apurada da variação multitemporal dos elementos do sistema do alto rio Branco é mostrada no Item 5.3.1.

5.2. CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS ALUVIAIS

A análise de perfis levantados na margem dos canais, ilhas e na planície de inundação demonstram uma importante variedade de condições que deram origem a estas fácies sedimentares.

Neste estudo foram identificados depósitos ligados à dinâmica fluvial do sistema do alto rio Branco, de origem holocênica até o período atual, assim como depósitos sedimentares de idade pleistocênica, ligados à Formação Boa Vista (BARBOSA e RAMOS, 1959; IBGE, 2005; CPRM, 2009).

Ao todo foram levantados 20 perfis, distribuídos ao longo do sistema do alto rio Branco. Deste total, 10 perfis compreenderam a descrição de margens de ilhas e 9 foram levantados na borda do canal. Um último perfil detalhou os depósitos sedimentares da planície de inundação. As Figuras 5.9 e 5.10 indicam a localização e sucessão de fácies no sistema do alto rio Branco.

Com o topo oscilando entre 1,6 e 4m acima do nível médio do rio Branco, os corpos insulares apresentaram importante similaridade quanto à configuração e sequência de depósitos sedimentares na maior parte dos perfis. Os levantamentos indicaram que estes corpos se desenvolveram em sua totalidade sobre fácies arenosas (**Sm**, **St**, **Sr** e **Sp**) (definição de nomenclaturas vide Quadro 2.4, Item 5.6.1), sendo compostos na maior parte por materiais arenosos de granulometria média (60%) (Perfis 1, 7, 8, 10, 17 e 18, Figuras 5.9 e 5.10), seguidos por sedimentos de granulação areia grossa (20%) (Perfis 4 e 5) e/ou muito fina (20 %) (Perfis 12 e 20).

Os perfis de ilhas apresentaram dois modelos básicos de sucessão de fácies. Um primeiro modelo é representado por sucessões de fácies bastante complexas, enquanto o outro é marcado por sequências granodecrescentes. Os exemplos básicos de sucessão de fácies observadas nos corpos insulares são apresentados na Figura 5.11.

A maior parte dos perfis apresentou sucessões de fácies bastante complexas (**St**, **Sp**, **Sr**, **Sm**, **Sh**, **Fm**, com alguns perfis apresentando fácies **Fl**, ou mesmo **Gm**), correspondendo a 60% dos casos observados (Figura 5.10, Perfis 4, 8, 10, 12, 17 e 18) (Figura 5.11, perfis “A” e “B”).

Estes perfis apresentam sucessões marcadas pela alternância de camadas de grão mais grosso, seguidas por mais finas, com espessuras variadas e estratificações que sugerem oscilações na energia do fluxo. Tais aspectos mostram grande complexidade na formação e evolução desses depósitos, passando de estágios de barras fluviais/canal, para estruturas insulares. Retrata também processos de reativações de condições de fluxo de alta energia (canal/barra), sucedendo depósitos formados em condições de fluxo de baixa energia (canais abandonados/planície de inundação/pântano), mostrando a forte complexidade na formação destes depósitos.

O restante dos perfis levantados nas ilhas (40%) mostraram associações de fácies granodescrescentes, partindo de fácies arenosas (em sua maioria fácies **St**, **Sp** e **Sm**) para fácies pelíticas (**Fm**) (Figura 5.10, Perfis 4, 5, 7 e 20) (Figura 5.11 “C”). No topo destes perfis, a ocorrência de fácies com areias muito finas a finas (fácies **Sm**, **St**, **Sr** e **Fl**) remetem a depósitos de dique marginal.

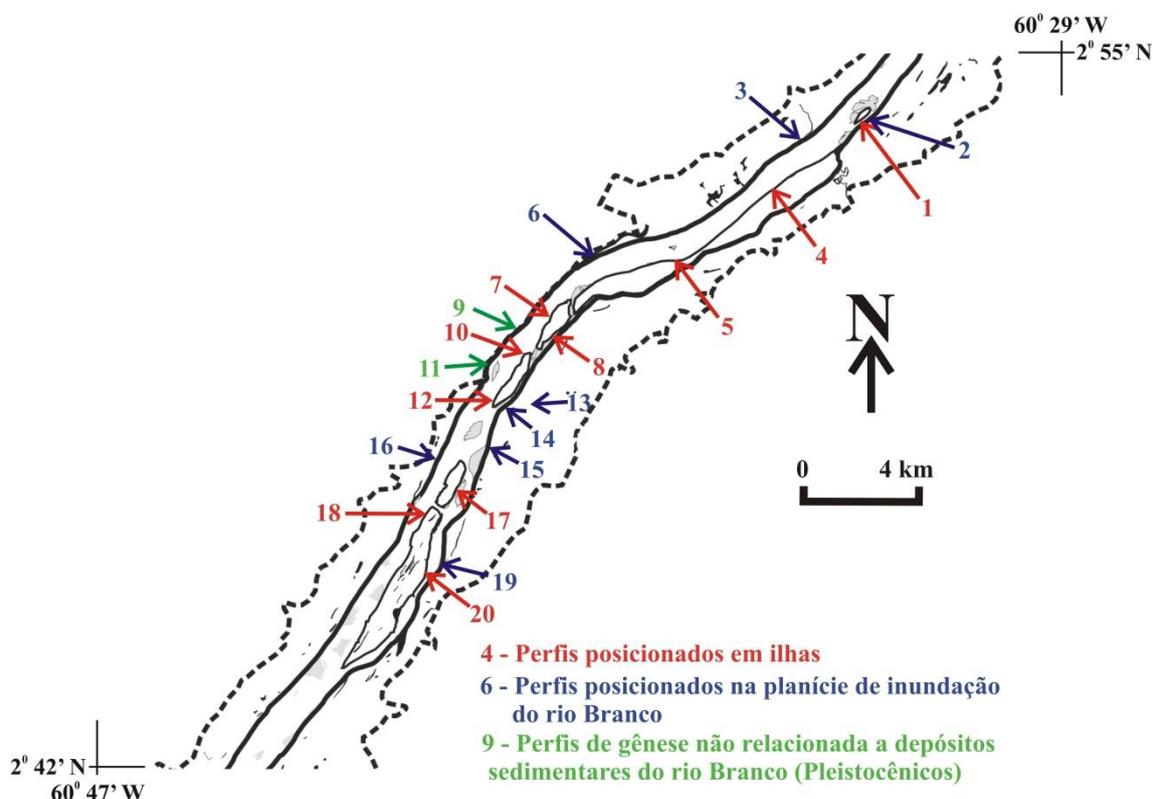


Figura 5.9: Localização de perfis de fácies levantados no sistema aluvial do alto rio Branco

A estrutura destes perfis indicam duas fases distintas. A primeira está associada a processos de canal, implicando na implantação de fácies arenosas, onde a variação de energia acaba por influenciar processos de estratificação diferenciados. A segunda fase, por sua vez, compreende processos de deposição relacionados aos ambientes de baixa energia, atuando na formação das fácies, originando o processo de estabilização da barra fluvial e implantação da ilha. Tais condições foram também observadas e documentadas no rio Paraná por SANTOS (1991 e 1997).

Quanto ao espessamento dos depósitos em ilhas (processo de acreção vertical), observações de fotografias aéreas históricas (USAF, 1943 e 1965) apontaram que os corpos insulares mais desenvolvidos (elevados) remontam a idades superiores há meio século. Mesmo que alguns destes locais exibam ganho por acresção, quando observados imagens entre 1975 e 2005 (Landsat 5), ao logo da última década a borda de algumas ilhas aparentam ter sido afetadas por processos erosivos, colocando à mostra materiais depositados em períodos anteriores às imagens analisadas.

Tal fato é observado no Perfil 4, na ilha do Surrão, que se encontra em processo avançado de anexação a planície de inundação, na margem esquerda do canal principal do rio Branco. A condição erosiva atual neste trecho é confirmada pela rede de monitoramento de erosão aplicada no sistema do alto rio Branco (Item 5.3.2).

Por outro lado, os perfis de menor altimetria estão associados a depósitos recentes, seja pela formação de novos corpos insulares, soldagem de ilhas, ou por processo de acreção longitudinal (horizontal) e transversal. Exemplos destes ambientes são os Perfis 7, 8, 12 e 17 (Figuras 5.10).

Os perfis levantados junto às margens do sistema do alto rio Branco compreenderam a descrição de depósitos ligados a duas gêneses distintas. Um primeiro conjunto de perfis engloba depósitos pertinentes à evolução da planície aluvial (depósito que remonta idades holocênicas ao período atual) do rio Branco e o segundo está relacionado a depósitos adjacentes de origem pleistocênica, que abrange aproximadamente 5% das margens do canal do alto rio Branco.

Os perfis das margens dos canais com origem no rio Branco (aluvial) apresentaram alturas que variam entre 1,27 a 3,9m acima do nível médio do rio (3m). Estes perfis mostraram depósitos desenvolvidos sobre fácies arenosas (**St**, **Sp** e **Sm**), com granulometrias que se alternam entre areias grossas (25%), médias (25%) e muito finas (25%).

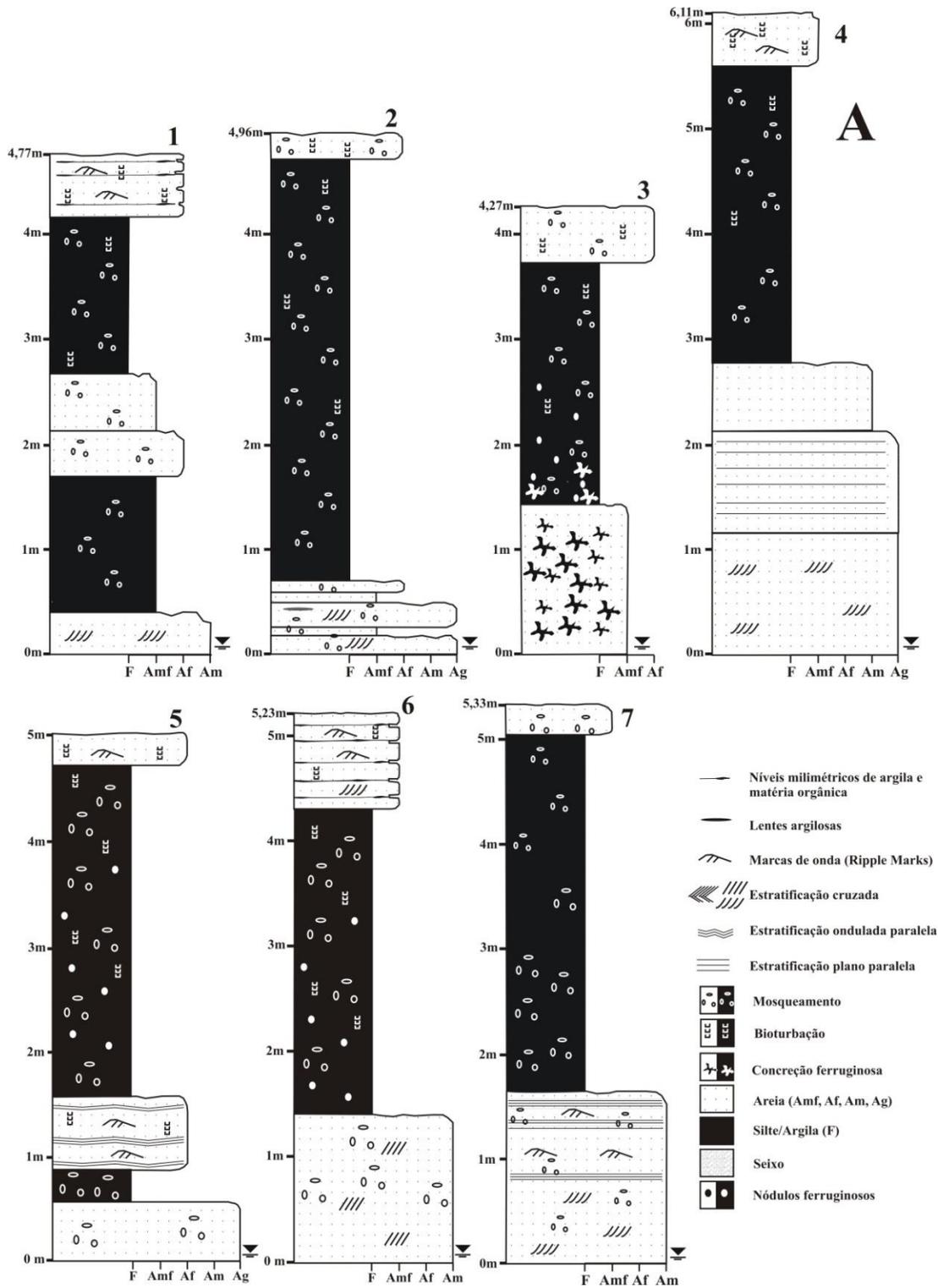


Figura 5.10A: Perfis de fácies levantados na planície aluvial do alto rio Branco junto às margens das principais ilhas e das bordas do canal do rio Branco, com exceção do perfil 13 (Figura 5.9). Continua...

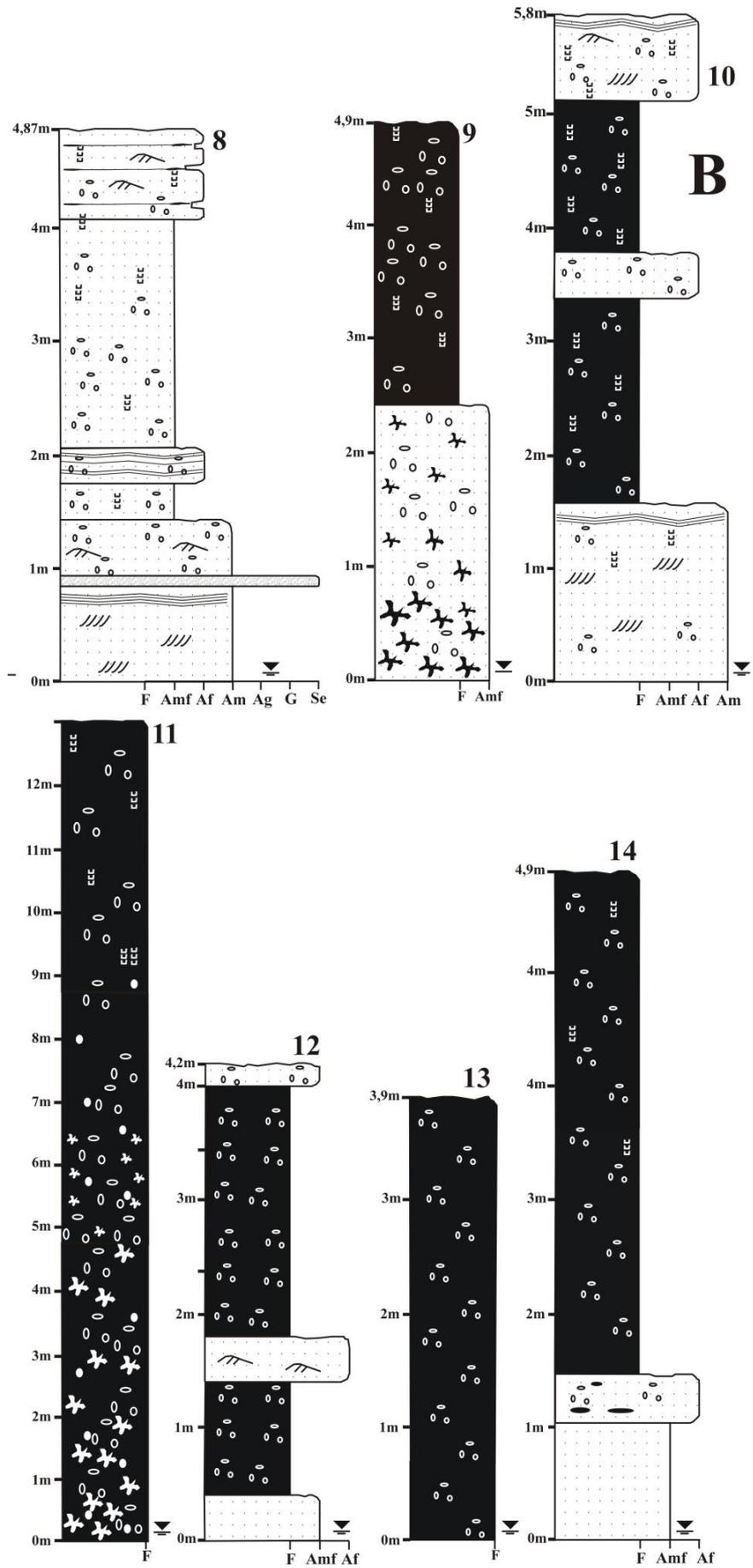


Figura 5.10B

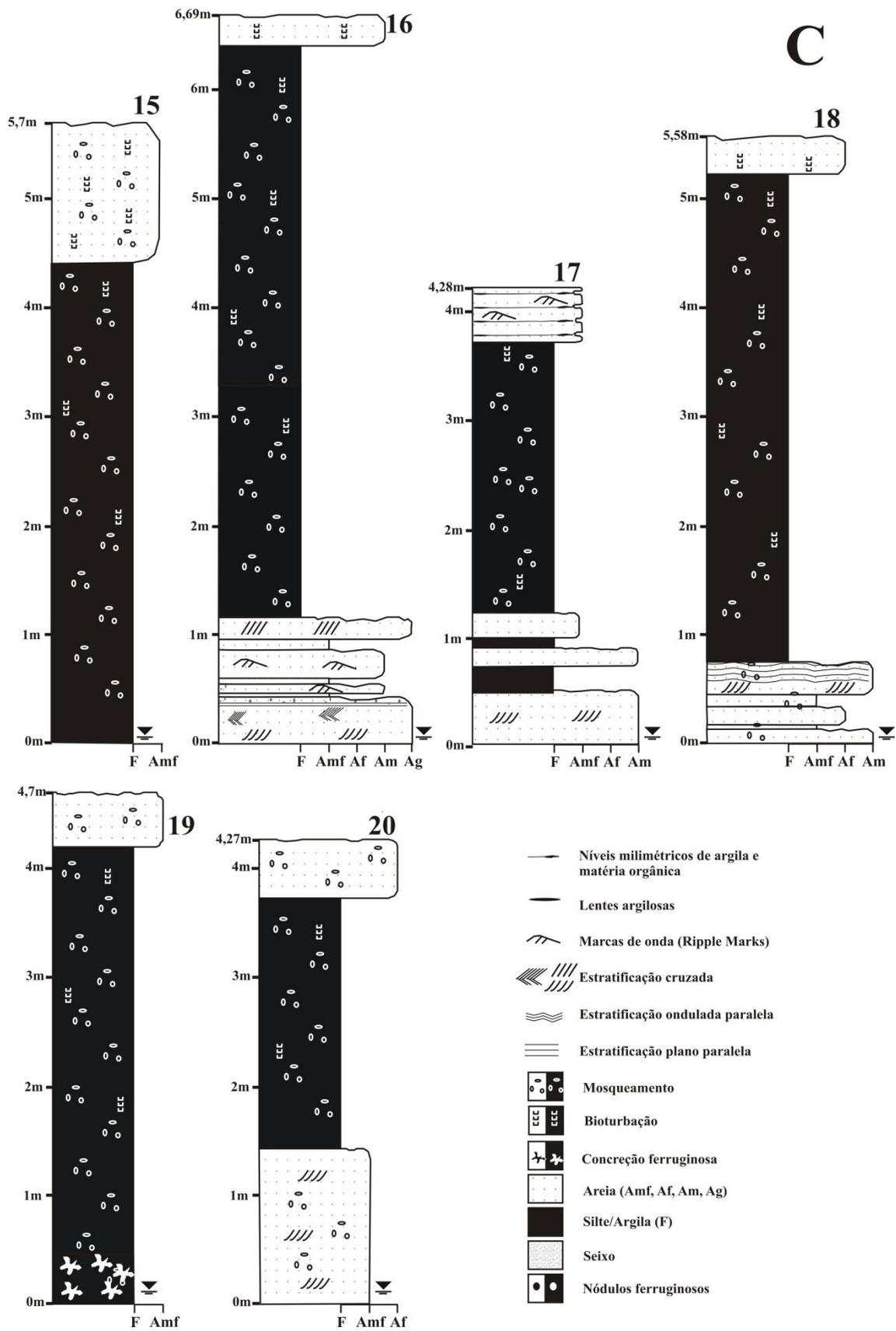


Figura 5.10C

Nos depósitos onde as fácies de areia grossa formam a base do perfil (Perfis 2 e 16, Figura 5.10) a sucessão de fácies é complexa, pois os depósitos variam sob condições de alta e baixa energia.

Estes perfis também apresentam maior variedade de fácies (**St**, **Sr**, **Sh**, **Sp**, **Sm** e **Fm**), demonstrando processos de ativação (formando geralmente fácies arenosas com estratificações) e de desativação do canal (formando fácies compostas por materiais que vão de areia muito fina a pelíticas (**Fm**) (Figura 5.12).

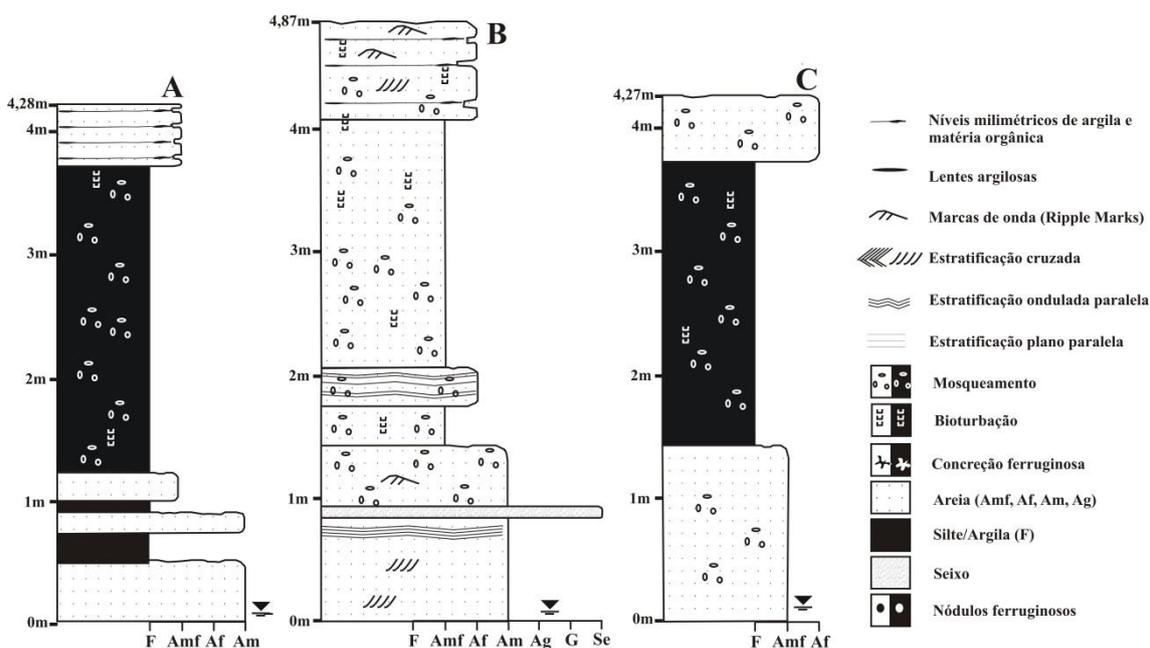


Figura 5.11: Perfis representativos de origem aluvial observado no conjunto de ilhas do sistema do alto rio Branco. Os perfis “A” e “B” apresentam maior complexidade na sucessão de fácies, onde camadas de sedimentos mais grosseiros sucedendo fácies pelíticas (**Fm**) indicam períodos de reativação do canal/barra (Perfil 17, Figura 5.10). O perfil “C” mostra perfil com associação de fácies granodécrescentes (Perfil 20, Figura 5.10)

O restante dos perfis com fácies arenosas (fácies compostas por areia de tamanho médio e muito fino) mostram menor complexidade e variedade na sucessão de fácies (Perfil 6, Figura 5.10). Em tais perfis são observados depósitos associados a fluxos de canal, seguindo uma transição granodécrescente para fácies **Fm**, os quais relacionam-se a condições de desenvolvimento de planície ou áreas pantanosas.

Um último grupo de perfis aluviais levantados na margem do canal do rio Branco (25%) apresentou composição de fácies essencialmente pelíticas (**Fm**), com exceção da área do topo do perfil. Isso indica que na área de exposição atual destes perfis

predominaram processos de deposição de materiais relacionados à condição de fluxos de baixa energia.

Com relação às fácies observadas no topo dos perfis, as arenosas (**Sm**, **Sh**, **Sr** e **St**) foram dominantes. Ocorreram também, em menor grau, fácies do tipo **Fl** (Perfil 6, Figura 5.10), compostas geralmente por areias muito finas, que apresentam marcas de ondas ou micro estratificações cruzadas, assim como a presença de laminações de argila com matéria orgânica (mo).

Finalizando os levantamentos da planície aluvial, um último perfil foi levantado na planície de inundação do rio Branco, no trecho região centro-oriental da área de estudo (Perfil 13, Figura 5.10). Escavado a uma profundidade aproximada de 4m, nas proximidades de um testemunho de páleocanal, tal perfil não apresentou variação em sua granulometria, sendo composto basicamente por materiais silto/argilosos (fácies **Fm**). As únicas variações observadas foram na coloração do perfil. Na parte superior a cor predominante foi 10YR 7/1 (acinzentada). Já a região da base do perfil, a cor predominante foi 7,5YR 3/1 (cinza escura) (Figura 5.13).

Também observou-se em todo o perfil mosqueamento com variações de cores entre 10YR 5/6 e 7/6 a 4/6. Na sua base ainda foram identificadas manchas escuras (10YR 3/3 e 3/6), indicando a provável presença de matéria orgânica decomposta. Os dados texturais sugerem que a gênese desses depósitos está ligada às condições de fluxo de baixa energia na planície de inundação.

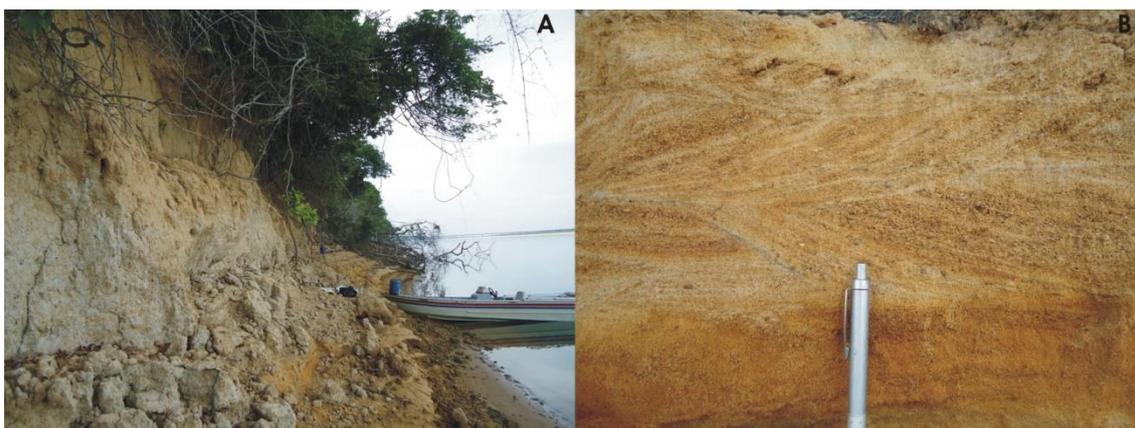


Figura 5.12: Perfil posicionado na margem direita do sistema do alto rio Branco (Perfil 16, Figura 5.10): “A” mostra a visão geral do perfil; “B” representa fácies tangenciais (truncadas) na região da base do perfil

Os perfis 9 e 11 (Figura 5.10) fecharam a totalidade dos depósitos descritos no sistema do alto rio Branco e, apesar de terem contato direto com o sistema (Figura 5.9),

não têm sua gênese ligada à instalação da sua planície aluvial. Com uma extensão de 6,7km, sobre o qual foi instalada a cidade de Boa Vista, esse trecho é representado um terraço alto (com altura superior a 10m acima do nível médio do rio Branco) e é reconhecido como um afloramento da Formação Boa Vista (BARBOSA e ANDRADE RAMOS (1959), IBGE, 2005a; CPRM, 2010).



Figura 5.13. Mostra a parte inferior do perfil 13 (Figura 5.10), na planície de inundação do rio Branco (Coordenadas lat. 2° 48' 1,8" N e long. 60° 39' 27,8" W). Esta fácies (**Fm**), posicionada na base do perfil a profundidade de 3,9 m, apresenta cores escuras indicando além de processos hidromórficos a decomposição de matéria orgânica (argila orgânica)

Segundo o IBGE (2005a), a Formação Boa Vista é caracterizada por sedimentos inconsolidados arenosos, com intercalações de níveis conglomeráticos e de concreções lateríticas, assim como a ocorrência de diatomito, e tem sua origem, segundo Silva e Porsani (2006), associada a processos flúvio-lacustres.

Em amostragens recentes na Formação Boa Vista Riker (2005) mostrou a predominância de argilas plásticas de cor creme (em parte esbranquiçada e levemente arenosa), argilas plásticas de cor cinza, e areias finas e argilosas de cor creme. Os mencionados autores destacam ainda a ocorrência de manchas avermelhadas de óxi-hidróxido de ferro e fragmentos de crosta ferruginosa.

Os perfis 9 e 11 (Figuras 5.9 e 5.10) seguem informações destacadas pelos autores acima citados, onde os materiais apresentam composição silto/argilosas a areno argilosas, com manchas avermelhadas (mosqueadas) e presença de nódulos ferruginosos à concreções lateríticas, onde estes últimos costumam ocupar a parte inferior dos perfis e aumentam de tamanho em direção a base. A cor creme, predominante nos perfis, apresentou variações em sua tonalidade que, segundo a escala de Munsell, vão de 10YR 8/3 e 8/4 (mais escuras) a 10YR 8/1 e 8/2 (mais claras).

Na base de um perfil areno/argiloso, no setor intermediário do contato da Formação Boa Vista com o rio Branco, foram encontrados materiais nas cores creme, também associadas à classe 10YR, com tonalidades variando entre as subclasses 6/8, 7/3, 7/8, 8/2 e 8/6. Por outro lado, o mosqueamento dos perfis associados a esta formação apresentaram variação entre as classes 5YR (subclasses 5/8, 6/6, 7/6 e 7/8) e 7,5YR (subclasses 5/8 e 7/6) (Figura 5.14).

Uma característica básica observada em todos os perfis do sistema do alto rio Branco foi a existência de mosqueamento. Este procedimento, relacionado à atividade biológica, formando núcleos de bioturbação, atua na alteração das estruturas originais dos depósitos formados e dificulta a descrição de pequenas estruturas que ainda resistem a estes processos.

Observações feitas a partir da análise multitemporal dos canais indicam que as áreas acrescidas as ilhas e margens dos canais a menos de quatro décadas têm sido afetadas significativamente pelos processos de oxidação (oxi-redução).

Conforme Bayer (2010), o processo de mosqueamento relaciona-se à ocorrência de intervalos periódicos de exposição aérea, que promove a atuação da oxidação e bioturbação, devido ao estabelecimento de colônias de vegetação primária.

A figura 5.15 mostra situações observadas na região, indicando a sucessão de alterações das características iniciais de fácies de origem aluvial. Uma primeira situação observada corresponde a um perfil bem desenvolvido, localizado no trecho superior da área de estudo (Perfil 2, Figura 5.10).

Mesmo sendo classificado como um depósito de fácies pelíticas (**Fm**), é possível observar lineamentos de baixo ângulo em várias áreas das fácies. Como diz respeito a um perfil de margem mais antigo, as estruturas e as características iniciais foram bastante assoladas pela forte intensidade de atuação dos processos intempéricos na região (químico e biológico), favorecidas pela exposição considerável do perfil à água (nos

meses de cheias) ao ar (período de vazante) e à temperatura equatorial (com média anual de 26^o ‘C’).



Figura 5.14: Fácies associadas à Formação Boa Vista. Compreende sedimentos silto/argilosos (**Fm**) a areno/argilosos (**Sm**) com cor predominantemente creme, mosqueados e com ocorrência de concreções ferruginosas. A imagem “A” mostra fácies silto/argilosa (**Fm**) mosqueada com nódulos ferruginosos. Na figura “B” é apresentada fácies **Sm** com a presença de concreções lateríticas posicionada próximo a base do perfil

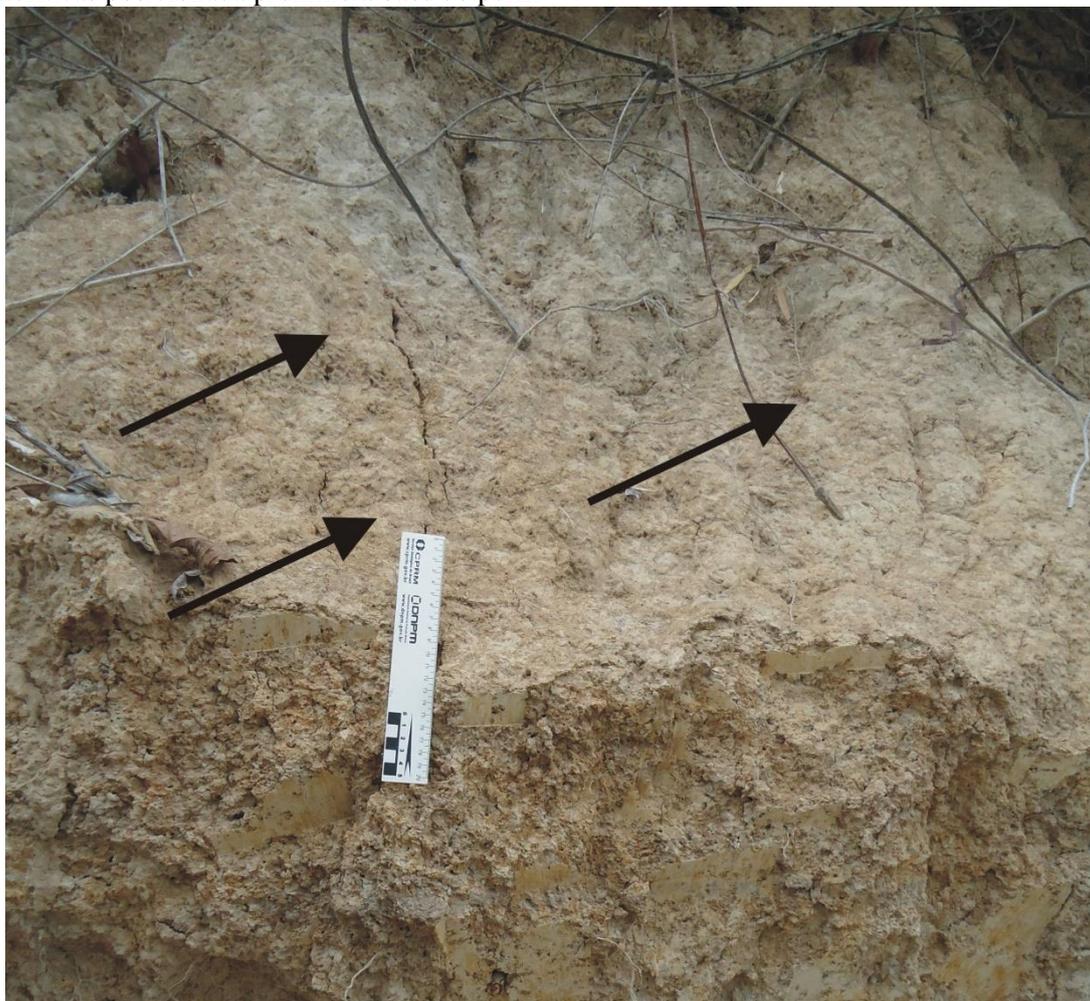


Figura 5.15: Camada de composição silto/argilosa (Perfil 2) mosqueado, podendo ser entendido como uma fácies **Fm**. Contudo, marcas de baixo ângulo, indicadas pelas setas mostram provável ocorrência de níveis foresets, indicando a ocorrência de outras fácies no domínio desta camada (**Sm**, **Sr**, ou **St**?)

As condições citadas acima atuam na implantação massiva de núcleos de bioturbação, acelerado pela alta velocidade de desenvolvimento vegetal no local, assim como a precipitação de núcleos de ferro no perfil. Este último é resultado da oscilação do nível freático, seguindo a dinâmica do rio Branco, e pela condição de tropicalidade. A Figura 5.16 mostra a precipitação de ferro na base do Perfil 7 (Figuras 5.9 e 5.10), levantado junto ao complexo de ilhas do Surrão, no trecho intermediário da área de estudo. Cabe ressaltar que este perfil apresenta idade inferior a quatro décadas, indicando que mesmo os perfis recentes já apresentam alterações de sua condição original por processos de oxidação.



Figura 5.16: Processo de precipitação de ferro (oxidação) na base do Perfil 7, junto ao complexo de ilhas do Surrão, trecho intermediário do sistema do alto rio Branco (Foto: Sander, abril de 2013)

5.3. EVOLUÇÃO RECENTE DO SISTEMA DO ALTO RIO BRANCO

5.3.1. Variação multitemporal

O rio Branco é caracterizado pela predominância de carga de fundo, o rio Branco, apesar de sua baixa sinuosidade, tem atuado no armazenamento e na erosão de depósitos aluviais na bacia do alto rio Branco. Comparando imagens da estação seca de 1975 e

2013, foram marcadas a posição das margens dos canais, ilhas e lagos do sistema. Para esta etapa, não foram considerados os depósitos de barras fluviais, mesmo que estas compreendam etapas de evolução de ilhas e da planície de inundação por processos de acreção (Figura 5.17).

O sistema do alto rio Branco, ao longo das últimas décadas, mostrou uma tendência agradacional, como observado na Tabela 5.1 e a Figura 5.17. O mapeamento do sistema mostra que os processos agradacionais superam os processos erosivos. Essa tendência se mostra mais evidente junto à margem esquerda do canal e principalmente junto às ilhas do sistema, que apresentaram ganhos de área significativos (trechos “A e B”, Figura 5.17). Tal questão pode ser bem observada quando verificados a contagem do número de ilhas e barras fluviais na área de estudo. Quanto à quantidade, foi verificado que de 1965 a 2012 houve uma ampliação de 5,26% no número de ilhas com área maior que 0,10km².

Contudo, se observadas as ilhas com área menor que 0,10km², o número de corpos insulares mais do que dobram, apresentando assim um ganho de 226,32%. O Trecho “C” (Figura 5.17) ilustra o surgimento de novas ilhas no sistema, seguindo a estabilização de barras laterais pela instalação de cobertura vegetal, situação observada ao longo de toda a região analisada.

A expansão insular no local de estudo é também visível quando observada a área total das ilhas. Tomando como base imagens orbitais de 1975 e 2005 (Figura 5.17) fica claro o predomínio dos processos deposicionais sobre os erosivos. Durante as três últimas décadas houve um acréscimo de aproximadamente 18%, quando a área total das ilhas passou de 17,60km² para 20,79km². As barras fluviais também parecem seguir uma tendência de expansão.

Assim como as ilhas, a contagem de barras mostrou também evolução (Tabela 5.1), com um acréscimo de 15,52% no número de barras fluviais para o período de 1975 e 2005, com destaque para as barras centrais, que apresentaram um crescimento de 33,33%.

Quanto às barras laterais, estas formas foram acrescidas em 10,87% e, mesmo que os números variem espacialmente e temporalmente, tais depósitos representam o marco fundamental na gênese das ilhas e nos processos de ampliação que as precedem.

Tratando ainda das barras laterais, é reconhecido que tais formas estão geralmente associadas às posições convexas em trechos sinuosos (CHRISTOFOLETTI, 1981; CUNHA, 1995; BAYER, 2010). Na margem oposta (côncava), por sua vez, se instala zona de maior velocidade e maior profundidade (talvegue) do canal. Tal condição é observada no trecho intermediário da área de estudo, nas adjacências da cidade de Boa

Vista. A Figura 5.18 mostra a ocorrência de barras fluviais em posição convexa em trecho levemente sinuoso do rio Branco, onde nota-se a ocorrência de ilhas laterais posicionadas na margem esquerda do rio Branco.

O trecho de margem convexa na região intermediária do alto rio Branco, à frente da cidade de Boa Vista, mais do que um ambiente propício à formação de barras fluviais, representa a zona de maior evolução de ilhas (Figura 5.18) e de eminente transição destas estruturas para planície de inundação. Esta zona representa, atualmente, de um conjunto de ilhas com uma extensão de 15km, e recebe a denominação de Complexo da Ilha do Surrão.

O mencionado complexo é separado por um canal de largura de aproximadamente 15m em sua parte superior e apresenta um alargamento próximo a 200m ao final do complexo de ilhas. A entrada deste canal se encontra em processo de desligamento e tem sua alimentação por parte do rio Branco praticamente cortado durante o ápice da estação seca na bacia, tendo seu fluxo mantido por um tributário (Figura 5.19).

Os registros de fotografias e imagens orbitais demonstram que a partir de 1943 houve uma considerável evolução das barras arenosas e ilhas nas proximidades da cidade de Boa Vista, na margem esquerda do rio Branco.

No ano 1943, as ilhas se apresentavam totalmente isoladas, unidas provavelmente por barras arenosas durante as vazantes máximas. Em estágios posteriores, observou-se uma progressão por acreção lateral e longitudinal, onde as ilhas intermediárias se posicionavam mais centralizadas ao canal, enquanto as situadas à montante e à jusante eram laterais (Figura 5.20).

Imagens de 1965 mostraram o progresso no acréscimo de áreas às ilhas (Figura 5.20A), principalmente a do Surrão, localizada na posição montante (Figuras 5.20 “A” e “B”). A ilha em questão progrediu à jusante, mas principalmente no sentido lateral, atuando num maior confinamento do canal do rio Branco. Estabeleceu-se também um maior isolamento do canal secundário do Surrão em relação ao principal.

Na Figura 5.20C apresenta o estágio atual do complexo da Ilha do Surrão. O que na década de 1940 era representado por ilhas isoladas (Figura 5.20A) (a não ser por barras no máximo da vazante), no atual período se encontra praticamente todo soldado, com exceção da região da Praia Grande, que separa a ilha inferior e o restante do conjunto.

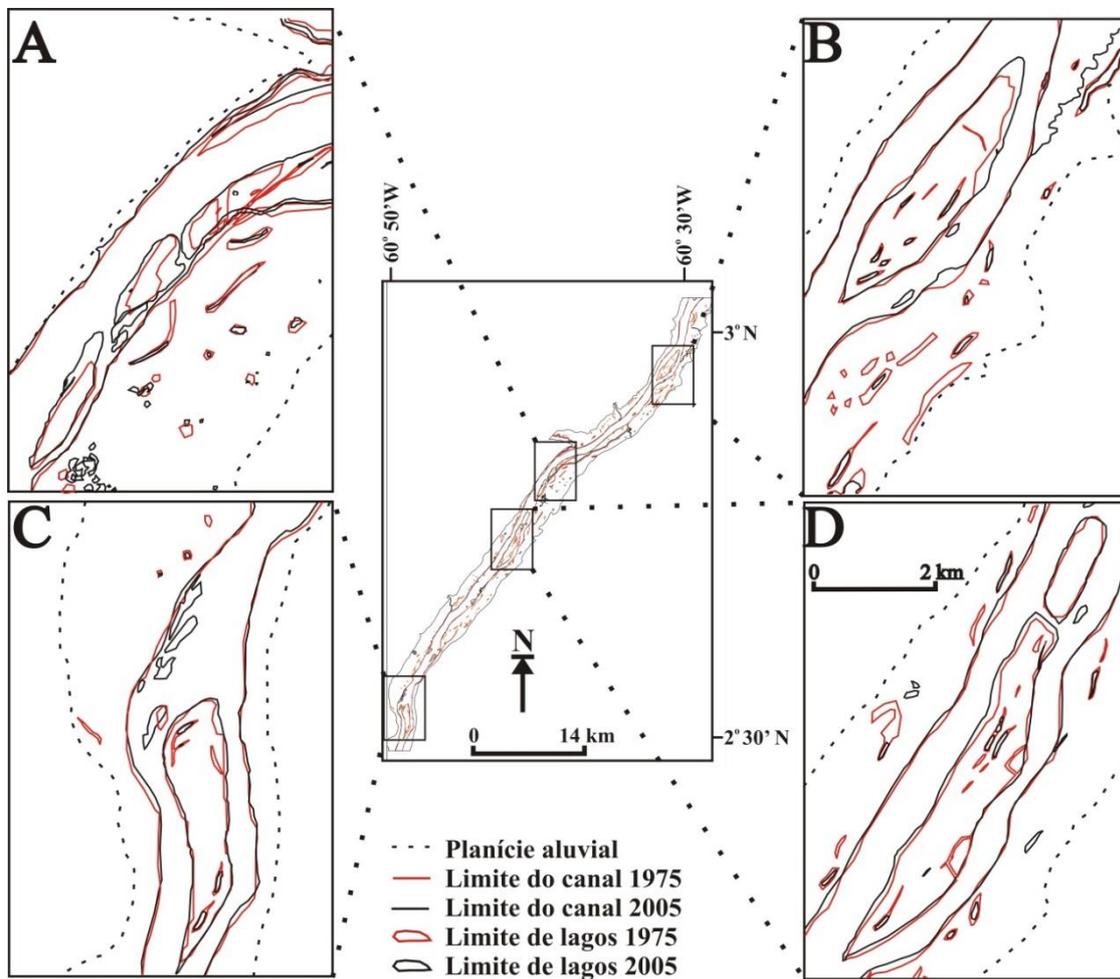


Figura 5.17: Evolução do sistema fluvial do alto rio Branco durante o período de 1975 a 2005, a partir da interpretação de imagens orbitais do tipo Landsat 5



0 ——— 1 km

Figura 5.18: Fotografia aérea feita pela NASA no ano de 1943 (USAF) do rio Branco nas adjacências da cidade de Boa Vista. Note a presença de barras fluviais, assim como ilhas, na posição convexa do canal. Ponto Central $2^{\circ}49'N$ e $60^{\circ}38'W$ (Fonte: Acervo de imagens Carlos Sander / Thiago M. de Carvalho, UFRR)

Neste caso, o soldamento do conjunto tem sido afetado pelo grande trânsito de veranistas que ocupam a praia no período de águas baixas. A circulação de pessoas no local se origina de embarcações provenientes da cidade de Boa Vista (margem direita do canal) ou de veículos que transitam pela planície de inundação e pelo canal secundário em períodos de baixa vazão.

Observando a condição do paraná (canal secundário), nota-se um progressivo confinamento, resultante da evolução longitudinal e lateral do complexo de ilhas e barras na margem convexa e da redução de sua alimentação pelas águas do rio Branco pela boca

do canal do Surrão, promovendo um processo progressivo de assoreamento e estreitamento deste paraná.



Figura 5.19: Canal secundário do Surrão durante vazante em abril de 2013. A imagem mostra a condição de anexação da Ilha do Surrão (lado direito da foto) à planície de inundação a margem esquerda do rio Branco ($2^{\circ}49'07''$ N e $60^{\circ}39'03''$ W) (Foto: Carlos Sander, abril/2013)

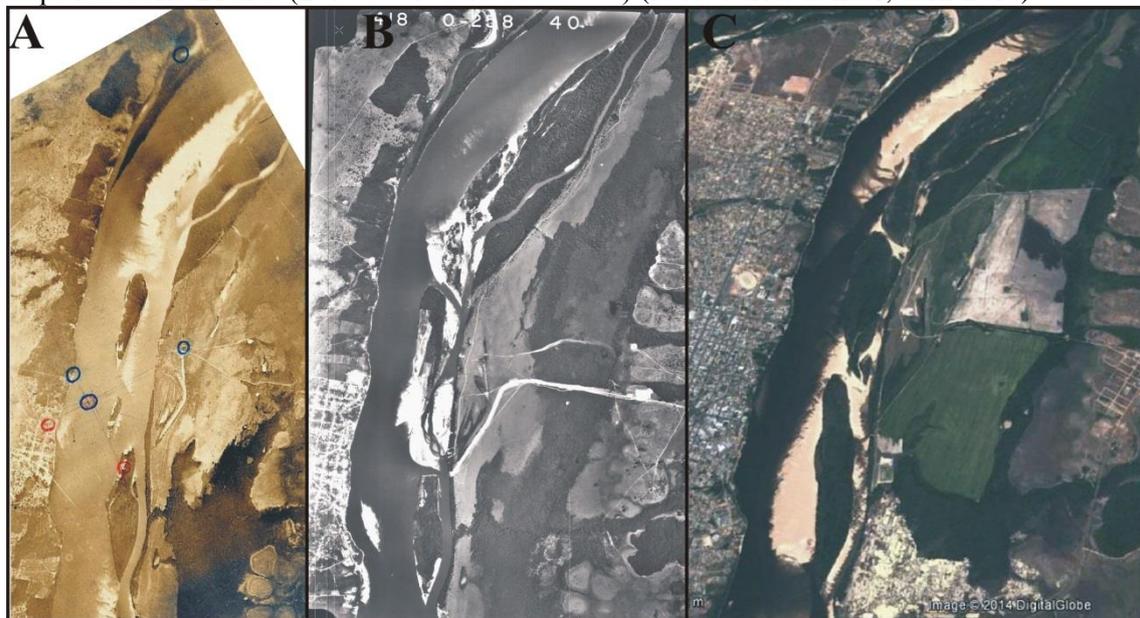


Figura 5.20: Processo de estabilização de barras arenosas, complexo da Ilha do Surrão, adjacências da cidade de Boa Vista – RR. Observe o desenvolvimento do processo de soldamento entre as ilhas e a acreção lateral à planície de inundação (Ponto Central - $2^{\circ}49'N$ e $60^{\circ}38'W$). A) USAF-1943; B) USAF-1965; GeoEye, 2013 (Fonte: Acervo de imagens de Carlos Sander e Thiago M. Carvalho, UFRR)

Além da condição de convexidade deste último trecho, outro fator pode estar afetando positivamente na agradação e desenvolvimento do complexo de Ilhas do Surrão. A construção da ponte dos Macuxis na década de 1970, bem como de seus aterros de acesso, promoveu alterações na circulação de água nos trechos à montante, por meio do afunilamento do fluxo da planície aluvial.

Assim, o fluxo que percorria longitudinalmente a planície de inundação durante as cheias foi quase que totalmente barrado. Essa condição favorece a deposição dos materiais finos na planície de inundação (margem esquerda) e de demais sedimentos pelo efeito de remanso, gerado pela desaceleração do fluxo nas áreas de influência do aterro (à montante).

A Figura 5.21 apresenta a variação espaço-temporal do conjunto de ilhas do Surrão e margens do canal no trecho de influência da ponte dos Macuxis. Neste sentido, Bridge (2003), ao analisar a influência de obras de engenharia em sistemas fluviais, destaca que estruturas de concreto, depósitos de rochas ou quaisquer edificações no canal podem causar problemas, os quais geralmente estão associados a condições de barragem, ou seja, sedimentação à montante da estrutura e aumento da erosão à jusante. Tucci (1997), ao tratar acerca as obras de engenharia, reconhece o efeito de remanso à montante de pontes sobre canais fluviais.

Deste modo, a construção do aterro de acesso à ponte dos Macuxis promoveu o corte da circulação do fluxo de cheias pela planície de inundação entre os trechos montante e jusante dessa estrutura (trecho oriental da planície aluvial) (Figura 5.21).

O represamento da água nesse setor da planície determina o despejo de sua descarga na cabeceira da ponte. Tal ação, ao mesmo tempo em que reduz a velocidade do fluxo e a erosão na área de influência do canal secundário pela condição de remanso, favorece os processos de agradação no complexo da ilha do Surrão. Essa condição parece ficar mais clara quando observados perfis transversais levantados nas proximidades de Boa Vista (Figuras 5.10 e 5.11).

O trabalho do rio no processo de entalhamento do canal, de seu talvegue e das zonas de agradação para esse trecho sinuoso apresenta uma condição clássica nos perfis “A e B” (Figuras 5.10 e 5.11). Nestes perfis o talvegue do canal está localizado na margem côncava, representada pela zona de maior velocidade do fluxo e de profundidade da seção.

Seguindo em direção à margem oposta (convexa) há uma redução gradual da profundidade do canal e da descarga da água. Outro detalhe visível nas duas seções é o desnível entre o canal principal e o canal secundário. Nas seções transversais “A e B”

(Figura 5.22) o talvegue do canal principal do rio Branco se apresenta 4,39 (perfil A) e 4,76m (perfil B) mais profundo que o canal secundário. Tal condição mostra a maior erosão no canal principal e a desativação do canal secundário, seja pelo volume do fluxo drenado ou pela sua condição de colmatção.

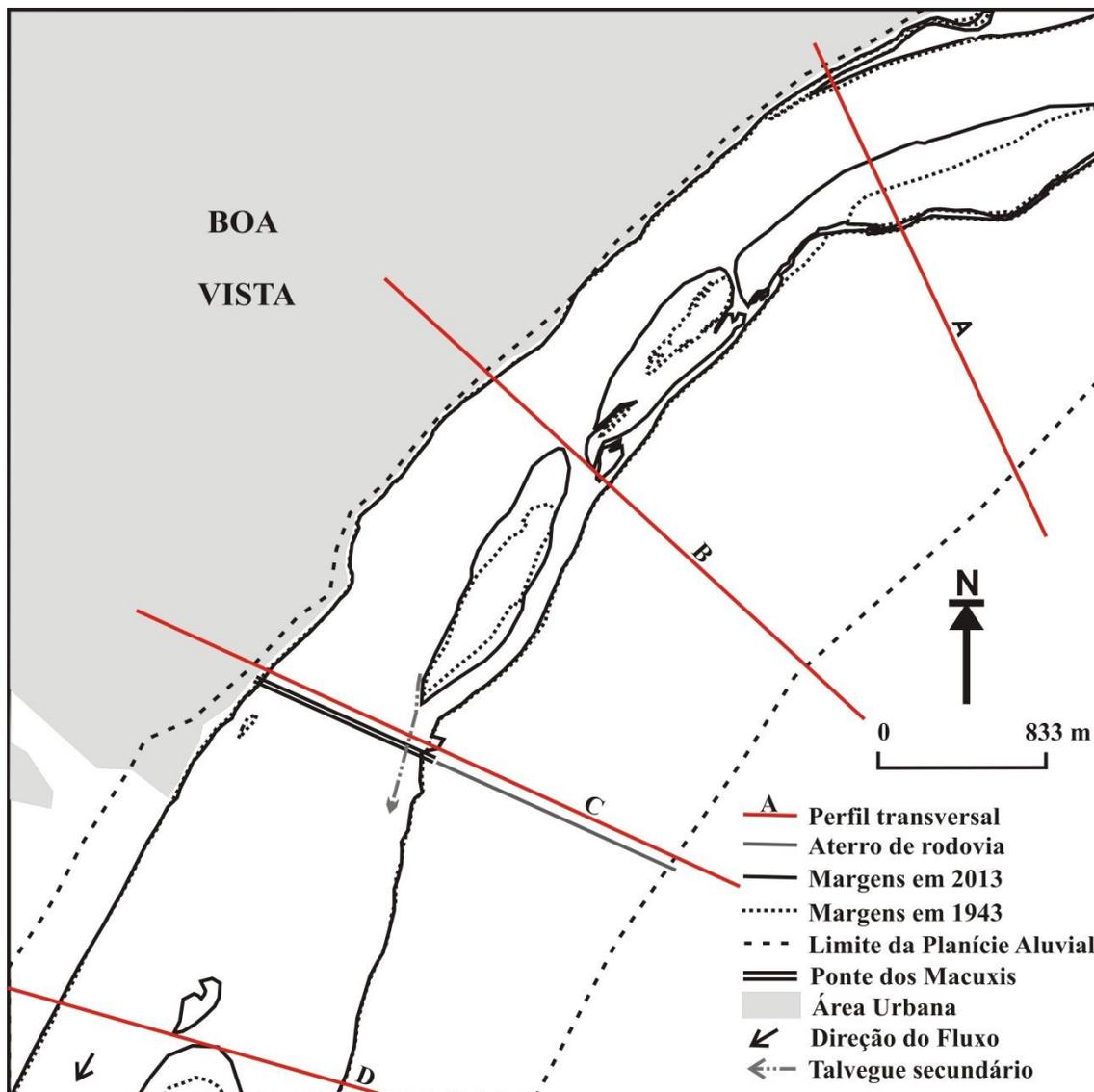


Figura 5.21: Evolução espaço-temporal da planície aluvial do alto rio Branco, nas adjacências de Boa Vista, Roraima. Ponto central - $2^{\circ}49'N$ e $60^{\circ}38'W$

A desativação do canal secundário tem sido acelerada pela redução da descarga captada junto ao canal principal do rio Branco. Essa situação deriva de processos agradacionais na boca do paran, que compreende o processo de anexao do complexo das ilhas do Surro  planície de inundao (margem esquerda) em seu trecho montante. Tal condio tem contribuído fortemente no processo de deposio de materiais no leito do canal secundrio, promovendo ainda seu estreitamento e ampliando os desníveis (profundidade e largura) entre os dois canais.

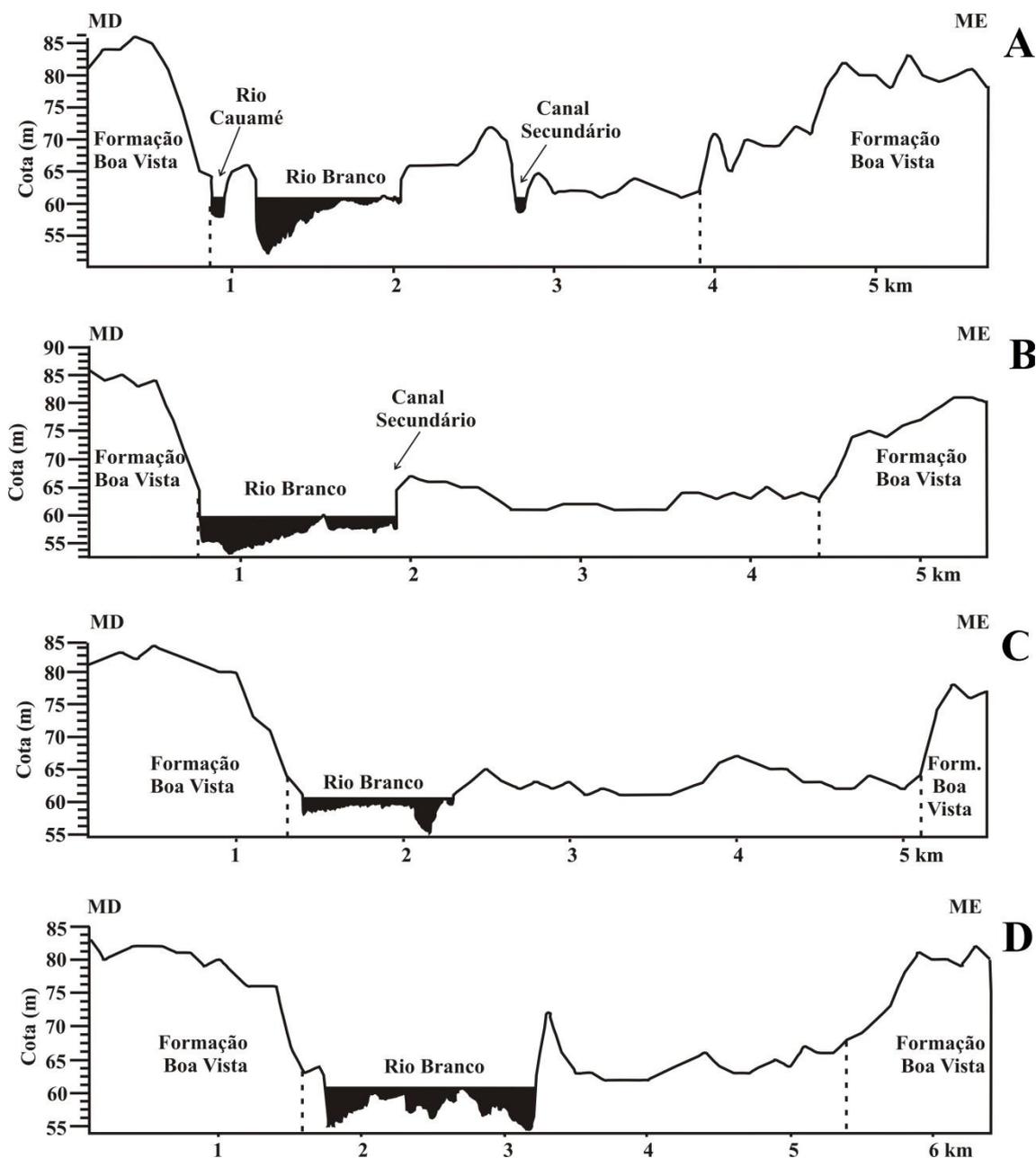


Figura 5.22 – Integração dos perfis topográficos e batimétricos, alto rio Branco, adjacências da cidade de Boa Vista, Roraima.

Os perfis “C e D” (Figura 5.22) mostram uma modificação do formato da seção transversal. O perfil C, posicionado à montante da ponte dos Macuxis, evidencia uma situação peculiar, apresentando um talvegue com fluxos de maior velocidade (como nos perfis A e B) situados próximos à margem direita.

No entanto, próximo à margem esquerda do canal há a presença de um talvegue com condições de fluxo reduzido, mas com profundidade superior a 2,4m que o talvegue oposto. Este tem origem na margem esquerda do canal principal (parte ocidental das

ilhas), e atualmente tem uma extensão de aproximadamente 700m a montante da ponte dos Macuxis, sendo limitado a norte por uma barra lateral. (Figura 5.21). É provável que tal talvegue seja remanescente de um posicionamento mais oriental do canal do rio Branco. Apesar disso, imagens de satélites recentes mostram uma redução significativa de sua extensão.

Comparando imagens do Landsat 5 (TM) de dezembro de 2002 a janeiro de 2013 (GeoEye), relativas à estação seca, foi observada uma redução do paleotalvegue de aproximadamente 1.500m para as distâncias atuais (700m a montante da ponte), devido ao avanço à jusante de uma barra arenosa, promovendo a sedimentação dessa feição morfológica.

Contudo, a manutenção deste antigo talvegue até hoje ainda não é bem compreendida. Uma das possibilidades é que durante o período de cheias o deslocamento do fluxo da planície de inundação para o canal do rio Branco, em razão do aterro da ponte, estaria alimentando o fluxo neste local e favorecendo o transporte de sedimentos.

Outro fator é a ocorrência de fluxos diagonais durante a estação seca, que se deslocam da posição côncava do rio Branco (margem direita) em direção à margem esquerda, favorecidos por uma barra central que impede o fluxo à jusante em períodos de vazante.

O perfil D está posicionado no contato com a ilha de São Lourenço, a 2km à jusante da ponte dos Macuxis (Figura 5.22). Neste perfil rio Branco fica dividido em dois canais com relativa semelhança, onde o desnível entre os talvegues é de apenas 0,4 metros, estando o ponto profundo posicionado próximo à margem direita do canal. A parte intermediária do perfil compreende uma barra fluvial em que seu lado direito compreende os primeiros estágios iniciais de fixação de vegetação (Figura 5.23).

O desenvolvimento da barra central à montante mostra uma tendência de crescimento pela acreção horizontal, observado em outras ilhas no sistema do alto rio Branco (Figura 5.1). Mostra também a formação de lagos insulares de bancos acrescidos (transversal ao canal), uma tendência observada na transição ilha de São Lourenço/barra (Figura 5.23).

Tal condição é destacada também por Bayer (2010), quando do estudo do sistema do rio Araguaia. Neste sentido, o referido autor ressalta a tendência de crescimento à montante pela acreção e acumulação de barras centrais na frente da ilha, adquirindo o padrão romboidal, uma forma mais alongada, o que favorece, na continuidade do processo, a sedimentação nas laterais (lateral accretions). A acreção à montante da ilha de

São Lourenço pode ainda estar sendo provocado pela instalação da ponte dos Macuxis. A desaceleração do fluxo pelos pilares da ponte pode estar facilitando a estabilização da barra fluvial à montante do perfil D.

Quanto aos processos erosivos, estes se mostram presentes na margem direita do trecho sinuoso (Figura 5.17A), demonstrando a condição típica de bordas de canais côncavas. Contudo, ao longo deste setor as taxas de erosão são variáveis. A parte à montante, onde está posicionado o perfil “A” (Figuras 5.10 e 5.11) representa o local de maior erosão do sistema do alto rio Branco, erodindo os sedimentos da planície aluvial do rio Cauamé.

Entre os fatores que favorecem a erosão neste setor são o ângulo de concavidade do trecho, o confinamento do canal e da zona de maior velocidade (a maior registrada no sistema do alto rio Branco), as características granulométricas das margens e a circulação de água sobre o barranco, quando parte do fluxo do rio Branco que excede o nível do dique durante as cheias se desloca pela planície de aluvial do rio Cauamé, alimentando o fluxo deste curso fluvial em sua parte inferior.

Depois da foz do rio Cauamé até a ponte dos Macuxis, no domínio dos perfis “B e C” (Figuras 5.10 e 5.11), apesar de representar a posição central da concavidade, a erosão é baixa. Neste caso, é importante ressaltar que o canal está situado no limite da planície aluvial, em contato com um terraço bastante elevado com sua geologia relacionada à Formação Boa Vista (Figura 5.1). Aí há o predomínio de fácies **Fm**, associadas a grande incidência de níveis lateríticos, que aparenta dar maior estabilidade e resistência aos processos erosivos imperados pelo canal.

O perfil “D” (Figuras 5.10 e 5.11), por outro lado, apresenta condições de maior erodibilidade em relação aos perfis B e C. Neste trecho, a erosão é responsável pela remoção de materiais constituintes da planície aluvial do rio Branco.

Todavia, se comparado ao perfil A, a erosão desse setor é expressivamente menor. Tal diferença é provavelmente fruto da sinuosidade baixíssima no trecho D e da melhor distribuição do fluxo ao longo do canal, reduzindo a sua velocidade média, bem como o efeito abrasivo da descarga fluvial.

Quanto à ocorrência de barras e ilhas laterais fora do trecho de maior concavidade (nas adjacências de Boa Vista), estas tem apresentado progressão numérica quando comparadas a registros do século passado (Tabela 5.1), exibindo geralmente um formato elipsoidal, as barras laterais expõem algumas questões que compõe sua genética, em conformidade com ciclo hidrológico anual, sendo alimentadas por sedimentos até o

término do ciclo de cheias, com seu posicionamento favorecido pela presença de um talvegue sinuoso e pela perda de competência do fluxo no carreamento dos sedimentos.

Em relação ao grau de exposição e o tamanho as barras laterais no sistema do alto rio Branco, tais estruturas afloram até aproximadamente a cota de 3 m. Já em relação ao tamanho, apresentam extensões de centenas de metros a distâncias quilométricas. (Figura 5.24). Este fenômeno ocorre comumente em rios aluvionares, tendo como exemplo observações feitas em sistemas fluviais como o rio Araguaia (BAYER e CARVALHO, 2009; CARVALHO, 2009a; BAYER, 2010).

Associado a descendente do nível da água e da descarga fluvial, a superfície plana destes depósitos tem apresentado feições denominadas de *Chutte channel*. Segundo Bayer (2010), elas são representadas por canais de pequena profundidade, que remobilizam os materiais superficiais, modificando a topografia original da barra (sendo plana e com declividades baixas orientadas na direção do centro do canal). São responsáveis ainda pela geração de setores deprimidos, onde se depositam materiais finos e grande quantidade de matéria orgânica, que, uma vez inativos, a rápida sucessão vegetal se estabelece, contribuindo com a temporária estabilização dos depósitos.

Sucedendo as barras fluviais estão as ilhas, que compreendem o processo de estabilização dos bancos arenosos e passam a incorporar áreas por acreção lateral e horizontal.

Porém, além da fixação de vegetação, estas estruturas se diferenciam das barras fluviais pelo processo de acreção vertical, dando a elas características granulométricas distintas. A transição entre a barra (estabilização do banco lateral) e a estrutura de ilha pode ser entendida nas palavras de Bayer (2010), o qual salienta que, no processo de estabilização das barras (conformada pela associação de fácies **Smo, Sr, Sh, Sm e Fm e Fmo**), a sequência superior destes depósitos reflete marcadas alterações cíclicas nas condições de deposição, como intervalos periódicos de exposição aérea que promove a atuação de processos de oxidação e bioturbação, devido ao estabelecimento de colônias de vegetação primária.



Figura 5.23: Imagem panorâmica da região do perfil D (Figuras 5.10 e 5.11). A direita da foto pode estar posicionado a extremidade montante da ilha São Lourenço. Outro detalhe importante é a presença de gretas de contração que se desenvolvem sobre a barra fluvial, demonstrando estágios iniciais de acreção vertical. Associado a tal condição pode ser observado os estágios iniciais de fixação de vegetação (posição centro esquerda da figura). Entre a barra e a ilha de São Lourenço flui um canal transversal (Foto: Carlos Sander, sentido margem direita-esquerda, 30/05/2012)



Figura 5.24: Barra lateral arenosa de 4km de extensão, cortados por canais menores (*Chutte channel*), situada em anexo à ilha do Surrão, sistema do alto rio Branco, se à montante do rio Cauamé. Imagem de satélite de janeiro de 2003 (GeoEye, 2013)

5.3.2. Monitoramento da erosão de margens

Processos de erosão, assim como deposição, são grandes indicadores da evolução dos rios ao longo da planície aluvial. Por mais que ocorrências desse tipo sejam mais visíveis e relacionadas em maior grau em sistemas meandriformes, todos os tipos de sistemas de uma e outra forma são afetados pela erosão.

Ao longo do sistema do alto rio Branco foram instalados 27 pinos, divididos em um total de 7 zonas, a fim de avaliar o desgaste sofrido pelas margens do canal (Figura 5.25). Esse monitoramento em pontos específicos ao longo da área de estudo complementam as informações geradas no item 8.3, que trata da evolução multitemporal, as quais compreenderam o mapeamento dos limites das feições da planície do sistema do alto rio Branco, por meio da interpretação de imagens orbitais para os períodos de 1975 e 2005. Os dados de monitoramento dos pinos na área de estudo são apresentados na Tabela 5.3.

Conforme observado na Tabela 5.3, na maior parte das seções levantadas foi observado perdas por erosão, totalizando um total de 21 locais. Em 6 pontos foram obtidos valores positivos, indicando processos de acreção durante o período de monitoramento.

Os levantamentos mostraram que todos os pontos monitorados na margem direita do rio Branco (Figura 5.25, Tabela 5.3) apresentaram erosão, ficando em conformidade com as informações obtidas com a interpretação de dados orbitais (Figura 5.17). Em relação à margem esquerda sistema do alto rio Branco, todos os pontos, com exceção do ponto 2 (zona II) (Figura 5.25, Tabela 5.3), apresentaram acreção.

Os processos erosivos mais acentuados foram observados na zona III, nos pontos 1 – 4. Estes foram seguidos por perfis localizados na zona VI (pontos 1- 3. O perfil 4 também apresentou erosão, mas em menor grau) e na zona VII, no perfil 3, podendo se somar a esses os perfis 4 e 5, situados na zona V (Figura 5.25, Tabela 5.3). O que há em comum entre esses pontos é que todos apresentaram a extração total de seus pinos.

No entanto, nos perfis 4 e 5, na zona V, há indicativos de violação (extração) dos pinos por frequentadores locais. Os demais pinos onde ocorreram os processos erosivos não apresentaram indícios de extração, como é o caso dos perfis 1 a 4 (zona I), 1 a 2 (zona II), 1 e 2 (zona IV), 1 e 6 (zona V), além dos perfis 1 e 2 (zona VII).

Posicionada no trecho médio do sistema do alto rio Branco, a zona III representa o ponto de maior atividade erosiva nas margens do canal (Tabela 5.3 e Figura 5.25). Desde

que foram instalados pinos nesta zona, sempre houve erosão total dentro dos intervalos monitorados.

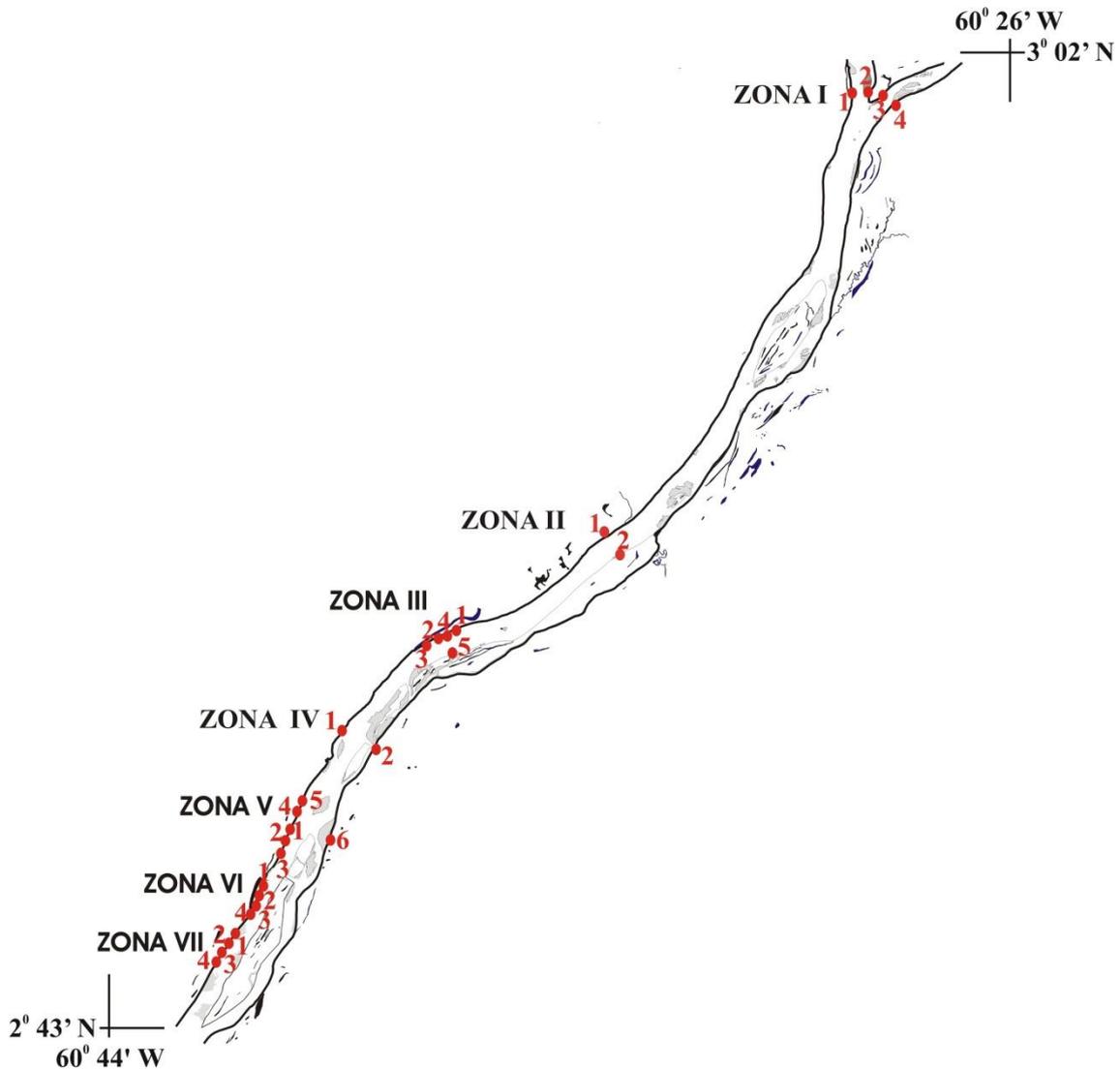


Figura 5.25: Localização de pinos de monitoramento de erosão na bacia do alto rio Branco

O processo de remoção dos pinos coincidiu sempre com o período de cheias da bacia, que geralmente têm início ao final do mês de abril, atingindo seu auge no mês julho. Em maio a descarga costuma superar o topo das margens e permanecer assim até o início de agosto.

Erodindo sedimentos da planície aluvial do rio Cauamé, o setor referente à zona III (pontos 1 a 4) avança a taxas igual/superiores a 1m/ano. A Figura 5.26 mostra o avanço do rio Branco em sua margem direita na região da foz do rio Cauamé. A diferença entre os limites do canal para esta década foi em média superior a 20m, indicando uma erosão superior a 2m/ano, sendo essas taxas também observadas em outros rios, tal como o rio

Paraná (FERNANDEZ, 1990; CORREA e SOUZA FILHO, 2009). É possível verificar ainda a erosão remontante do limite inferior dos dois canais.

Tabela 5.3: Monitoramento da perda de solo pela instalação de pinos junto às margens do canal do alto rio Branco (Figura 5.25). O significado de cada sigla da tabela é apresentado na sequência: “Es” – Extração de seção; “Na” – Não ativado; “Et” – Extração total do pino; “S” – pino superior; “M” – pino médio; “I” – pino inferior. Os valores negativos indicam erosão, enquanto os valores positivos representam acreção de materiais

Zona	Seção	Período/Erosão (cm)											
		17/03/2010 – 03/12/2010			03/12/2010 - 18/02/2011			18/02/2011 – 30/03/12			30/03/12 – 02/11/13		
		S	M	I	S	M	I	S	M	I	S	M	I
I	1	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	-2	-4	-3,5
I	2	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	1,5	3	19
I	3	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	-10,4	-8,3	-7
I	4	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	10	12,5	21
II	1	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	-3	-11,5	-19
II	2	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	-16	-7	-5,5
III	1	Et	Et	Et	Et	Et	Et	Et	Et	Et	Et	Et	Et
III	2	Et	Et	Et	Et	Et	Et	Et	Et	Et	-2	-1	8
III	3	Et	Et	Et	Et	Et	Et	Es	Es	Es	Es	Es	Es
III	4	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Et	Et	Et
III	5	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	-2	-1	8
IV	1	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	0	-1,5	-0,5
IV	2	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	3	4,5	6
V	1	-5	-	-	-1	-21,6	-	-48	-40,3	-57	-19,8	-18	-12,8
V	2	-14,5	-31	-	0	0	-16,5	-37	-52	-31,2	Et	Et	Et
V	3	-9	-33,4	-	-1	-5	-55,5	-29,5	-32,7	-10	Et	Et	Et
V	4	-	-	-	-	-	-	Na	Na	Na	Et?	Et?	Et?
V	5	-	-	-	-	-	-	Na	Na	Na	Et?	Et?	Et?
V	6	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	-2,5	-4	0
VI	1	-27,7	-	-	-0,5	-59	-	Et	Et	Et	Et	Et	Et
VI	2	Et	Et	Et	Et	Et	Et	Et	Et	Et	Et	Et	Et
VI	3	-51,9	-	-	-5,1	-	-	Et	Et	Et	Et	Et	Et
VI	4	-21	-	-	0	-	-	-43,5	-62	-55,5	Et	Et	Et
VII	1	-3,5	-	-	0	-3,1	-	-29,8	-36	-49	-5	-22,5	-16
VII	2	-17,1	-13,7	-	0	-1,8	-11,8	-47	-26,2	-39	-5	-21,2	Et
VII	3	-5,5	-36	-	0	-0,5	-31,2	Et	Et	Et	Et	Et	Et
VII	4	-6,5	-10	-	0	-1,8	-34	-31,3	-27	-33	-11,3	Et	Et

Diversos fatores contribuem para erosão acelerada na zona III. Entre eles estão a sinuosidade do local, as características do perfil transversal, a dinâmica das cheias na região, a velocidade do fluxo em atrito com a margem e a granulometria do material.

O trecho avaliado está posicionado junto à margem côncava do canal, na trajetória mais sinuosa do sistema do alto rio Branco, o que justifica em grande parte o maior volume de erosão. Outro detalhe importante é o formato da seção transversal no local. Entre todos os perfis levantados na área de estudo, a zona III foi o trecho onde o rio Branco se encontra mais exprimido na margem do canal.

A formação de ilhas e o avanço de barras fluviais da margem convexa em direção à côncava tem concentrado a maior parte do fluxo das cheias na margem direita do canal,

quando as profundidades superam os 12m de profundidade no ápice das cheias (Figura 5.22A).



Figura 5.26: Erosão da margem direita do rio Branco na região da confluência com o rio Cauamé entre janeiro de 2003 e janeiro de 2013. Na imagem são mostrados os perfis 2, 3 e 4 (Zona III), onde a linha vermelha mostra o limite do canal no ano de 2003 (Fonte: GeoEye, 2013)

Associado aos fatores descritos acima está a velocidade do fluxo do canal, a qual é resultado de várias variáveis, que vão desde a forma do canal, a declividade média do setor avaliado, a área da seção transversal e a descarga do canal. Observando o perfil transversal no trecho (Figura 5.22A), verifica-se que a faixa de maior profundidade é de pouco mais de 200m, enquanto o canal principal do rio Branco apresenta uma largura total de 900 m. Seu talvegue encontra-se muito próximo à margem, com uma distância que varia entre 30 e 50m no trecho estudado.

O monitoramento das seções transversais no sistema do alto rio Branco aponta que esta zona apresenta os maiores valores de velocidade de fluxo. Tal condição está relacionada à concavidade do trecho estudado, ao confinamento da maior parte da descarga na margem direita e a declividade do setor, que criam condições hidrodinâmicas no local, ampliando o efeito de corrasão sobre as margens do canal. Outros fatores que favorecem a erosão são o tempo, o período de duração das cheias e a própria composição das margens.

Apresentando uma composição silto/argilosa nos pinos intermediário e superior e de areia média na base do perfil, no pino inferior, nenhum deles mostrou resistência ao atrito provocado pelo fluxo durante as cheias. Esta questão foi evidenciada inicialmente

por Fernandez (1990), e confirmada por Correa e Souza Filho (2009), que colocam a velocidade do fluxo e a condição efetiva no processo de erosão de margens.

Neste sentido, Correa e Souza Filho (2009) ainda indagam, que estudos de monitoramento de margens no rio Paraná mostraram que estruturas de composição argilo-siltosa (que em tese apresentariam maior resistência aos processos), mostraram menor resistência à erosão do que as margens de composição areno-argilosa.

Outro fator que possivelmente apresenta um papel decisivo na erosão da zona III é o deslocamento de fluxos transversais sobre a planície aluvial no sentido rio Branco – Cauamé. Observações feitas durante as cheias do rio mostram que quando o nível deste o supera a margem direita, o fluxo se desloca sobre a planície aluvial, indo ao encontro do rio Cauamé.

Tal condição se deve à maior declividade da linha d'água do rio Branco em relação ao baixo Cauamé no trecho, promovendo um desnível entre os canais que favorece a transferência de fluxo extravasado do rio Branco para seu tributário. Esse fator talvez seja um dos principais condicionantes no processo de aceleração da erosão remontante na confluência dos rios e na desestabilização da margem direita do Branco na zona III (Figura 5.26).

Todas as demais zonas (I a VII) da margem direita do canal principal do rio Branco mostraram processos erosivos substancialmente menores. Tirando o ponto 2 da zona VI, com erosão igual/superior a 1m/ano, os outros trechos apresentaram taxas de redução de margem inferiores a 1m/ano (Figura 5.25, Tabela 5.3).

O trecho de menor erosão na margem esquerda localiza-se dentro da cidade de Boa Vista, e é representado pelo ponto 1, na zona VI. Este setor está sob o domínio de um terraço pleistocênico ligado à Formação Boa Vista, que compreende sedimentos com textura predominantemente silto-argilosa a silto-arenosa, com afloramento de concreções lateríticas. Neste trecho a erosão foi quase nula, atingindo uma taxa de apenas 0,01m/ano.

Já na margem esquerda do rio predominam processos de acreção. A única exceção é ponto 2, na zona II, localizado na ilha do Surrão com uma erosão média anual de 0,06m/ano. Os outros setores, por sua vez, foram agradados a taxas variando entre 0,01 a 0,09m/ano, sendo que os valores de agradação estão relacionados a locais mais sinuosos, bem como às margens convexas (Figura 5.25, Tabela 5.3). Essa tendência é visualizada pela interpretação de dados orbitais.

O mapeamento do sistema para o período entre 1975 e 2005, com raras exceções, também mostra que os processos de acreção predominam na margem esquerda do sistema do alto rio Branco, em detrimento à tendência erosiva observada na margem direita.

5.3.3. Variação do perfil transversal

O caráter dinâmico dos canais fluviais do sistema do alto rio Branco também foi avaliado pelo monitoramento da morfologia transversal do canal. A variação no formato da seção transversal ao longo dos trechos inferiores dos rios Tacutu e Uraricoera, assim como do rio Branco (Figura 4.1) são apresentados nas Figuras 5.27 e 5.28.

Em consonância com suas características básicas de transporte sedimentar do sistema, onde predomina a carga de fundo, todos os perfis apresentaram variação em seu leito. Quanto à mobilização de sedimentos no intervalo das campanhas de monitoramento se destacaram os perfis da Fazenda Paraíso, no rio Tacutu (Perfil A, Figura 5.27), assim como as seções B, C e E, no canal do alto rio Branco (Figura 5.28).

O Perfil da Fazenda Paraíso (Seção A, Figura 5.27) apresentou os valores mais expressivos quanto à movimentação de sedimentos de fundo. O monitoramento indicou variações positivas (agradiação) e negativas (erosão) no formato da seção transversal. Na passagem do período de cheia (06/07/12) para o início da vazante (10/10/12) o perfil apresentou um acréscimo $20,91\text{m}^2$, relacionado principalmente aos sedimentos oriundos da parcela setentrional da bacia (bacias do Surumu e Maú).

Mesmo que represente um acúmulo médio de apenas 0,08m ao leito do canal, em alguns pontos da seção o acúmulo de sedimentos foi bastante significativo, com destaque para o talvegue, que apresentou uma agradiação de aproximada de 1,5m. Por outro lado, esta foi compensada pela erosão em outros trechos do perfil.

No período posterior, no intervalo entre 10/10/12 e 16/11/12, o perfil da Fazenda Paraíso apresentou uma retirada substancial do seu material de fundo, exibindo um ganho de área ao canal de $263,88\text{m}^2$. Essa perda de materiais no leito do rio foi a mais expressiva nas seções monitoradas, marcada por uma erosão média 1,06m do leito do canal.

A maior mobilidade de sedimentos na estação Fazenda Paraíso (Figura 5.27) é basicamente fruto dos sedimentos oriundos das áreas elevadas da bacia do Tacutu (dominada por vegetação tipo savana), drenada pelos rios Maú e Surumu, retratado por Agostinho (2001), as quais são assoladas pelas fortes chuvas durante as cheias (Item 6). Esta situação é favorecida ainda pelo formato da seção que, sendo estreita e profunda,

acelera a passagem do fluxo pelo perfil e promove um maior carreamento de sedimentos pelo leito do canal.

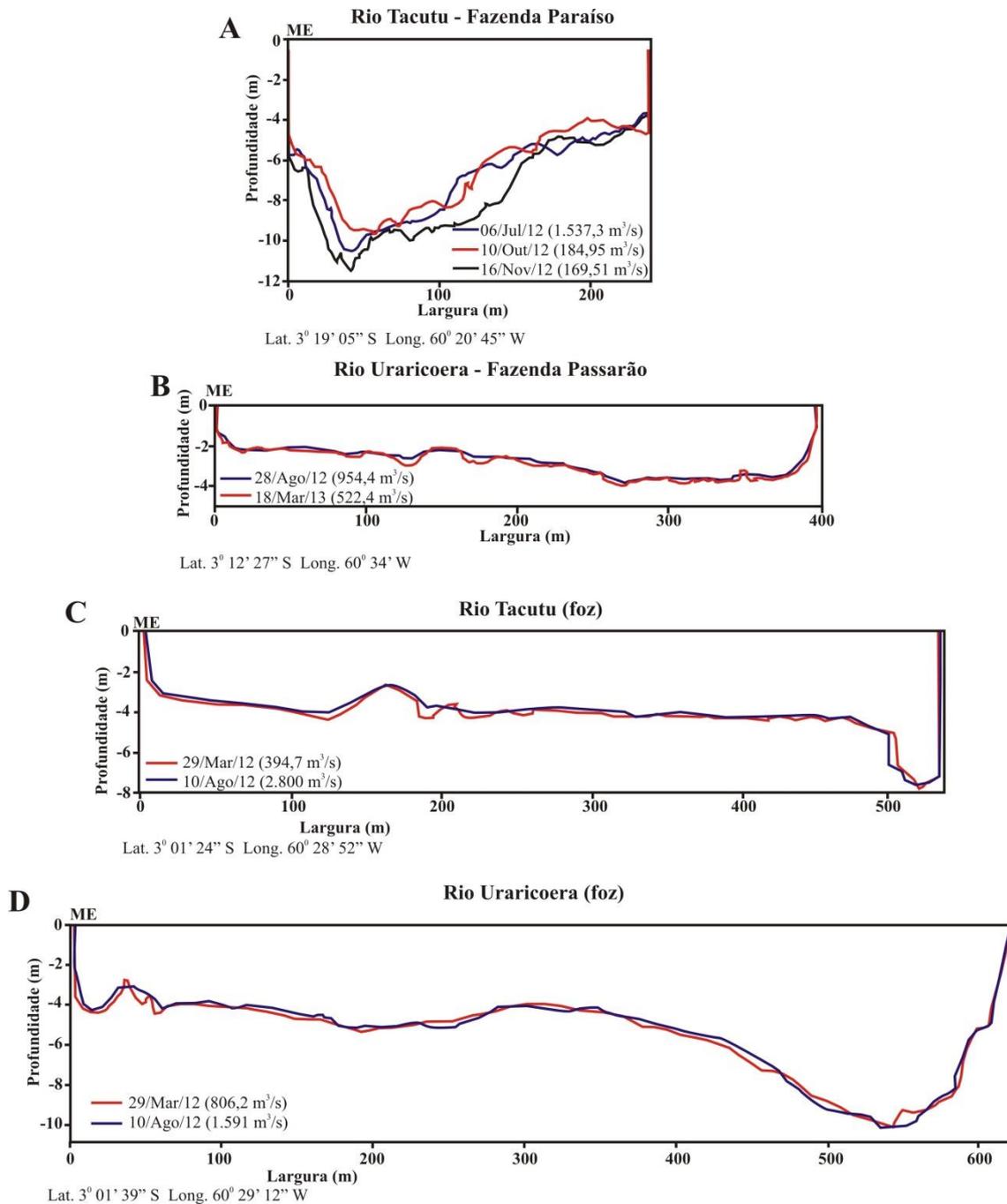


Figura 5.27: Variação da morfologia transversal no trecho inferior dos rios Tacutu e Uraricoera, Roraima

O Perfil B (Figura 5.28), localizado à montante da foz do rio Cauamé, apresentou, a exemplo do observado na Fazenda Paraíso, uma importante mobilização de material de

fundo, mas com pequena variação na área da seção. No total, entre o intervalo de 30/03/12 (final da vazante) e 08/08/12 (cheia), houve um acréscimo de $32,5\text{m}^2$, representando um ganho de cobertura sedimentar média de pouco menos de 0,04m nesta seção.

O maior volume de sedimentos movimentado neste perfil (“B”, Figura 5.28) ocorreu basicamente sobre uma barra fluvial, que domina a posição central e lateral esquerda do canal. Assim, enquanto alguns pontos da barra apresentaram acúmulo substancial aos depósitos, com espessamento superior a um metro, em outros pontos foi observada a formação de zonas depressivas, que compreenderam a remoção vertical dos materiais dos perfis em até dois metros e indicaram a ação de zonas de maior circulação horizontal denominados de *Chutte channel* (BAYER, 2010).

No talvegue, as modificações na forma do perfil foram pequenas (perfil “B”, Figura 5.28). Isso se deve ao fato deste setor estar posicionado na margem côncava do canal e apresentar fluxo constante e de alta energia ao longo de todo ano hidrológico. Essa condição determina a grande eficiência desta zona na transmissão de sedimentos à jusante, não permitindo deposição substancial de material de fundo neste setor da seção.

Cabe ressaltar que a margem direita, posicionada junto à área de influência deste trecho do canal, apresenta os maiores valores de erosão de margem do sistema do alto rio Branco, superando um metro/ano (Item 5.3.2).

O Perfil C (Praia Grande, Figura 5.28), localizado nos arredores de Boa Vista, demonstrou um processo de agradação de sua seção na passagem da vazante (30/03/12) para o período de cheias (23/08/12). O acúmulo de sedimentos foi de $200,19\text{m}^2$, o que equivale a uma agradação média de 0,16m ao leito do canal.

A sedimentação foi observada na maior parte do canal, chegando em alguns pontos à marca 1,8m de espessura. As exceções foram observadas nas áreas de talvegue do canal principal (próximo à margem direita) e do canal secundário (adjacências da margem esquerda) e na parcela a esquerda do topo da barra, entre as distâncias de 250 e 450m da margem esquerda. Situado do intervalo entre duas ilhas (à montante e jusante da seção transversal) este perfil apresenta, durante as cheias, o deslocamento de fluxos transversais com origem no curso principal do rio Branco em direção ao canal secundário (canal do Surrão). Esses fluxos promovem a retirada do material depositado na área do topo da barra para o canal secundário.

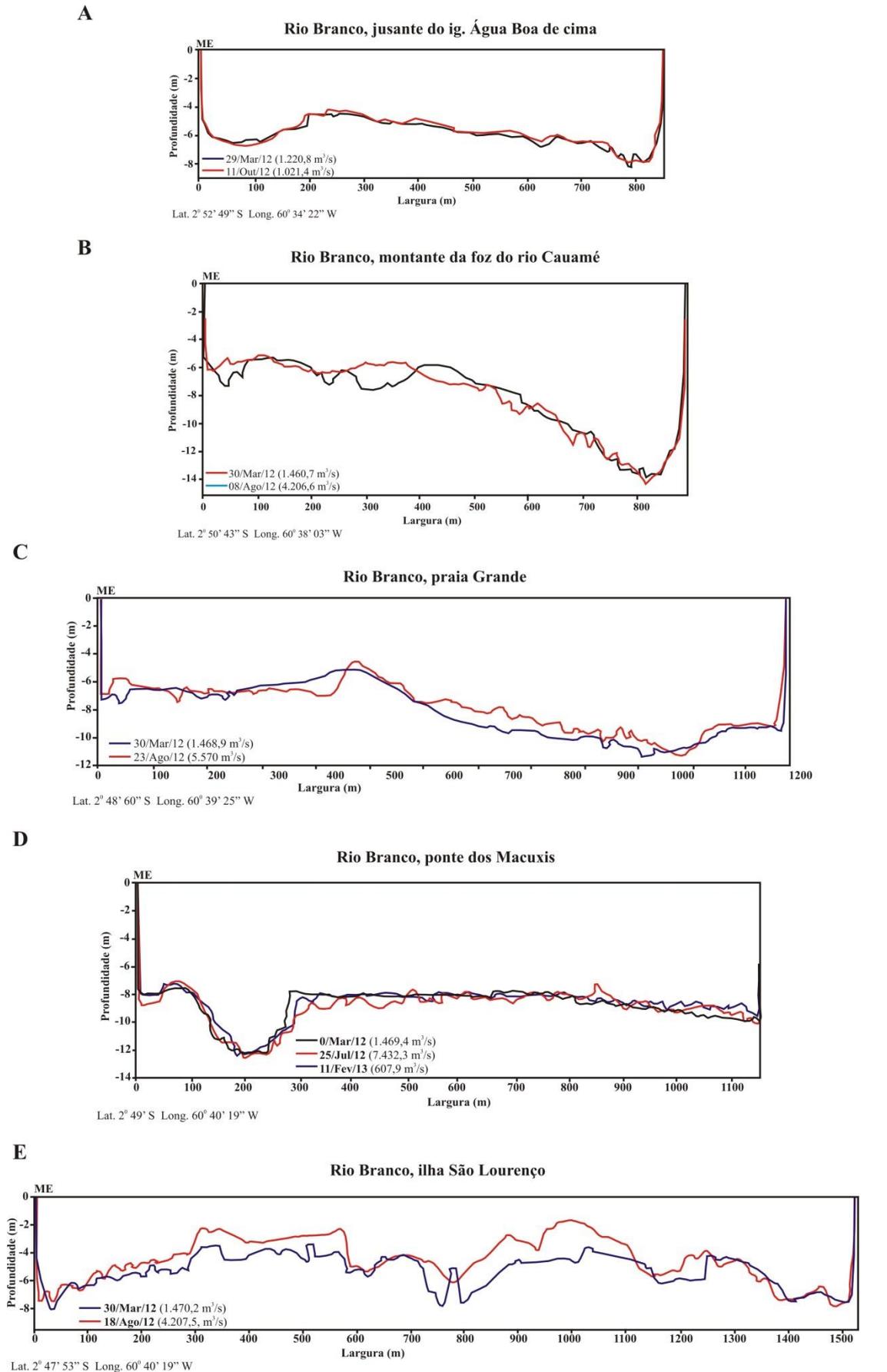


Figura 5.28: Variação da morfologia transversal do canal no sistema do alto rio Branco, Roraima

O maior destaque quanto à mobilização de materiais do alto rio Branco foi observado nas proximidades da Ilha São Lourenço (Perfil “E”, Figura 5.28). O referido perfil acumulou um total de 359,07m² de material de fundo, o equivalente a deposição média de 0,24m por todo o canal, apresentou o maior volume de todos os perfis monitorados. Os locais de maior deposição concentram-se na parcela central do perfil, com uma deposição que ultrapassou 2,5m de espessura.

A forte deposição neste setor é favorecida pela posição do perfil em relação à ilha de São Lourenço, localizada a poucos metros à jusante, atuando diretamente no retardo do fluxo na parcela central do canal do rio Branco e levando a instalação de uma barra a sua montante que se encontra franco processo de estabilização (desenvolvimento vertical com agradação de materiais pelíticos e fixação de vegetação).

Outra coisa que chama a atenção no perfil é o preenchimento de uma depressão localizada na parcela central da barra (posição entre 700 e 900m no Perfil E, Figura 5.28). Tal setor equivale ao domínio de um canal transversal que flui entre a ilha de São Lourenço (a jusante do perfil) e a barra central (montante).

Assim, o processo de agradação neste perfil se dá principalmente pelo avanço dos sedimentos da barra fluvial sobre este canal, o qual exibe uma redução gradual em sua largura e profundidade (Figura 5.29), bem como promove um acréscimo substancial a topografia do perfil, abrangendo trechos do canal preenchidos pelos sedimentos.

Quanto as modificações na área dos perfis e o momento hidrológico, os levantamentos indicaram um processo predominante de agradação da seção na passagem do período de vazante para as cheias. Esta condição foi observada nos perfis C e D, nos rios Tacutu e Uraricoera (Figura 5.27), além das seções A, B, C e E, localizados no alto rio Branco (Figura 5.28).

A exceção observada foi no Perfil D, à montante da ponte dos Macuxis (Figura 5.28), onde verificou-se que a transição entre a vazante (30/03/12) e a cheia (25/07/12) exibiu uma remoção de sedimentos de 60,83m², sendo o equivalente a uma erosão média de pouco mais de 0,05m.

A construção da ponte dos Macuxis (e o aterro sobre a planície de inundação) limitou a área de passagem de água aos limites do canal (onde se encontram instaladas a cabeceira da ponte). Assim, para dar vazão ao volume avantajado das cheias, no trecho da ponte há uma forte aceleração da velocidade do fluxo que, compensando a redução da área do leito de cheias, o que acaba por diminuir a deposição de materiais na seção, em razão do forte poder erosivo da descarga.



Figura 5.29: Perfil transversal (linha vermelha) a montante da ilha de São Lourenço (Perfil E, Figura 5.28). Mostra o avanço da barra em direção à ilha de São Lourenço (jusante), durante a transição do período de cheias para a vazante, avançando sobre um canal que flui entre os dois depósitos sedimentares (Fonte GeoEye, 2013)

A passagem do período de cheias para a vazante mostrou uma condição contrária à transição vazante/cheia. Desse modo, quando as cheias terminam, o volume de sedimentos oriundos das vertentes (e de sua rede de drenagem) e depositados no canal passa a ser retirado de forma gradual, refletindo no seu aprofundamento. Isso é observado no Perfil B (Fazenda Passarão, Figura 5.27), junto ao rio Uraricoera, que apresentou a predominância de processos erosivos. Assim, ao longo dessa transição (28/08/12 – 18/03/13) o volume erodido foi de $52,36\text{m}^2$, o que equivale a um rebaixamento médio de $0,13\text{m}$ do leito do rio.

O Perfil A, no rio Tacutu (Figura 5.27), apesar de apresentar inicialmente um acúmulo de sedimentos na transição entre a cheia/vazante ($20,91\text{m}^2$, no período entre 06/07/12 e 10/10/12), à medida que se aprofundou no período de vazante a seção foi rapidamente erodida. Em um intervalo pouco superior a um mês (10/10/12 a 16/11/12) o perfil da Fazenda Paraíso apresentou erosão substancial de $263,88\text{m}^2$ (com a retirada média de $1,06\text{m}$).

Na seção da ponte dos Macuxis (Perfil D, Figura 5.28) a transição da vazante para cheia também apresentou tendência erosiva/deposicional contrária aos outros perfis monitorados. À medida que a descarga do rio Branco reduziu foi observado um acúmulo de sedimentos no leito do canal. Portanto, no período entre 25/07/12 e 11/02/13, que

marca o intervalo entre o ápice da cheia e o final da vazante, ouve uma agradação de $109,15\text{m}^2$, acrescentando ao seu leito um volume médio aproximado de $0,10\text{m}$. Este acumulo provavelmente é fruto da desaceleração da velocidade de descarga da seção, o que permite a armazenagem do sedimento no local.

Importante salientar que a sedimentação no local também sofre algum tipo de interferência (negativa), a qual é gerada por atividades de mineração intensiva (dragagem areia e seixo), concentrada principalmente entre uma faixa entre 100 e 1.000m à jusante do trecho direito do canal. O lado esquerdo também tem sido explorado, mas com baixa intensidade.

Quanto ao grau de seleção de sedimentos, o monitoramento apontou para uma ordenação dos materiais de fundo de acordo com a posição em relação ao talvegue. Assim, na área do talvegue e adjacências predominam amostras com baixo grau de seleção, associadas à ocorrência de sedimentos de maior granulometria do perfil (zonas de maior velocidade no perfil). Nas áreas mais afastadas, referentes aos trechos de menor profundidade ou depósitos de barras, os sedimentos apresentaram melhor grau de seleção (formado em sua ampla maioria por sedimentos moderadamente selecionados).

Por outro lado, a relação do grau de seleção dos sedimentos com o momento hidrológico mostrou resultados bastante diferenciados. Somente os Perfis C e D (Figura 5.27) e B (Figura 5.28) apresentaram alguma relação do grau de seleção com vazantes e cheias. Nestes perfis, durante o período de cheias, a granulometria foi marcada por sedimentos com pobre grau de seleção. Já nas vazantes, as seções apresentaram uma melhora no grau de seleção das amostras. Esse tipo de condição foi observada por Kuerten et al. (2009), que estudaram as características hidrossedimentares do rio Ivaí. O restante dos perfis não apresentou padrões claros para as cheias e as vazantes.

5.4. HIDROLOGIA DO ALTO RIO BRANCO

5.4.1. Descarga fluvial

5.4.1.1. *Descarga média mensal*

A Bacia do Alto Rio Branco drena uma área de 97.200Km^2 (ANA, 2014), sendo formada por tributários importantes como os rios Uraricoera e Tacutu. Outro afluente relevante é o rio Mucajaí, com sua foz posicionada nas proximidades do trecho inferior da área de estudo (aproximadamente 10km) (Figura 5.30). O Uraricoera é o maior afluente do rio Branco, drenando 52.184km^2 e o Tacutu é o segundo maior, drenando uma

área total de 42.904Km², sendo que 11.312km² de sua extensão estão situados na República Cooperativista da Guiana.

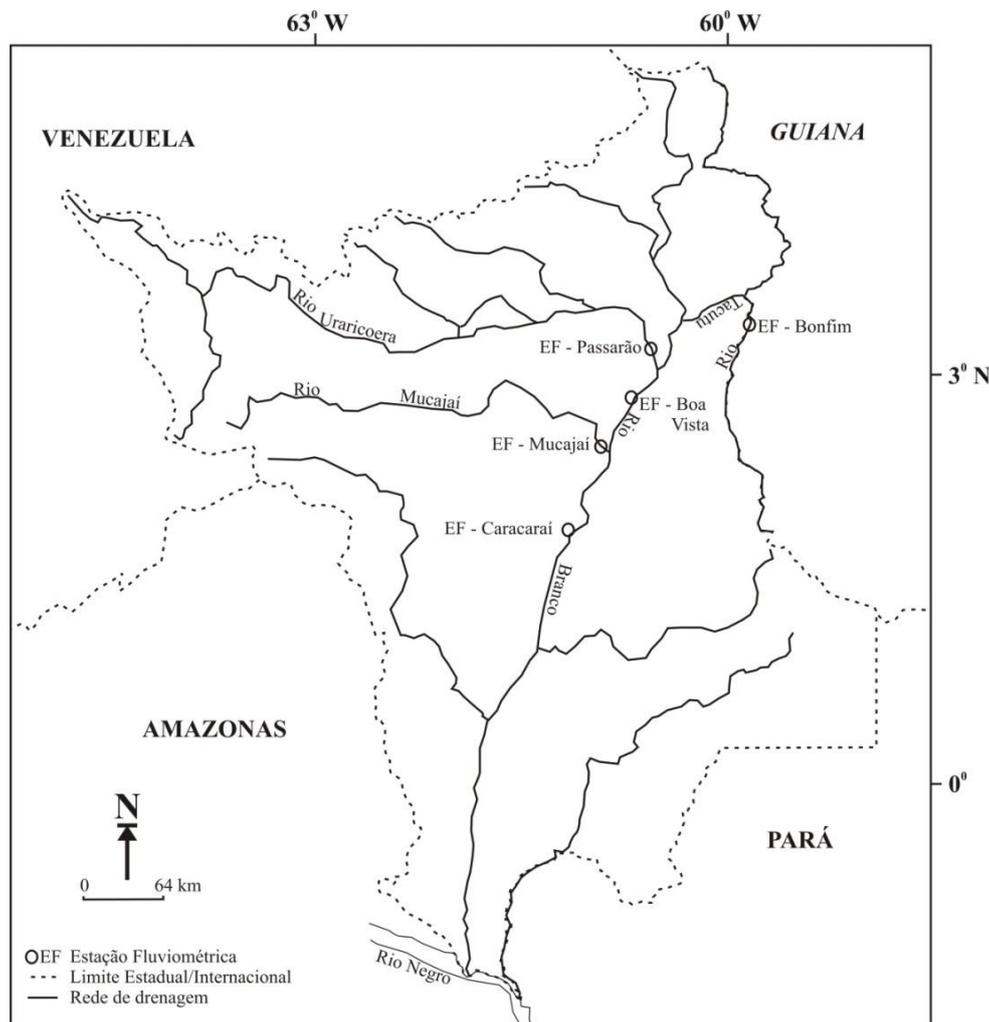


Figura 5.30: Principais estações fluviométricas da bacia do rio Branco, Roraima

Devido à estação fluviométrica de Boa Vista não possuir uma série histórica de dados de descarga, foram avaliadas as informações das estações de Caracarái e Mucajaí, além dos rios Uraricoera e Tacutu, para uma caracterização da hidrológica mais geral do sistema (Figura 5.30).

Abrangendo uma área de drenagem de 126.000Km² (ANA, 2014), a estação fluviométrica de Caracarái, situada a aproximadamente 90km da área de estudo, possui a maior e mais completa série de dados hidrológicos de Roraima.

O rio Mucajaí, com 21.602km² de área, tem a metade do tamanho da bacia do rio Tacutu. Apesar disso, por ser paralela à bacia Uraricoera, drena áreas de pluviometria similar e possui uma grandeza substancial na manutenção da descarga do sistema do alto rio Branco.

A Figura 5.31 apresenta o hidrograma com as vazões médias mensais do rio Branco, considerando as vazões máximas, médias e mínimas registradas em cada mês na estação de Caracaraí, no período 1967-2012.

Neste sentido, a análise do hidrograma permitiu caracterizar dois períodos bem distintos no regime hidrológico do rio Branco. O período de cheias, com início na passagem do mês de março para abril, se estende até meados de setembro. As maiores vazões mensais são observadas em julho, com uma média histórica de quase $7.000\text{m}^3/\text{s}$. Quanto aos dados de vazão extremos, a maior descarga já documentada ocorreu em 2011, a qual foi obtida no dia 09/06/2011. A média de descarga de junho de 2011 ($12.763,4\text{m}^3/\text{s}$) praticamente se equiparou ao terceiro maior pico de descarga anual de toda a série histórica de Caracaraí ($12.779,76\text{m}^3/\text{s}$), que ocorreu em 22/06/2006 (ANA, 2014).

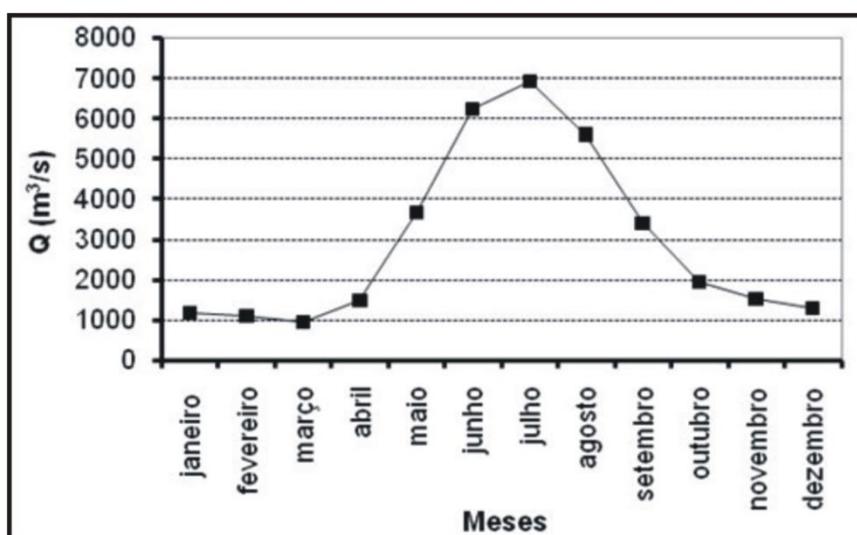


Figura 5.31: hidrograma com as médias mensais das vazões do rio Branco, na estação Caracaraí, no período 1967-2012 (ANA, 2014). Posicionado no médio rio Branco, a 90km a jusante do limite inferior da área de estudo

O período de águas baixas começa em outubro e sua vazante se estende até meados do mês de março, quando apresentam médias históricas mensais inferiores a $2.000\text{m}^3/\text{s}$ (Figura 5.31). O período mais crítico ocorre em março, que marca a transição da vazante para as cheias, quando a média histórica mensal atinge descargas de aproximadamente $2.000\text{m}^3/\text{s}$, acompanhando a escassez de chuvas na bacia durante esta época. O menor valor de descarga já obtido na estação de Caracaraí foi de $189,23\text{m}^3/\text{s}$, no dia 03/04/1998 (ANA, 2014), o qual marcou um período histórico de seca no estado.

A Figura 5.32 apresenta o hidrograma com as vazões médias mensais do rio Uraricoera, compreendendo a série histórica da Fazenda Passarão (1977-2012). Posicionada a 25km à montante da confluência com rio Tacutu, a estação mostra o papel

fundamental do Uraricoera para a descarga do sistema do alto rio Branco. Assim, durante o ápice das cheias, este rio apresenta médias mensais superiores a 2.500m³/s (junho e julho), contribuindo com pouco mais de 36% da vazão média mensal do rio Branco.

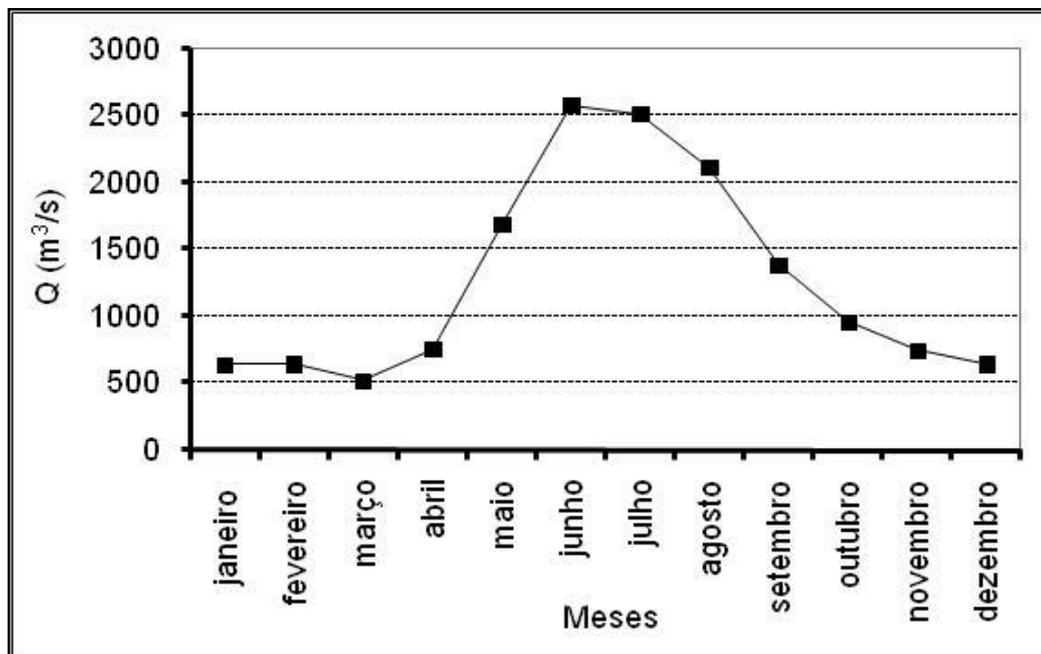


Figura 5.32: hidrograma com as médias mensais das vazões do rio Uraricoera, na estação Passarão, no período 1977-2012 (ANA, 2014)

Com relação as vazões máximas, o maior valor foi obtido 18/05/1990, chegando a 8.402m³/s. No referido mês a média de descarga foi de 6.043,02m³/s, maior que qualquer outro valor de descarga registrado nos outros anos da série nesta estação (ANA, 2014). Infelizmente, durante este mesmo período não foi realizado registro da descarga no rio Branco (estação de Caracaraí), o que prejudicou uma análise mais aprofundada. O segundo maior valor de descarga foi obtido durante a cheia histórica de 2011, com 5.924m³/s (03/06/2011) (ANA, 2014). Contudo, nos seis dias seguintes à obtenção dessa informação não foram registrados dados de descarga, indicando que o pico final neste ano possivelmente não foi mensurado.

Durante o período de vazante, e à medida que se chega ao período crítico da estação seca em Roraima cresce a importância do Uraricoera na manutenção da descarga do rio Branco.

Em meados de março, período crítico da vazante, o Uraricoera é responsável por mais de 50% da vazão média mensal do rio Branco na estação de Caracaraí, com valores pouco acima de 500m³/s (Figura 5.32). Considerando os dados diários, a menor descarga obtida no Uraricoera foi de 112,51m³/s, registrada em 17/04/1987, valor equivale a

33,71% da média das vazantes mínimas anuais observadas neste rio ($333,78\text{m}^3/\text{s}$) (ANA, 2014).

O rio Tacutu, o segundo sistema em área da bacia do alto rio Branco, apresenta características bem distintas dos rios Uraricoera e Mucajaí. Com uma série histórica iniciada em 1984 (estação fluviométrica de Bonfim, no médio curso do rio), drena uma área de 9.860km^2 e apresenta médias mensais máximas de aproximadamente $670\text{m}^3/\text{s}$ (junho e julho) (Figura 5.33).

A maior descarga registrada nesta estação ocorreu em 10/05/2012, atingindo $1.954\text{m}^3/\text{s}$. Porém, é necessário frisar que, a exemplo do que ocorreu no rio Uraricoera, o segundo maior valor de descarga monitorado ($1.946\text{m}^3/\text{s}$, levantado em 01/06/2011) foi sucedido por uma sequência de quatro dias sem monitoramento fluviométrico, indicando a possibilidade da descarga neste período ter superado a marca de 2012.

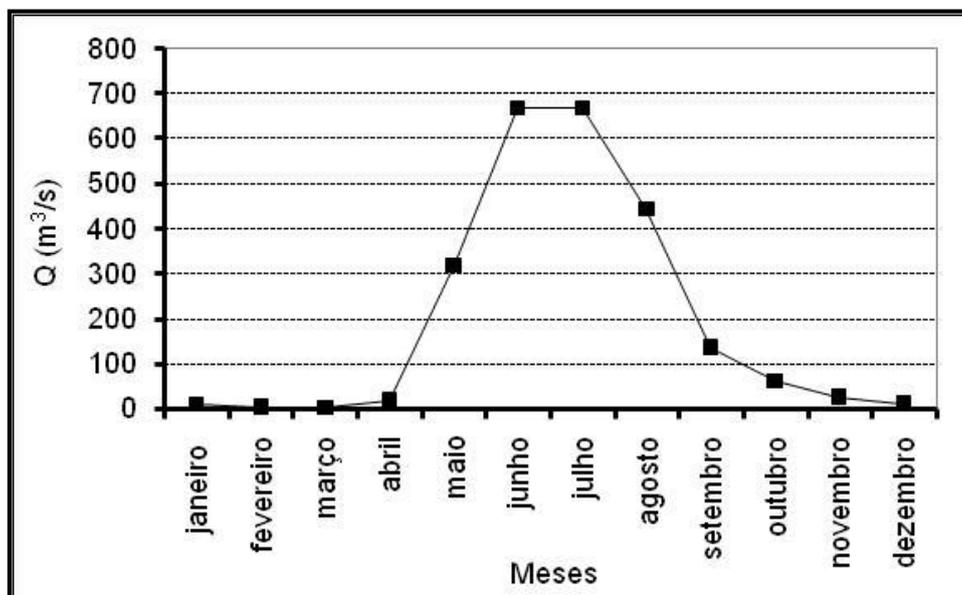


Figura 5.33: Hidrograma com as médias mensais das vazões do rio Tacutu, na estação Bonfim, no período 1984-2012

Quando comparado à média mensal dos meses de maior e menor vazão do rio Tacutu, verifica-se uma amplitude elevada, que chega a um total de 67 vezes. Assim, enquanto durante o ápice das chuvas a descarga é bastante elevada, ao final do período de vazante as médias mensais giram em torno de $10\text{m}^3/\text{s}$ (fevereiro e março) (Figura 5.33).

Essa diferença é mais significativa quando comparada a amplitude dos rios Branco (7 vezes), Uraricoera e Mucajaí (5 vezes) (EVANGELISTA et al., 2008). Segundo a ANA (2014), a menor descarga já registrada na estação de Bonfim foi em 13/11/1989, com $0,386\text{m}^3/\text{s}$, sendo 19,69% da média das vazantes extremas anuais ($1,96\text{m}^3/\text{s}$).

Quando se fala da vazão do rio Tacutu como um todo, especialmente se tratando de uma média histórica confiável, só recentemente (meados de 2012) foi instalada uma estação fluviométrica mais representativa (Fazenda Paraíso) para o estudo da contribuição deste rio para o sistema do alto rio Branco.

Esta estação absorve a contribuição dos rios Maú e Surumu, os dois principais afluentes do Tacutu, que desaguam à jusante da estação de Bonfim. Contudo, a sua brevidade afeta uma análise mais detalhada com relação às médias mensais, como realizado nas outras estações discutidas.

Os dados do rio Maú (com área equivalente a da estação de Bonfim (9.870km²)), colhidos entre 2010 e 2012, mostram um pico mais baixo que no rio Tacutu, com uma média mensal de 503,37m³/s (maio). As menores médias mensais são de 82,57m³/s (janeiro), exibindo uma amplitude de pouco mais de seis vezes.

Medidas realizadas no médio Surumu (1984 – 2013) mostram um pico de médias mensais de 198,96m³/s e vazantes mínimas mensais de 18,36m³/s, totalizando uma amplitude de quase 11 vezes. Ambas as estações apresentam oscilações substancialmente menores em relação ao observado na estação de Bonfim, no médio Tacutu.

Quando avaliadas as médias mensais no rio Cotíngio, principal afluente do Surumu, também pode ser observada a média dos cursos fluviais paralelos (Maú e Surumu). Neste sistema, o mês de julho apresenta a maior média mensal (série de 1975-2013) com 314,31m³/s. As menores médias mensais ocorrem em março, com vazões de 45,79m³/s e acabam por uma amplitude de descarga de 7 vezes (ANA, 2014).

Mesmo que não contemplem todo trecho setentrional e Tacutu inferior (ficando ainda uma área descoberta de 15.116km²), os valores de descarga média mensal dos rios Surumu, Cotíngio e Maú, somados a descarga da estação de Bonfim (rio Tacutu), mais do que dobram a descarga do rio Tacutu, com uma inclusão de quase 1000m³/s no ápice das cheias.

No período extremo das vazantes do Tacutu a contribuição destas bacias se mostra ainda mais importante. Nos meses de fevereiro e março, elas representam um acréscimo de quase 1.500% na vazão média mensal, quando somados aos volumes daquele.

Assim, a menor contribuição da bacia do Tacutu, quando comparada a do Uraricoera, deve-se certamente à sua menor área de captação e, principalmente, ao fato de fazer parte da bacia do rio Branco, onde ocorre menor precipitação anual e maior evapotranspiração, justificados por estudos climáticos já realizados (RORAIMA, 1992).

Na Figura 5.34 é apresentado o hidrograma do rio Mucajaí, com as médias mensais das vazões na estação Mucajaí, no período 1995-2012. Com base nestes dados, verifica-se que o regime hidrológico do alto rio Branco é semelhante ao de seu principal formador, o rio Uraricoera, que contribui com uma maior descarga.

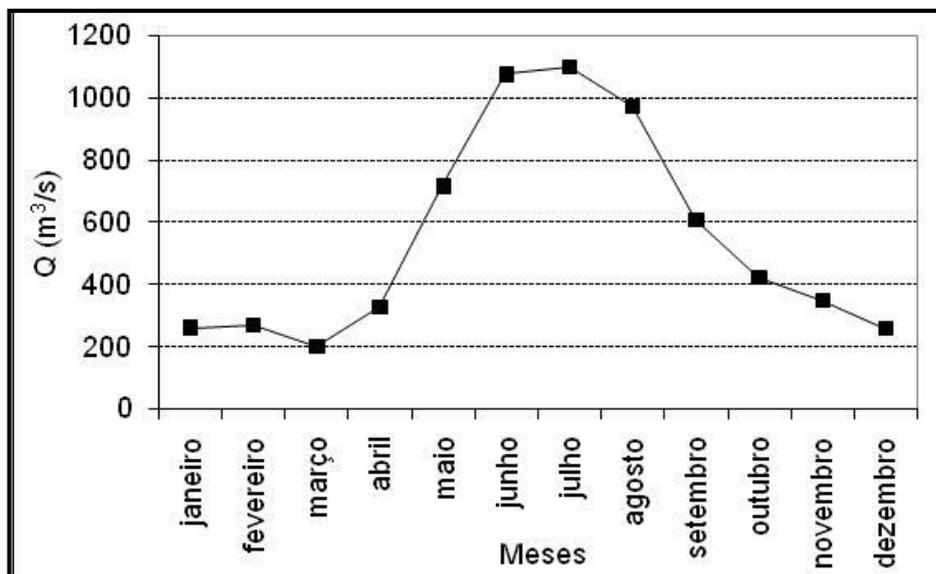


Figura 5.34: Hidrograma com as médias mensais das vazões do rio Mucajaí, na estação Mucajaí, no período 1995-2012

Em suma, os resultados são indicativos de que o regime hidrológico do rio Branco até a altura da estação Caracará é função principalmente da bacia do Uraricoera, com menor contribuição das bacias do Tacutu e Mucajaí.

Em relação às chuvas, o padrão da variação das vazões desses rios observado nos hidrogramas é muito semelhante à variação da precipitação pluviométrica ao longo do ano. No caso da oscilação das vazões registradas no rio Branco na estação Caracará, verifica-se que ela é defasada cerca de um mês em relação às registradas nas estações pluviométricas de Boa Vista e de Caracará (Figura 5.35), ou seja, observa-se que o mês mais chuvoso é junho, enquanto as maiores vazões são observadas em julho.

Entretanto, em relação ao comportamento das chuvas observado nas estações situadas à Noroeste (Missão Auaris e Uaicás) essa defasagem é de aproximadamente dois meses, uma vez que o pico de chuvas ocorre no mês de maio (Figura 5.36).

Ao se comparar a variação das chuvas de estações localizadas no nordeste do estado, a defasagem praticamente deixa de existir, tendo em vista que o pico de chuvas ocorre em junho-julho (Figura 5.37).

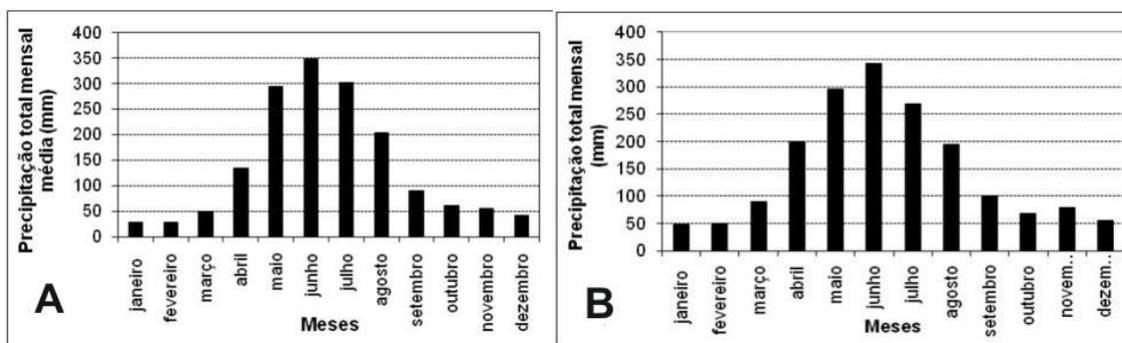


Figura 5.35: Histogramas com a precipitação total mensal média das estações pluviométricas: A) Boa Vista (1910-2012) e de B) Caracará (período 1975-2012)

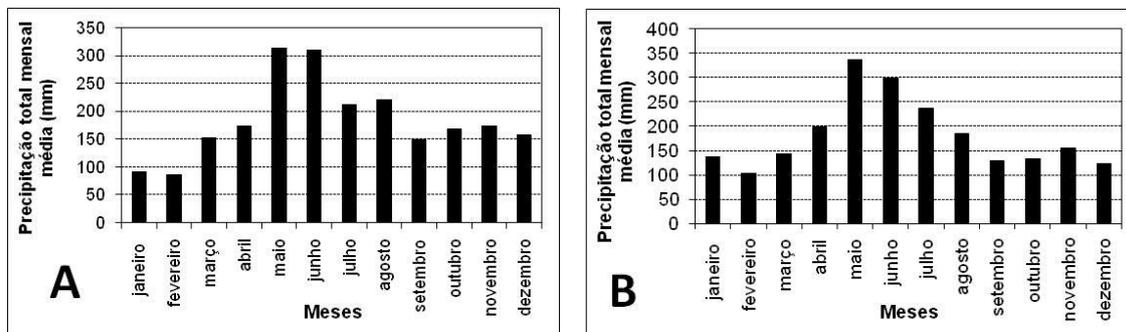


Figura 5.36: Histogramas com a precipitação total mensal média das estações pluviométricas: A) Missão Auaris (período 1984-1993) e B) Uaicas (período 1984-2012)

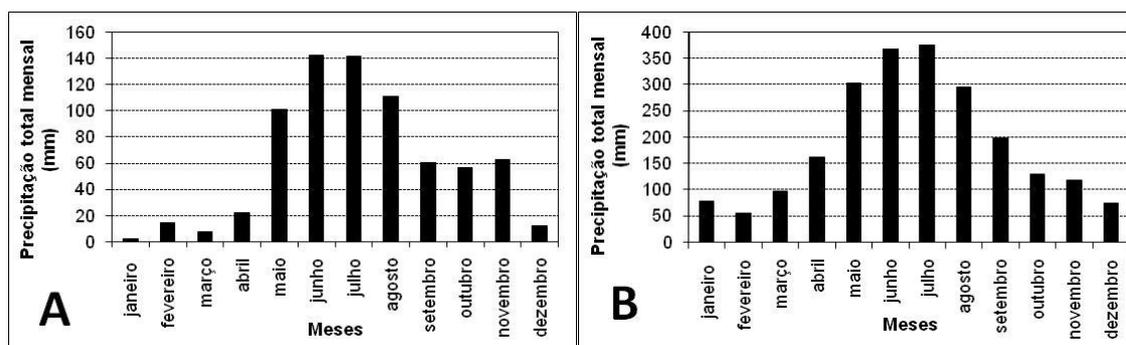


Figura 5.37: Histogramas com a precipitação total mensal média das estações pluviométrica: A) São João do Cotinho (período 1984-1993) e B) BV8 (período 1984-2007)

5.4.1.2. Dados diários de descarga da bacia

Observações em relação aos dados diários do sistema do alto rio Branco destacam ainda mais as diferenças entre as parcelas ocidentais e orientais da bacia. Na Tabela 5.4 são apresentados dados hidrológicos do sistema.

A partir de estimativas feitas de séries de cotas fluviométricas (ANA, 2014) e dados de monitoramento de descarga nos anos de 2012 e 2013, o rio Branco (estação fluviométrica de Boa Vista) apresentou uma descarga média de $2.590\text{m}^3/\text{s}$, drenando uma área de 97.200km^2 (ANA, 2014). A descarga média dividida pela área de drenagem mostrou uma produção de $0,027\text{m}^3/\text{km}^2/\text{s}$.

Tabela 5.4: Características hidrológicas do sistema do alto rio Branco

Seções	Área Drenada (km^2)	Descarga Média (m^3/s)	Descarga Máxima (m^3/s)	Descarga Mínima (m^3/s)	Amplitude da Descarga	Descarga produzida ($\text{m}^3/\text{km}^2/\text{s}$)
--------	--------------------------------	--	---	---	-----------------------	--

Rio Branco (Boa Vista)	97.200	2.590*	?	?	?	0,027
Rio Auaris	621	31,25	81,72	4,21	19,42	0,050
Rio Uraricoera (Uaicás)	16.100	571,61	2.165	125,2	17,29	0,036
Rio Uraricoera (Cajupiranga)	36.900	1.149,75	4.095	64,97	63,03	0,031
Rio Uraricoera (Passarão)	50.200	1.502,03	8.402	112,51	74,69	0,030
Rio Tacutu (Bonfim)	9.860	211,99	1.954	0,386	5.062,18	0,022
Rio Maú	9.870	226,69	1.423,27	24,83	57,33	0,023
Rio Tacutu (Ponte Normandia)	24.300	528,63	3.885,7	27,77	139,95	0,022
Rio Cotingo	5.780	163,05	2.963,6	1,2	2.469,67	0,028
Rio Surumu	2278	75,86	1.162,8	4	290,70	0,033

*Estimativa calculada á partir da série histórica de cotas fluviométricas e de dados de monitoramento da descarga do rio Branco

É importante destacar que a produtividade da estação Boa Vista apresenta um dado homogêneo de toda a bacia, não refletindo eventuais diferenças na contribuição dos sistemas tributários para o rio Branco. Tal questão fica ainda mais clara ao observarmos os dados das estações das bacias dos rios Uraricoera (parcela centro-ocidental) e Tacutu (parcela oriental) (Figura 5.38).

A vazão máxima e mínima do rio Branco e, por conseguinte, a amplitude da descarga, não foi calculada devido à limitada quantidade de campanhas de campo e o baixo volume de dados (ou inexistência) obtidos em eventos extremos (cheias maiores e vazantes extremas).

Com uma área de 50.300km² (ANA, 2014) a bacia do Uraricoera ocupa 51,75% da área drenada do rio Branco à montante de Boa Vista. Levando-se em conta a média de descarga das estações fluviométricas da Fazenda Passarão, no rio Uraricoera (ANA, 2014), e de Boa Vista (estimada), nota-se que este importante tributário é responsável, por pelo menos 58% do volume de água do alto rio Branco (Tabela 5.4).

A produção de descarga da bacia do Uraricoera é mais elevada na parcela ocidental, com valores 0,050m³/km²/s, no rio Auaris. Esses valores apresentam uma redução progressiva em direção à foz, passando pelas estações do Uaicás (0,036m³/km²/s) e Cajupiranga (0,031m³/km²/s), até atingir uma produção de 0,030m³/km²/s, na estação

Fazenda Passarão, localizada nas imediações da foz do Uraricoera (Tabela 5.4) (Figura 5.38).

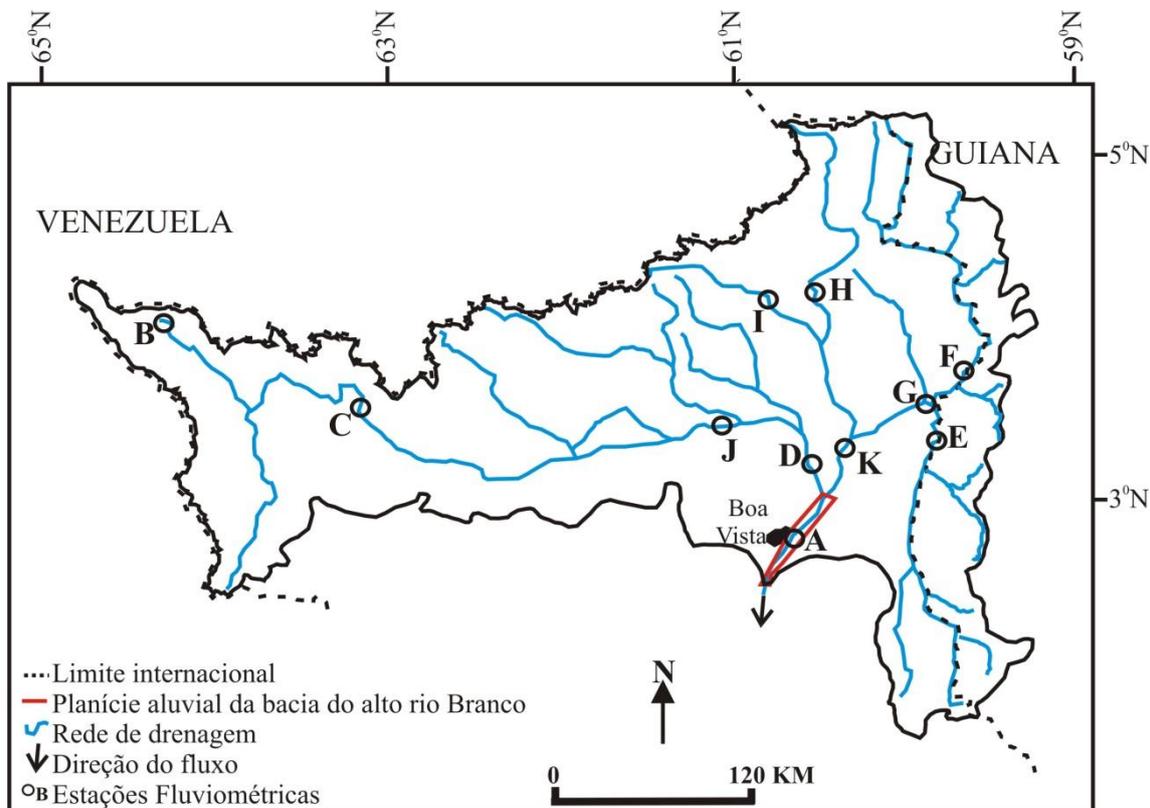


Figura 5.38: Estações fluviométricas do sistema do alto rio Branco: “A” – Boa Vista; “B” – Auaris; “C”; Uaicás; “D” Fazenda Passarão; “E” – Bonfim; “F” Maú; “G” Tacutu (Ponte Normandia); “H” – Cotingo; “I” – Surumu; “J” – Cajupiranga; “K” – Fazenda Paraíso

A bacia do Tacutu apresenta dinâmica e características bem distintas em relação ao Uraricoera. Ao contrário deste último rio, os menores valores de produção de descarga da bacia estão associados ao trecho intermediário e superior da bacia (Tabela 5.4), mostrando uma produção média de $0,022\text{m}^3/\text{km}^2/\text{s}$ na área de influência das estações de Bonfim e Ponte de Normandia, ambas no rio Tacutu (Figura 5.38). A produção é maior na sua parcela setentrional, com progressão gradual no sentido leste-oeste, como observado nos rios Maú ($0,023\text{m}^3/\text{km}^2/\text{s}$), Cotingo ($0,028\text{m}^3/\text{km}^2/\text{s}$) e Surumu ($0,033\text{m}^3/\text{km}^2/\text{s}$)

O padrão decrescente da produção de descarga apresentado na bacia do alto rio Branco, resultando numa maior eficiência caudal do rio Uraricoera, é reflexo da distribuição de chuvas da bacia.

Conforme apresentado no Item 3, esse padrão fica claro quando observamos os dados de pluviosidade total no sistema, com os maiores valores precipitados no extremo oeste da bacia, reduzindo progressivamente em direção à sua parcela oriental, com os

valores mínimos de pluviosidade na região limítrofe entre Brasil (Roraima) e Guiana (Figura 3.10, Item 3).

As diferenças entre as bacias dos rios Uraricoera e Tacutu se mostram mais agudas quando avaliada a concentração de chuvas do sistema do alto rio Branco (Figura 3.12, Item 3) e a amplitude da descarga nesses rios.

Devido ao fato da bacia do Uraricoera apresentar uma melhor distribuição de chuvas ao longo do ano hidrológico, especialmente em suas parcelas médio e superior da área de captação, em sua foz, na estação da Fazenda Passarão a amplitude de descarga do rio Uraricoera (descarga máxima e mínima diária obtida na série hidrológica) foi de 74,69 vezes (Tabela 5.4). Em direção à montante, assim como observado na produção de descarga por área, há uma redução da amplitude das descargas, chegando a 17,29 vezes na estação do Uaicás (alto Uraricoera) e 19,42 vezes no rio Auaris. O valor menor de amplitude apresentado pela estação de Uaicás em relação ao Auaris é provavelmente fruto de sua maior área de drenagem e de seu gradiente mais baixo.

A bacia do rio Auaris, apesar de drenar a região com a melhor distribuição de chuvas no sistema do alto rio Branco, possui um gradiente topográfico elevado e uma bacia alongada, favorecendo uma drenagem acelerada da água daquele sistema.

Por outro lado, a bacia do Tacutu é representada pela zona do sistema do alto rio Branco com maior concentração de chuvas durante a estação chuvosa (Figura 3.12, Item 3) e apresenta um abismo entre as maiores e menores descargas diárias da série (já observadas na análise das médias mensais no Item 5.4.1.1), chegando a uma amplitude de 5.062,18 vezes na estação de Bonfim (Tabela 5.4), no médio Tacutu (Figura 5.38). Outra seção que apresentou amplitude bastante elevada das vazões diárias foi à bacia do rio Cotingo (2.469,67 vezes).

As estações do rio Surumu (290,70 vezes) e do Tacutu na ponte de Normandia (139,95 vezes) apresentaram valores mais baixos que as anteriormente citadas, porém, com estimativas de amplitude substancialmente elevadas quando comparadas às observadas na bacia do Uraricoera (Tabela 5.4) (Figura 5.38).

Todavia, é necessário frisar que as estações da ponte de Normandia, no rio Tacutu e no rio Maú, apresentam séries fluviométricas muito recentes, tendendo a favorecer a ocorrência menores valores de amplitude nestas bacias. A instalação de uma nova estação fluviométrica em meados de 2012, no baixo Tacutu (estação Fazenda Paraíso) auxiliará na formação de um retrato geral deste sistema (Figura 5.38).

A ausência de uma série dados de descarga na estação fluviométrica de Boa Vista, (Figura 5.38) possivelmente tem subestimado o papel do rio Uraricoera na vazão do sistema do alto rio Branco (Tabela 5.4).

Assim, ao fazer uma estimativa dos dados de descarga dos rios Branco (estação fluviométrica de Boa Vista) e Tacutu (est. Fazenda Paraíso), gerados a partir de uma relação cota/vazão, e do rio Uraricoera (est. Fazenda Passarão), (dados obtidos junto a ANA (2014)), há o indicativo de que este último exerce um papel maior na manutenção dos débitos do sistema do alto rio Branco.

De acordo com a Figura 5.39, ao comparar os dados levantados em um período de praticamente um ano (11 meses e 16 dias), observou-se que o volume da descarga do rio Uraricoera para este espaço de tempo foi equivalente a 73,89% ($1.800,44\text{m}^3/\text{s}$) do volume que fluiu pelo rio Branco durante o mesmo período ($2.436,76\text{m}^3/\text{s}$).

A dependência do o rio Branco em relação ao Uraricoera fica ainda mais clara quando observamos a evolução da vazão na Figura 5.39, pois, além de contribuir com a maior parte da descarga do Branco ao longo do ano, é na estação seca que o seu papel se torna fundamental.

Mesmo que durante a estação chuvosa os picos máximos de descarga das bacias do Uraricoera e Tacutu contribuam com valores aproximados de vazão, na metade final do período de vazante, o Uraricoera é responsável por mais de 90% de toda a descarga do sistema do alto rio Branco. Tal situação foi verificada entre Dezembro de 2012 a abril de 2013 (Figura 5.39).

Outro detalhe observado é que em alguns momentos a descarga do Uraricoera supera o fluxo escoado pelo rio Branco. Em períodos de súbito ganho de descarga, especialmente ao final da vazante, seria possível o primeiro rio superar a descarga do segundo, tanto é que em dois períodos com tempo superior a vinte dias, este afluente permaneceu interruptamente com descarga significativamente superior ao rio Branco (Figura 5.39). Os fatores que podem ser responsáveis por esta condição são as oscilações da descarga durante o dia, catalogadas (ou não) pelo observador; o tempo necessário para que a descarga da estação posicionada à montante passe pela seção no trecho à jusante; eventuais falhas no calculo da descarga ou no lançamento dos dados no sistema de informações hidrológicas; e a influência do leito do sistema fluvial no deslocamento dos fluxos durante o percurso de uma estação fluviométrica para a outra posicionada à jusante.

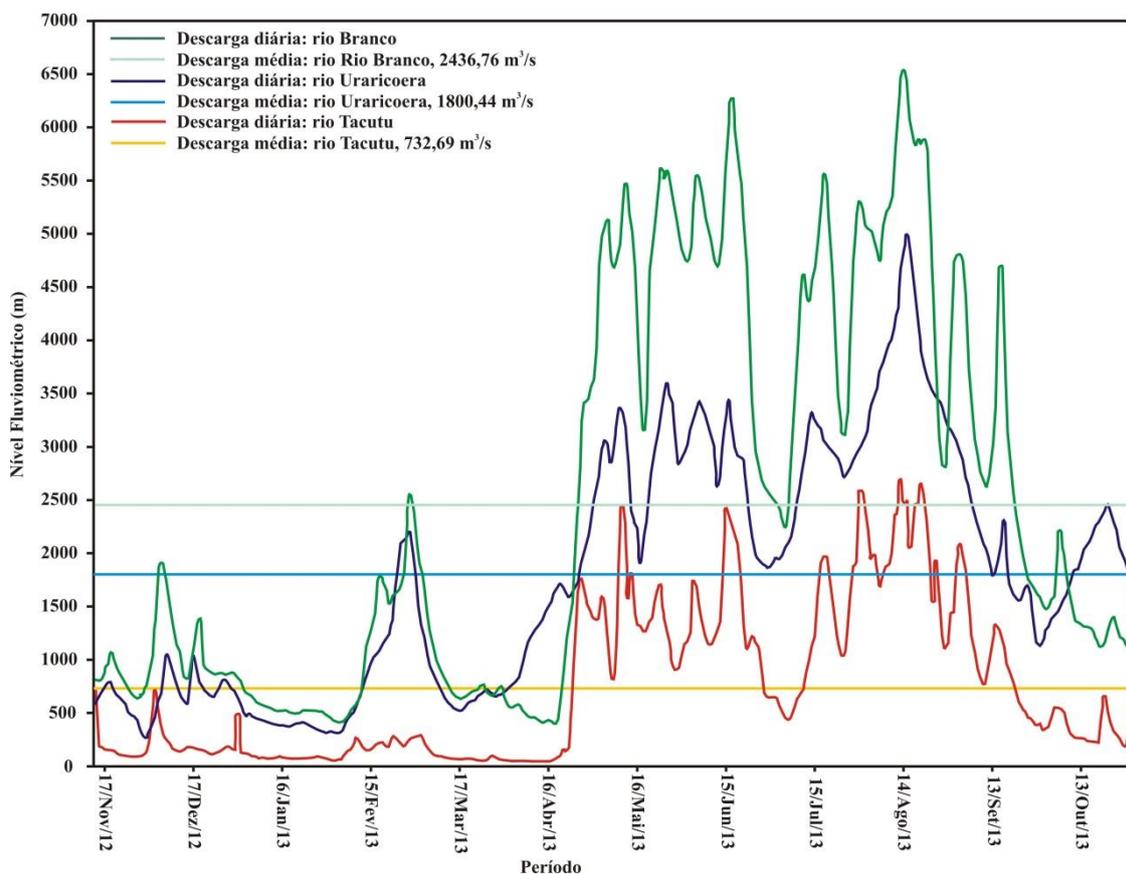


Figura 5.39. Comportamento da descarga dos rios Branco, Tacutu e Uraricoera entre o período de 14 de Novembro de 2012 a 31 de Outubro de 2013. Os dados de descarga do rio Branco (Boa Vista) e Tacutu (Fazenda Paraíso) foram obtidos a partir de uma linha de tendência relacionando dados de cotas e levantamentos de descarga nestas estações fluviométricas. Já os dados da série histórica de vazões do rio Uraricoera (Fazenda Passarão), assim como as cotas das seções fluviométricas do Branco e Tacutu, foram obtidos junto a ANA (2014)

Entre as condições acima citadas, talvez a última deva ser mais bem compreendida. O trecho sobre o qual o leito do rio Branco está instalado é de origem sedimentar, e compreende um espesso pacote de sedimentos que preencheram o gráben do Tacutu (Item 6.1.1.1.). Desse modo, no período compreendido pelo ápice da estação seca o rio Branco pode ter parte de sua descarga captada pelo leito numa condição denominada por Christofolletti (1981) de caudal (rio) influente. Essa situação foi observada em meados de abril e outubro de 2013.

Outra hipótese é a influência de corpos sedimentares na retenção de parte da descarga do rio Branco. Ao longo do baixo curso dos rios Uraricoera e Tacutu, especialmente no alto rio Branco até a cidade de Boa Vista, parte importante do leito destes rios é ocupada por uma grande variedade de barras fluviais (além dos corpos insulares). Caracterizados por uma composição predominantemente arenosa, estes corpos podem estar de alguma forma armazenando (em seus poros) parte da descarga, atuando

como esponjas. No entanto, essa condição deve ser melhor avaliada, estudando-se de forma mais intensa essas situações em outros períodos de vazante, inclusive para sua melhor aferição.

Por outro lado, mesmo que o rio Tacutu opere com um papel secundário na manutenção do rio Branco, especialmente durante o período extremo de vazante, seus picos de descarga podem ser observados na evolução da curva fluviométrica deste rio (Figura 5.39).

O Tacutu apresenta um comportamento mais agudo, com respostas rápidas e picos mais curtos, que são projetadas em parte no hidrograma do Branco. Como esses picos são mais frequentes na estação chuvosa (Abril- Setembro), eles se somam às condições impostas pelo Uraricoera ao sistema do rio Branco.

O comportamento mais agudo do Tacutu em relação ao Uraricoera é reflexo das características topográficas da bacia, a pluviosidade e a posição dos principais afluentes em relação à foz do canal (Item 3). Isso fica mais claro quando observamos a Figura 5.40, onde é apresentado o perfil longitudinal dos principais canais do sistema do alto rio Branco e a posição onde os afluentes dos rios Uraricoera e Tacutu desembocam.

A maior variabilidade dos níveis observados na estação Fazenda Paraíso, posicionada no trecho inferior do Tacutu, não é uma resposta de seu perfil longitudinal. Com uma extensão de aproximadamente 413km, este sistema apresenta uma declividade média de apenas 0,74m/km, sendo que este valor não representa sequer a metade do gradiente médio do perfil longitudinal do rio Uraricoera (1,86m/km), distribuído ao longo de 665km de extensão.

O que mostra ser o real fator que determina o maior dinamismo do caudal final do Tacutu é a posição onde desaguam seus principais afluentes, assim como a topografia e a dinâmica pluviométrica destas bacias. Conforme observado na Figura 5.40, os principais afluentes do Tacutu desaguam em seu trecho inferior, de modo que, tomando-se por base a foz desse sistema, o rio Maú está posicionado a 112km, o rio Surumu está a 51km. O rio Cotingo, um afluente do rio Surumu está a aproximadamente 140km do rio Branco.

Além da posição estratégica de cada um desses canais, outro fator decisivo para os picos de descarga da bacia do Tacutu é o forte gradiente de seus perfis longitudinais. A elevada declividade do perfil longitudinal dos rios Maú (3,69m/km), Surumu (4,06m/km) e Cotingo (4,52m/km), drenando vertentes bastante dissecadas e o forte volume de chuvas na estação úmida (precipitados principalmente de forma torrencial) favorece a rápida dissipação da água pelos canais em picos costumeiramente fortes e curtos (Figura 5.39).

Mesmo que em nenhum momento desta série (Nov/2012 – Out/2013) a descarga do rio Tacutu (Figura 5.39) tenha se igualado ou superado os volumes do rio Uraricoera, em períodos específicos e de curta duração, o Tacutu pode vir a superar este segundo rio. Tal situação foi constatada em uma campanha de campo realizada em 26/07/2012, quando o rio Tacutu apresentou uma descarga (Fazenda Paraíso) de $2.990,85\text{m}^3/\text{s}$, sendo quase o dobro do observado para a mesma data no Uraricoera, que exibiu débitos de $1.655\text{m}^3/\text{s}$ (ANA, 2014).

O Uraricoera, quando comparado ao Tacutu, mostra picos de cheias mais prolongados e menos agudos (Figura 5.39), mesmo apresentando em média relevos mais altos e dissecados (Figuras 3.7 e 3.8, Item 3).

Além de exibir um perfil longitudinal mais alongado (665km), o rio Uraricoera apresenta uma melhor distribuição de seus afluentes ao longo de sua rede de drenagem (Figura 5.40; Figura 3.1, Item 3). Assim, mesmo que o gradiente de seus principais tributários seja elevado (ex.: rio Auaris, com $6,35\text{m}/\text{km}$), a grande distância que o fluxo deste rio precisa para percorrer até chegar a sua foz faz com que seus picos de descarga sejam mais prolongados e menos agudos em relação ao observado no rio Tacutu.

Outro parâmetro interessante a ser considerado no estudo da hidrologia dos canais é o tempo de permanência da descarga. Este princípio se baseia na confecção da curva de duração do fluxo a partir da frequência das vazões para as diferentes magnitudes (CHRISTOFOLLETTI, 1981; LELI, 2010; DOUHI, 2013). A curva de permanência, além de possibilitar a compreensão do regime de descarga a partir de seus registros históricos, pode auxiliar no entendimento da análise das particularidades entre as bacias que compõem um determinado sistema, assim como o comportamento do regime de um rio ao longo de seu perfil longitudinal. As Tabelas 5.5 e 5.6, além da Figura 5.41, mostram as informações do tempo de permanência das vazões no sistema do alto rio Branco.

Os fatores principais a serem considerados dentro do cálculo do tempo de permanência da descarga são o clima (distribuição de chuvas), topografia e a área drenada. Contudo, mudanças no uso do solo (incluindo técnicas de manejo de solo e em bacias hidrográficas) e a implantação de barragens promovem alterações nesse balanço. Esta questão foi tratada por Paiva (2008) e Douhi (2013) em estudos desenvolvidos na bacia do rio Ivaí, onde foi ressaltada a implantação de novas técnicas de cultivo agrícola e de manejo de solo que poderiam aumentar o tempo de vazões máximas e médias no rio Ivaí.

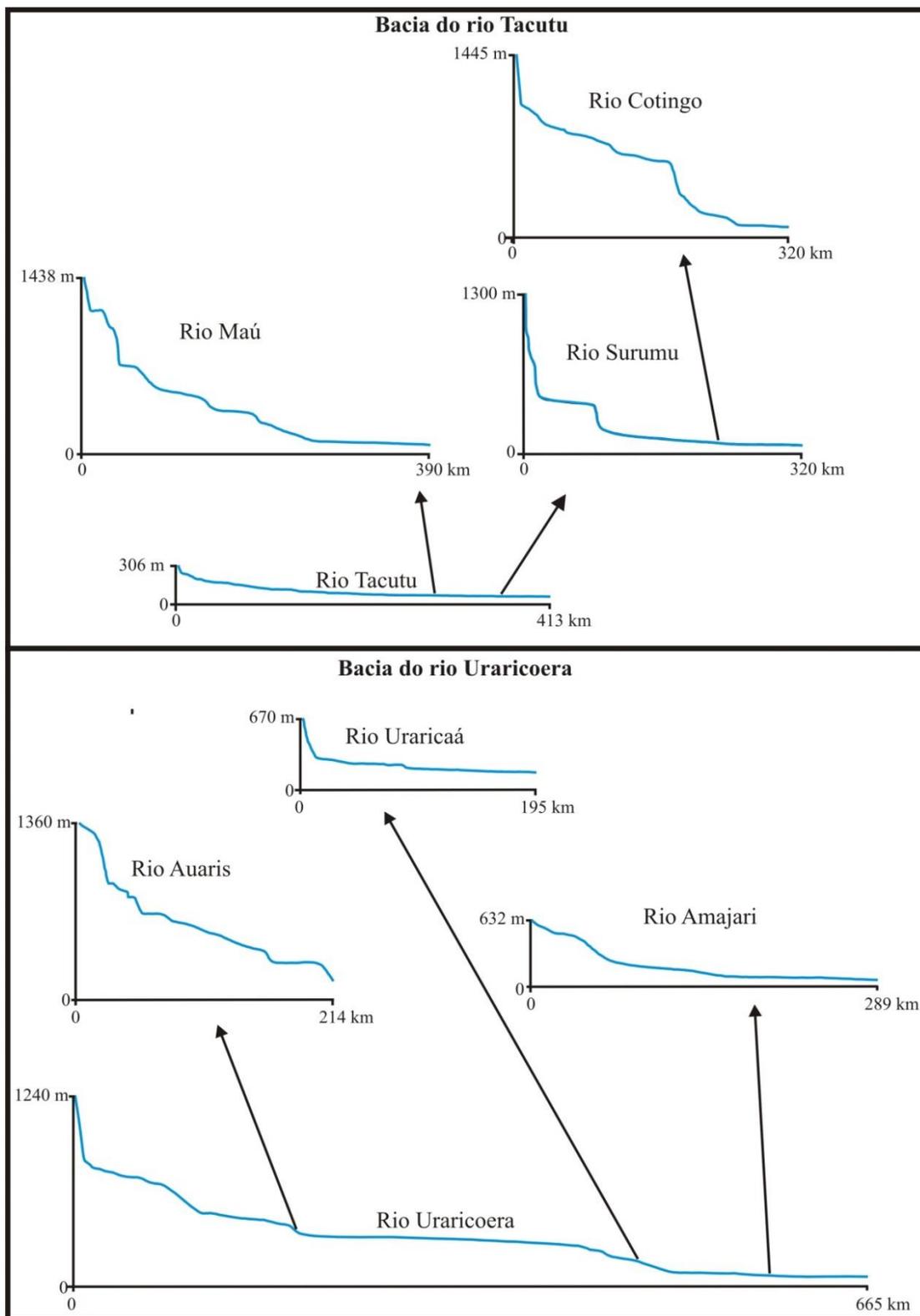


Figura 5.40: Perfil longitudinal dos rios Tacutu, Uraricoera e de seus principais afluentes

Tabela 5.5: Análise comparativa do tempo de permanência das vazões abaixo e acima da média nas estações de monitoramento do sistema do alto rio Branco

Seções	Vazão Média (m ³ /s)	Condição em relação à média	Percentual (%)
Rio Branco (Boa Vista)	2.590*	Acima	36,67

		Abaixo	63,33
		Acima	42,29
Rio Auaris	31,25	Abaixo	57,71
		Acima	42,26
Rio Uraricoera (Uaicás)	571,61	Abaixo	57,74
		Acima	40,91
Rio Uraricoera (Cajupiranga)	1.149,75	Abaixo	59,09
		Acima	38,65
Rio Uraricoera (Passarão)	1.502,03	Abaixo	61,35
		Acima	26,05
Rio Tacutu (Bonfim)	211,99	Abaixo	73,95
		Acima	29,29
Rio Maú	226,69	Abaixo	70,71
		Acima	28,67
Rio Tacutu (Ponte/Normandia)	528,63	Abaixo	71,33
		Acima	29,13
Rio Cotingo	163,05	Abaixo	70,87
		Acima	31,21
Rio Surumu	75,86	Abaixo	68,79

Tabela 5.6: Vazões nas estações fluviométricas do sistema do alto rio Branco para diferentes tempos de permanência

Seção	Volume de Descarga por Percentual (m ³ /s)				
	90 %	50 %	10 %	5 %	1 %
Rio Branco (Boa Vista)	625*	2.140*	6.475*	7.305*	8.860*
Rio Auaris	14,67	28,06	53,94	59,38	65,72
Rio Uraricoera (Uaicás)	235	509,6	994,1	1.176,4	1.570
Rio Uraricoera (Cajupiranga)	315,94	947,27	2.268,9	2.694,7	3.354,89
Rio Uraricoera (Passarão)	366,85	1.154,79	3.306,88	3.839,92	4.680,26
Rio Tacutu (Bonfim)	2,02	31,25	791,50	1.079,96	1.486,8
Rio Maú	59,2	137,78	508,03	756,82	1.291,48
Rio Tacutu (Ponte/Normandia)	57,41	226,82	1.449,42	2.119,98	3.514,74
Rio Cotingo	22,86	84,21	374,9	552,3	1.190
Rio Surumu	8,23	39,46	178,08	257,3	555,8

A condição média das estações da bacia do rio Uraricoera mostrou que as vazões acima da média equivalem a 41,03% de toda a série, enquanto que em 58,97% do tempo as descargas permaneceram abaixo da média.

Os valores mais equilibrados em relação à descarga média no Uraricoera foram observados na parcela extremo oeste, na bacia do rio Auaris. Nesta bacia o total de dias com descargas acima da média foram de 42,29% e as abaixo somaram 57,71% da série. Partindo em direção à foz o desnível entre o tempo de permanência acima e abaixo aumentam progressivamente, chegando a valores de 38,65% (acima da média) e 61,35% (abaixo) na estação da Fazenda Passarão, no baixo Uraricoera.

A disposição dos valores de descarga acima e abaixo da média histórica ajuda a entender o regime anual do rio. Neste sentido, quando o percentual do tempo de

permanência das vazões acima e abaixo da média apresentam valores próximos, ou quando os percentuais acima da média predominam, isso indica que esta bacia drena regiões de clima úmido. Estudando o regime fluvial do rio Ivaí, no Paraná, Douhi (2013) constatou que no trecho inferior deste rio o tempo de permanência vazão foi de 63% acima da média, ficando 37% abaixo, destacando tal comportamento como típico de bacias de áreas úmidas.

Mesmo que submetida a chuvas que ultrapassam valores em média 2000mm/ano, em torno de 65% e 70% da pluviosidade da bacia do rio Uraricoera ficam concentradas no período de abril a setembro, implicando numa maior produção de descarga da bacia para tal período.

Somado ao prolongado estágio de vazante (outubro a março), essas condições determinam que durante a maior parte do ano as vazões permaneçam abaixo do nível médio do sistema fluvial. Tal condição fica mais aguda no sentido oeste-leste da bacia onde, além da redução dos totais anuais, há uma maior concentração de chuvas na bacia (Figura 3.12, Item 3).

Quanto à curva de duração do fluxo das estações do sistema do alto rio Branco, observou-se que na bacia do Uraricoera o formato delas é menos côncavo quando comparado ao observado na bacia do Tacutu. Assim, o formato das curvas na bacia do Uraricoera varia de côncavo (Figura 5.41C e D) a côncavo/convexo (Figura 5.41B). Quando observado a curva de duração do rio Branco, nota-se uma aproximação desta (Figura 5.41A) com os perfis característicos no Uraricoera.

O comportamento da curva de duração da descarga na bacia do Uraricoera pode ser mais bem entendido observando a interferência dos domínios climáticos na área de drenagem de cada estação fluviométrica.

Neste sentido, o seu regime é afetado basicamente pelos tipos climáticos “Af” (Tropical úmido), “Am” (Tropical associado a regime de Monções) e “Aw” (Tropical com verão chuvoso) (Figura 3.10, Item 3). Os domínios clima “Af” compreendem a região do alto Uraricoera (região extremo oeste da bacia), marcado por chuvas bem distribuídas ao longo do ano, mas com certa concentração da pluviosidade (entre 58% e 64%) entre os meses de abril e setembro, que acabam por definir o regime de cheia e vazante dos sistemas fluviais que drenam essa região.

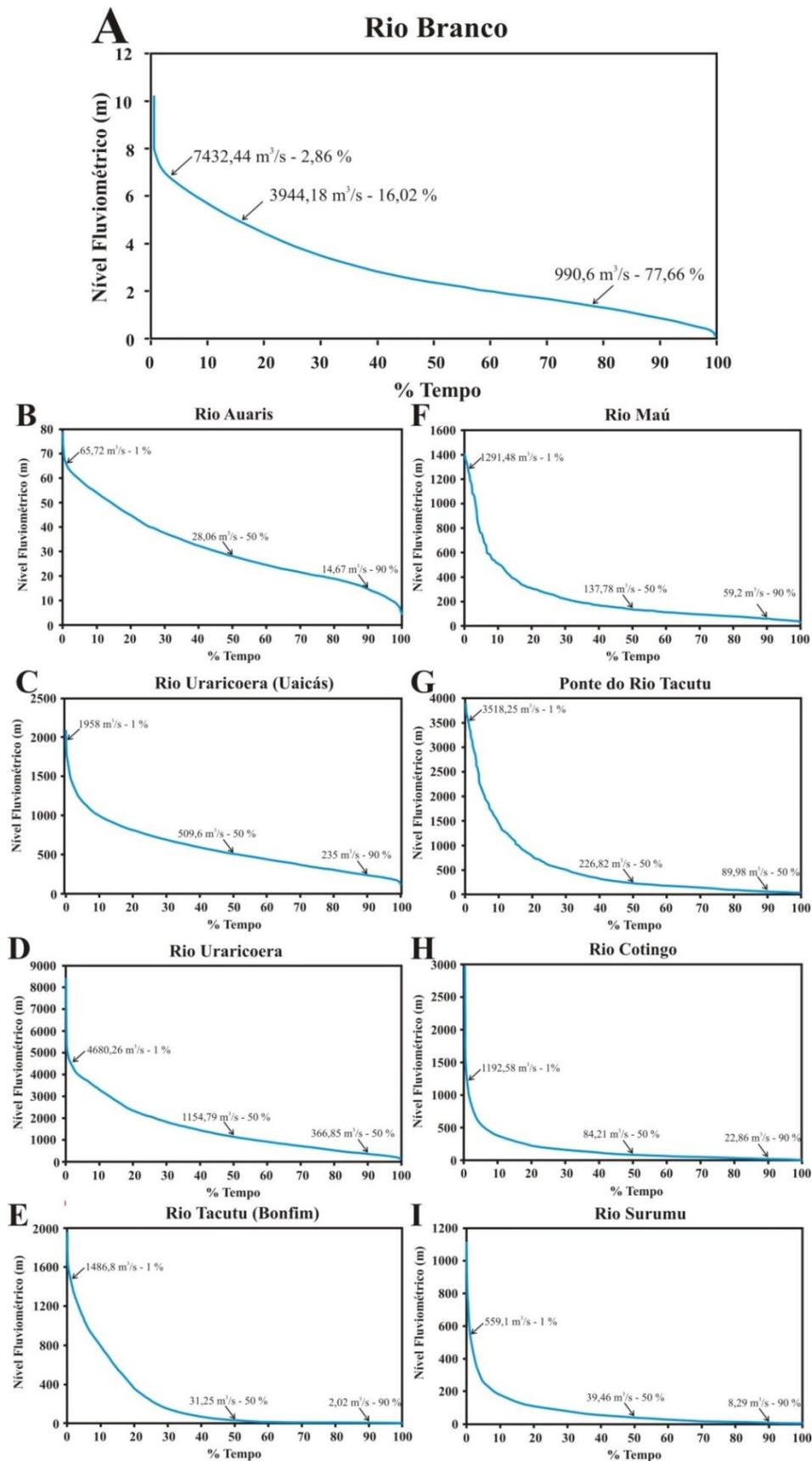


Figura 5.41. Curva de duração de fluxo em cursos fluviais na bacia do alto rio Branco
 A bacia do Auaris, posicionada no setor noroeste do Uraricoera reflete bem a condição climática operante nesta região. Mesmo drenando áreas fortemente dissecadas,

com gradiente médio de com 6,35m/km, esta bacia é dona da maior descarga média por área ($0,050\text{m}^3/\text{km}^2/\text{s}$) e apresenta uma das estações com menor variação da descarga (19,42 vezes)(considerando os dados diários as descargas de toda a série histórica) do sistema do alto rio Branco (Tabela 5.4).

A estação do Uaicás, responsável pela drenagem do alto Uraricoera (Figura 5.38), é afetada pelos domínios climáticos “Af” e “Am”, exibindo, em média, uma maior concentração de chuvas e menor produção de descarga média por área ($0,036\text{m}^3/\text{km}^2/\text{s}$), quando comparada à estação fluviométrica do rio Auaris, apresentando, assim, a menor variação de descarga do sistema do alto rio Branco (17,29 vezes) (Tabela 5.4).

A menor amplitude da descarga na estação do Uaicás pode ser entendida por meio das seguintes condições: a maior parte da área desta bacia é influenciada pelo regime de chuvas do clima “Aw”, ficando os domínios de clima “Am” restritos ao setor jusante da área de drenagem; o gradiente médio mais baixo do Uraricoera até a estação do Uaicás (3,09m/km), quando comparado ao observado na bacia do rio Auaris (6,35m/km) atenua a resposta da descarga aos eventos pluviométricos, fazendo com que esta estação apresente as menores amplitudes de vazões observadas no sistema do alto rio Branco.

As estações fluviométricas Cajupiranga e Passarão mostraram uma realidade mais complexa que as regiões do alto Uraricoera. Posicionadas no baixo Uraricoera, ambas são afetadas pelos tipos climáticos “Af”, “Am” e “Aw” (Figura 3.9). Deste modo, o Uraricoera fica dividido em uma zona de alta pluviosidade e menor concentração de chuvas (parcela ocidental) e outra área (setor oriental) com redução gradual dos totais pluviométricos anuais e maior concentração de chuvas em direção ao leste (Figura 3.12, Item 3).

O reflexo da transição climática na bacia fica nítido no comportamento da descarga ao longo de seu perfil longitudinal. Assim, à medida que se desloca no sentido oeste-leste há um aumento gradual da amplitude da descarga, variando de 17,29 vezes, na estação do Uaicás (alto Uraricoera), até 74,69 vezes, na estação Fazenda Passarão (baixo Uraricoera). Essa transição fica ainda mais clara quando se observa os dados diários da estação Cajupiranga. Localizada no baixo Uraricoera, no setor de transição entre áreas florestadas e de vegetação aberta (savana), esta apresenta uma amplitude de 63,03 vezes.

Mesmo que a distância entre as estações Cajupiranga (montante) e Passarão (jusante) seja de e apenas 80km, o aumento da amplitude em 18,5% é fruto da entrada de importantes afluentes, como os rios Amajari e Parimé. Parte importante das áreas de desses sistemas estão sob o domínio do clima “Aw”, caracterizado por uma maior

concentração dos totais anuais de chuvas na estação úmida (no período entre abril e setembro), superando, em algumas regiões, 80% dos totais anuais precipitados ao longo do ano hidrológico.

Na bacia do Tacutu, a curva de duração apresenta um formato côncavo voltado em direção às descargas máximas (Figura 5.41, perfis E, F, G, H e I). Este quadro demonstra a forte interferência do tipo climático “Aw” na distribuição da descarga anual. Com uma amplitude média de 1.603,97 vezes, representa um verdadeiro abismo em relação à bacia do Uraricoera, com uma variação média 43,61 vezes. As maiores amplitudes são observadas nas estações de Bonfim, no médio Tacutu e no rio Cotingo, com oscilação de 5.062,18 e 2.469,67 vezes, respectivamente.

A grande amplitude da vazão destas duas últimas estações se deve principalmente à grande concentração de chuvas entre os meses de abril e setembro, com valores que ultrapassam, na maior parte da bacia, 80% da pluviosidade total anual.

Apesar de quase a metade da área drenada pelo rio Cotingo sofrer influência do clima “Am” (trecho superior), um fator que possivelmente atua na manutenção de sua amplitude elevada é o seu forte gradiente topográfico deste sistema. Drenando áreas acima de 2.000m (Monte Roraima), tal canal apresenta uma declividade média de superior a 4,5m/km (tomando por base trechos de 2ª ordem). Isso favorece a drenagem acelerada dos fluxos provenientes da pluviosidade na bacia, e, somada a irregularidade na distribuição das chuvas anuais, acaba por construir amplitude da vazão bastante elevada.

As menores amplitudes foram mensuradas nos rios Surumú (290,7 vezes), Tacutu (Ponte de Normandia) (139,95 vezes) e Maú (57,33 vezes). No rio Surumu, a amplitude de sua descarga é fruto de um misto de áreas drenadas pelos tipos climáticos “Am” (em suas cabeceiras) e “Aw” (nos trechos médio e inferior), sendo um valor relativamente baixo, quando comparado as estações de Bonfim e do Cotingo. Por outro lado, os valores mais baixos de amplitude na bacia do Tacutu, obtidos nos rios Tacutu (Ponte Normandia) e Maú, são provavelmente resultantes das séries de monitoramento hidrológico curtas. Estas estações somam períodos de monitoramento inferiores a cinco anos, sendo sujeitas a uma menor variedade de fenômenos hidrológicos excepcionais.

O rio Surumu, detentor de uma série de medidas fluviométricas mais ampla, ajuda a entender essa transição entre as zonas de grande umidade, localizadas no setor oriental do sistema do alto rio Branco, para as áreas de forte concentração de chuvas no verão, na parte oriental desta bacia. Assim, a estação do rio Surumu, posicionada em seu médio

curso, acaba absorver as condições do climas “Am”, fazendo com que essa estação apresente um valor de amplitude muito inferior que seu principal afluente, o rio Cotingo, influenciado em maior grau pelo clima “Aw” (Tabela 5.4).

Analisando os percentuais da curva de duração das vazões, podemos ver o quanto os valores hidrológicos são heterogêneos no sistema do alto rio Branco. Considerando os percentuais de 90% (descarga de base), 50% das vazões nas estações, há a consagração da diversidade do alto rio Branco (Tabela 5.6). Enquanto na parcela ocidental da bacia, na área drenada pelo rio Uraricoera, a amplitude média das estações é de 2,56 vezes, na parcela oriental (bacia do Tacutu), a variação é de 6,05 vezes.

Contudo, quando comparados os valores de 50% e 1% (fase de cheias nas bacias) da curva de duração das vazões (Tabela 5.6), as diferenças ficam ainda mais acentuadas. Assim como visto nos percentuais anteriores (50%/90%), a bacia do rio Uraricoera apresentou uma amplitude baixa, exibindo uma média geral de 3,25 vezes. O menor valor foi obtido no rio Auaris, com uma variação de 2,34 vezes, e o maior mensurado na estação Fazenda Passarão, com uma oscilação 4,05 vezes em sua amplitude.

Por outro lado, o Tacutu apresentou uma amplitude média de 20,13%. Os destaques nesta bacia foram as estações do rio Maú, que mostrou a menor amplitude (9,37 vezes), e Bonfim (rio Tacutu), com a maior amplitude de todo o sistema do alto rio Branco (47,58 vezes).

Os valores dos percentuais, expressos na Tabela 5.6, consolidam definitivamente o papel da distribuição das chuvas na hidrologia de todo o sistema do alto rio Branco, assim como a imponência da descarga do rio Uraricoera sobre o rio Branco.

Os dados da série histórica do sistema do alto rio Branco apontam que o rio Uraricoera apresenta uma maior estabilidade hidrológica, influenciada pela disposição dos tipos climáticos “Af”, “Am” e “Aw” na área de drenagem na Bacia. Essa condição fica evidente quando avaliado o comportamento da descarga dos sistemas do Uraricoera e Tacutu entre os anos de 2012 e 2013.

Diante disso, o estudo dos débitos totais dos rios Uraricoera (Fazenda Passarão) e Tacutu (Fazenda Paraíso), mostrou que o primeiro apresentou uma amplitude total de 12,93 vezes durante o período analisado (Figura 5.39). Para o mesmo período, a amplitude da descarga no baixo Tacutu foi de 59,77 vezes. Recebendo a influência dos tipos climáticos “Am” e “Aw”, esta estação apresenta uma concentração de chuvas e de descarga entre abril e setembro, com cheias bastantes elevadas durante o verão boreal e descargas muito baixas no período de vazante.

É imprescindível a ampliação dos estudos da contribuição das bacias dos rios Surumu/Cotingo e Maú para a dinâmica e a descarga final do rio Tacutu. Tal questão fica clara quando observado o comportamento da descarga do rio Tacutu na estação de Bonfim no período de monitoramento (anos de 2012 e 2013), que apontou uma variação de 879,86 vezes. Esta oscilação apresentou um resultado um pouco acima da amplitude média anual desta estação (742,42 vezes) (ANA, 2014).

Por fim, é importante lembrar que quase toda extensão da área drenada por esta estação é dominada pelo clima “Aw”, responsável pela má distribuição da umidade ao longo do ano.

5.4.2. Regime de cheias do sistema do alto rio Branco

O regime de cheias é outra característica importante da hidrologia dos sistemas fluviais tropicais e exerce papel fundamental no trabalho geomorfológico, atuando na remobilização de sedimentos, mudanças nos canais (por agradação ou erosão) e formação/progressão de depósitos aluviais.

O sistema do alto rio Branco tem seu período de cheias e vazantes bem definidos, compreendendo os meses de abril a setembro (verão boreal). Com base na série histórica de Boa Vista (ANA, 2014), o ápice das cheias costuma ocorrer em quase metade das vezes no mês de julho (43,75%), seguido por junho e agosto (cada um com 25%).

Os dados da série de Boa Vista também indicaram cotas máximas anuais oscilando entre 4,25m (60,34m - a.n.m) em 1999 e 10,28m (66,43m – a.n.m) em junho de 2011. A Figura 5.42. mostra o pico máximo de cheias da série histórica do rio Branco (ANA, 2014), na cidade de Boa Vista.

O sistema do alto rio Branco tem sua hidrologia levantada desde 1968, totalizando quase meio século de informações (um ciclo de praticamente 47 anos), obtidas junto à estação Boa Vista, a qual encontra-se instalada na Companhia de Água e Esgoto de Roraima (CAER) (Figura 5.43.A).

Segundo os dados da ANA (2014), o nível médio do rio Branco registrado ao longo da série histórica é de 2,89m, tendo uma descarga estimada em $\cong 2.500\text{m}^3/\text{s}$. A série indica ainda uma cota média de vazantes extremas anuais de 0,79m ($\cong 650\text{m}^3/\text{s}$) e médias máximas de cheias anuais de 7,03m ($\cong 7.700\text{m}^3/\text{s}$) (Figura 5.42).

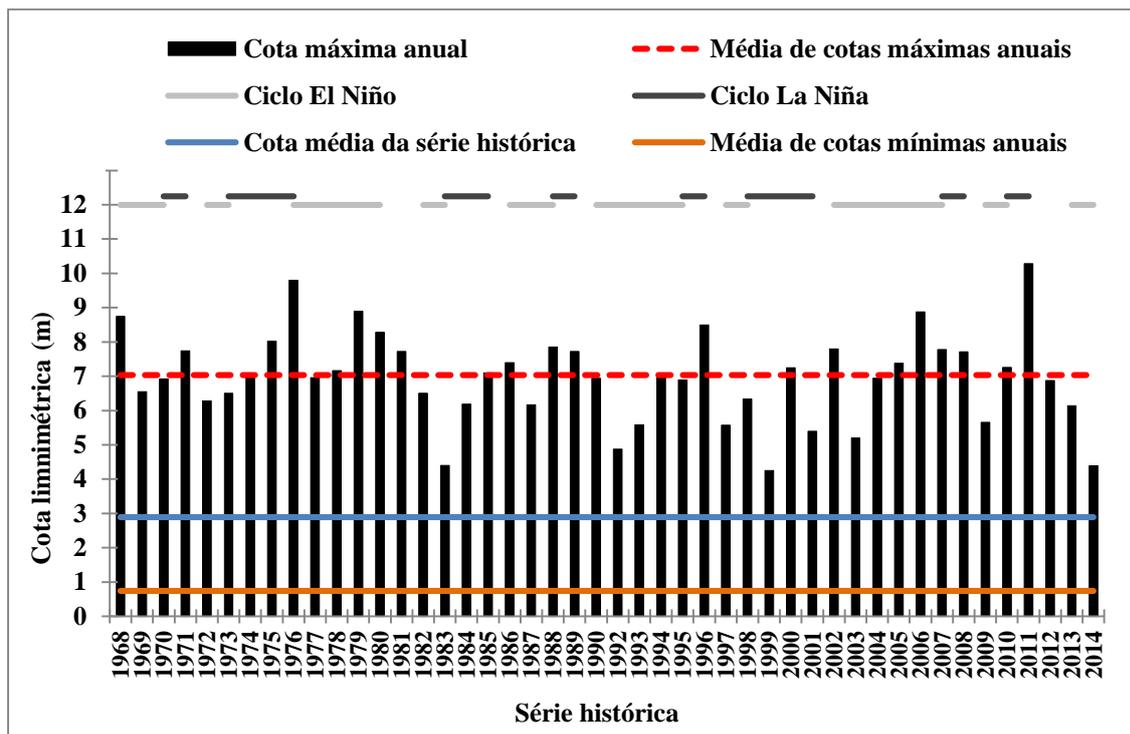


Figura 5.42: Nível de cheias máximas anuais do rio Branco levantados junto a sede da CAER, na cidade de Boa Vista (ANA, 2014), sendo que a o valor de 7,06m da régua limnimétrica equivale a cota altimétrica de 63,21m. Podem ser observados a relação entre os picos máximos de cheia anual com os episódios de *La Niña* e *El Niño* (BERLATO et al. 2005; MARENGO e OLIVEIRA, 1998; HIGUCHI et al., 2011; INPE, 2014) (Modificado de SANDER et al., 2013)

É necessário considerar a possibilidade de não haver registros de eventos de cheias com tempo de retorno secular, que costumam gerar impactos sérios quanto à morfologia e ecologia da planície aluvial e consequências graves em áreas povoadas. Um exemplo disso foi retratado por Tucci (2003), que estudou a dinâmica fluvial do rio Itajaí em Santa Catarina. De acordo com o autor, em mais de um século e meio de levantamentos limnimétricos no rio Itajaí, observou-se que a maior cheia ocorreu em 1880, onde o rio atingiu a marca de 17,10m, numa época que o grau de ocupação de tal bacia era ainda baixo; e a segunda maior marca foi registrada somente depois de um século, em 1982 com uma cota quase dois metros abaixo da maior cheia da série (15,34m).

Utilizando os métodos de Gumbel (Chirstofoletti, 1981), foi calculada a recorrência de eventos de cheias na cidade de Boa Vista. A Tabela 5.7 estima o período de retorno das principais cheias registradas pela série hidrológica de Boa Vista, compreendendo o período de 1968 a 2011 (44 anos).

Tabela 5.7: recorrência de eventos de cheias do rio Branco e cotas atingidas em Boa Vista, utilizando o método de Gumbel

Período de Recorrência (anos)	Cotas Limnimétricas (m)	Cotas altimétricas a.n.m (m)
1	4,87	61,02

2	7,10	63,25
3	7,72	63,87
4	7,80	63,95
5	8,02	64,17
6	8,28	64,43
7	8,50	64,65
10	8,88	65,03
14	8,90	65,05
21	9,80	65,95
42	10,28	66,42

Deste modo, o principal evento de cheia registrado no rio Branco ocorreu em 2011, chegando a 10,28m (66,42m a.n.m) com recorrência prevista em 42 anos (2053). Este evento apresentou um pico 3,25m acima da média de picos anuais de cheias (7,03m) e 7,39m do nível médio do rio Branco em toda a série (2,89m) (Figura 5.42).

A cheia de 2011 superou em 0,48m o segundo maior evento da série (9,80m), ocorrido há 35 anos antes, no ano de 1976, o qual apresentou seu cume 2,77m acima do pico máximo de cheias do período e 6,91m acima do nível médio do rio Branco, tendo sua recorrência estimada em pouco mais de duas décadas (21 anos), conforme a (Tabela 5.7).

Outros destaques a serem observados são os eventos com retorno de um, dois e cinco anos (Tabela 5.7). Os acontecimentos de recorrência de um ano são representados por uma determinada cota que tende a ser atingida em todos os anos. No rio Branco, junto à estação Boa Vista, a cota de cheia anual é representada pela medida de 4,87m. Tal medida compreende basicamente o represamento dos trechos inferiores dos afluentes do sistema do alto rio Branco e a inundação dos locais de menor topografia da planície aluvial.

As ocorrências com tempo de retorno de dois anos (7,10m) (Tabela 5.7) compreendem, a priori, o nível médio dos picos anuais de cheias (7,03m) e, além de apresentar um acréscimo de 2,23m em relação às cheias de recorrência anual, este nível representa também a condição onde as cheias do rio Branco passam a banhar a maior parte da planície aluvial do rio Branco.

As cheias de cinco anos (8,02m), mesmo que não haja um grande acréscimo em cota em relação àquelas com retorno de dois anos (0,92m), estas apresentam um papel fundamental no planejamento urbano de Boa Vista, tanto é quem em função de tal cota estar associada a eventos com retorno de médio prazo (cinco anos), somada à pressão exercida pela urbanização de áreas adjacentes a Boa Vista, os locais afetados por eventos de cheias têm sido constantemente ocupados.

Sander et al. (2013), fazendo o cruzamento de dados limnimétricos com plantas, definiu a área urbana da cidade de Boa Vista banhada pelas duas maiores cheias monitoradas no sistema do alto rio Branco (Figura 5.43). A cheia de 1976, a segunda maior registrada durante a série histórica de Boa Vista, atingiu uma cota de 9,80m (Tabela 5.7).

Conforme estes autores, a área urbana total inundada pela cheia foi de 5,85km² (585ha). Já em meados de junho de 2011 foi registrada a maior cheia da série. Esta última cheia chegou a cota de 10,28m e inundou uma área aproximada de 6,16km² (616ha) do perímetro urbano de Boa Vista, representando um acréscimo aproximado de 5,3% em relação à área alagada na cheia de 1976.

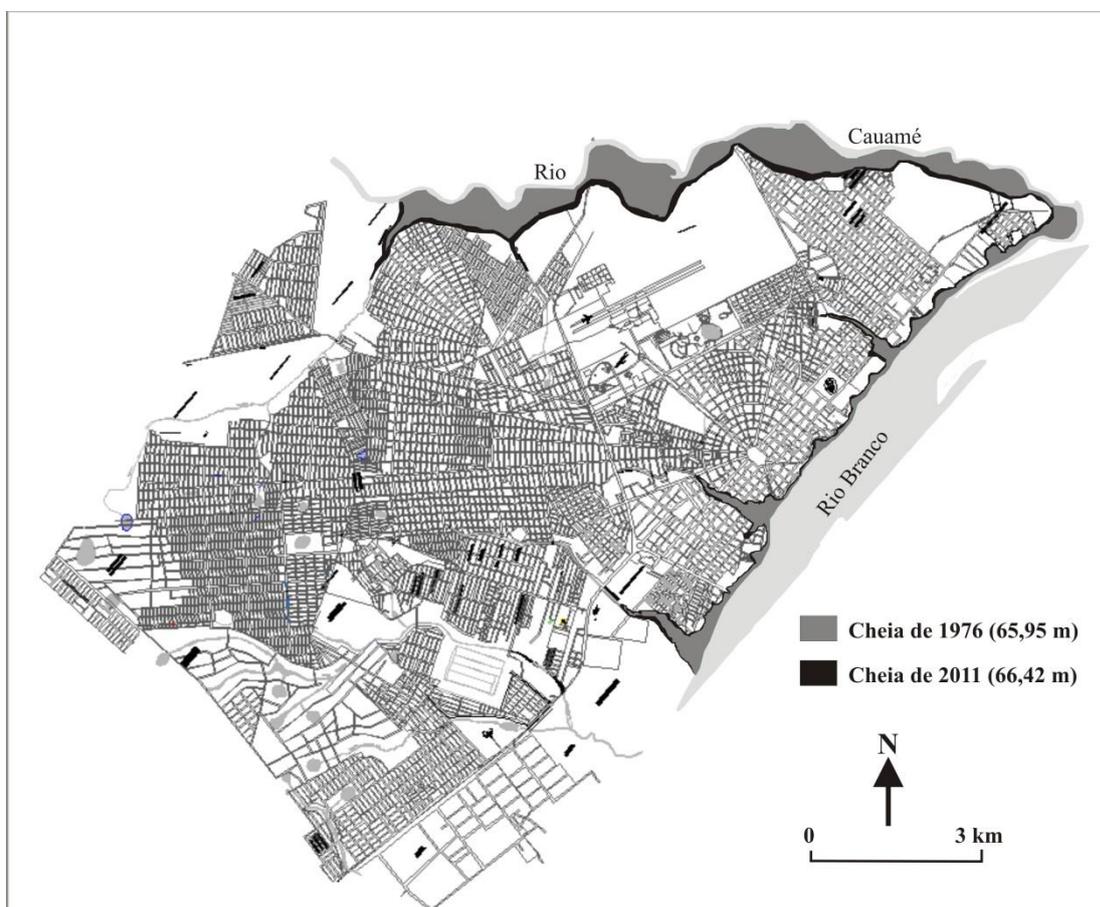


Figura 5.43: Área inundada pelas cheias de 1976 e 2011 do rio Branco na cidade de Boa Vista, RR (SANDER et al., 2013)

Apesar do fato de Boa Vista estar posicionada à margem do rio Branco, sua instalação sobre um terraço (Pleistocênico) acaba por reduzir a área afetada por suas cheias. Contudo, a implantação de novos bairros nas proximidades do rio Cauamé pode vir a aumentar os impactos da cheia sobre o núcleo urbano.

É preciso ressaltar ainda o impacto das cheias do rio Branco sobre outras áreas circunvizinhas a Boa Vista. Ao longo da cheia de 2011 foi observado ainda o isolamento do município de Boa Vista em relação a Manaus, devido à submersão da rodovia BR 174. O trânsito para a República Cooperativista da Guiana também foi comprometido, em razão da água ter atingido e superado em alguns pontos o aterro da ponte dos Macuxis (Figura 5.44).

A experiência destaca por Tucci (2003) nos alerta ainda sobre os eventos de cheias com tempo de retorno superior a 100 anos. Considerando a hipótese de ainda não se conhecer os efeitos de cheias seculares, Sander et al. (2013) estipularam a área afetada por uma cheia na cota de 11,34m (67,50m a.n.m), representando um pouco mais de um metro acima da cheia de junho de 2011. Assim, se uma cheia centenária chegasse a esta cota extrema (11,34m), a área urbana total inundada em Boa Vista (com a planta de ocupação atual) seria de 6,96km² (696ha). Isto representaria um acréscimo de aproximadamente 13% à cheia de 2011 e de 18% ao segundo maior evento da série histórica.



Figura 5.44: Represamento do fluxo do rio Branco em sua margem esquerda pelo aterro da Rodovia BR 401, sentido Bonfim – Boa Vista (Foto: Fábio L. Wankler, junho de 2011)

Além da área afetada pelas cheias, o tempo de permanência das inundações em cotas mais elevadas trazem prejuízos. Fazendo um balanço das seis maiores cheias da série hidrológica (2011, 1976, 1979, 2006, 1968 e 1996), foi calculado o tempo de permanência destas inundações acima da cota de oito metros (64,15m a.n.m) da estação fluviométrica de Boa Vista. A quinta maior representa o nível de cheias com recorrência a cada sete anos. Em média, estes seis eventos permanecem um total de 13^{1/2} dias acima da cota de oito metros.

Quando observado de forma mais detalhada o regime de cheias do sistema do alto rio Branco, nota-se que para ocorrência de eventos maiores há a necessidade de uma boa sincronia entre o pico de descarga do rio Branco com os seus principais afluentes. A Figura 5.45 apresenta a oscilação do nível do rio Branco e dos principais rios que compõe sua área de drenagem durante o período extremo das cheias de 2011.

Recebendo os primeiros fluxos de cheias no final do mês de abril, o rio Branco passou a apresentar um aumento progressivo de cotas em maio até atingir seu máximo em oito de junho (Figura 5.45A). Comparado ao regime de seus afluentes, (Figura 5.45B) nota-se uma similaridade com o regime do rio Uraricoera (Figura 5.45B - B), coincidindo praticamente o pico deste rio com o do Branco. Isso é perfeitamente aceitável devido à proximidade das estações (65km).

A bacia do rio Tacutu, mesmo apresentando uma morfologia distinta em relação à evolução de seus picos de cheias, contribuiu com a suavização da trajetória de subida e queda dos níveis de cheia do rio Branco. Isso ocorreu em função dos rios Tacutu e Maú (Figura 5.45, C, D e E) terem apresentado picos de cheias alongados, que antecederam em até 20 dias antes o pico máximo de descarga do rio Branco, passando então a exibir uma trajetória descendente.

Diferentemente do observado nos rios Tacutu e Maú, as estações posicionadas nos rios Surumu e Cotingo mostraram importantes oscilações no fluxo desses rios, com picos de cheias isolados. Esta situação é explicada pela região drenada por estas bacias, representadas por relevos elevados e bastante dissecados, implicando numa resposta rápida da descarga aos eventos pluviométricos da região.

5.4.2.1. Efeitos dos Eventos *La Niña* e *El Niño* nas Cheias Do Rio Branco

Outros fenômenos que tem ganhado grande destaque nos estudos hidrológicos (envolvendo inicialmente estudos de distribuição pluviometria) ao longo das últimas décadas foram os eventos de *La Niña* e *El Niño*. O fenômeno *La Niña*, ou episódio frio do Oceano Pacífico, é o resfriamento anômalo das águas superficiais no Oceano Pacífico Equatorial Central e Oriental. De modo geral, pode-se dizer que a *La Niña* é o oposto do *El Niño*, fenômeno que se caracteriza por um aquecimento anormal das águas superficiais no oceano Pacífico Tropical, e que pode afetar o clima regional e global, mudando os padrões de vento a nível mundial, afetando, assim, os regimes de chuva em regiões tropicais e de latitudes médias (INPE, 2014).

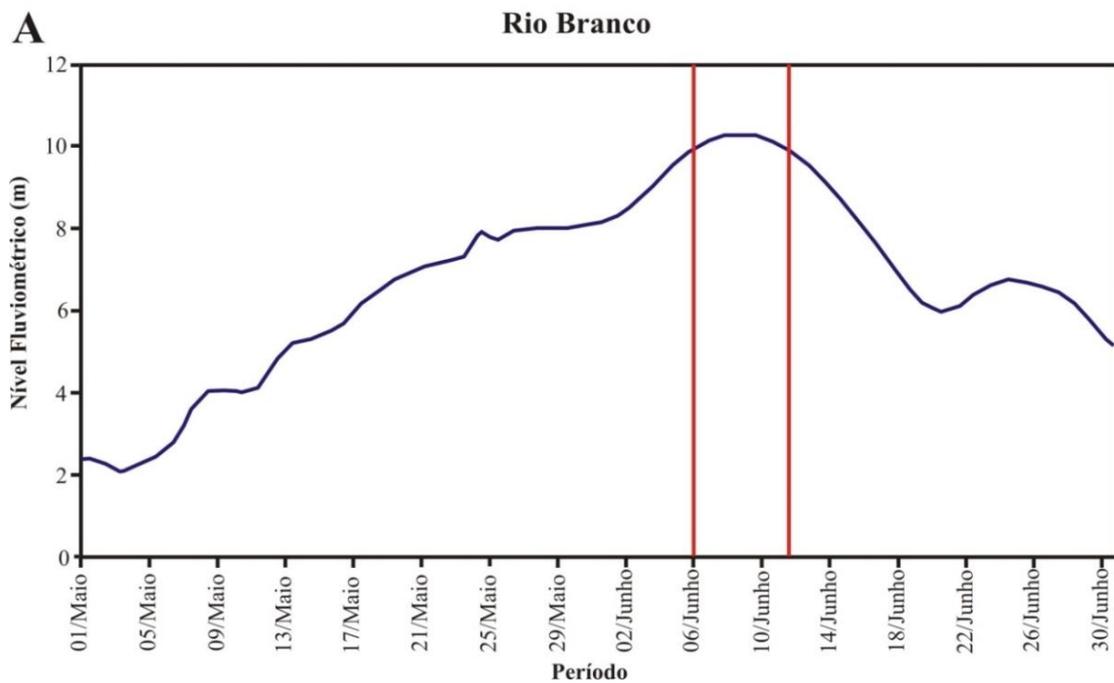
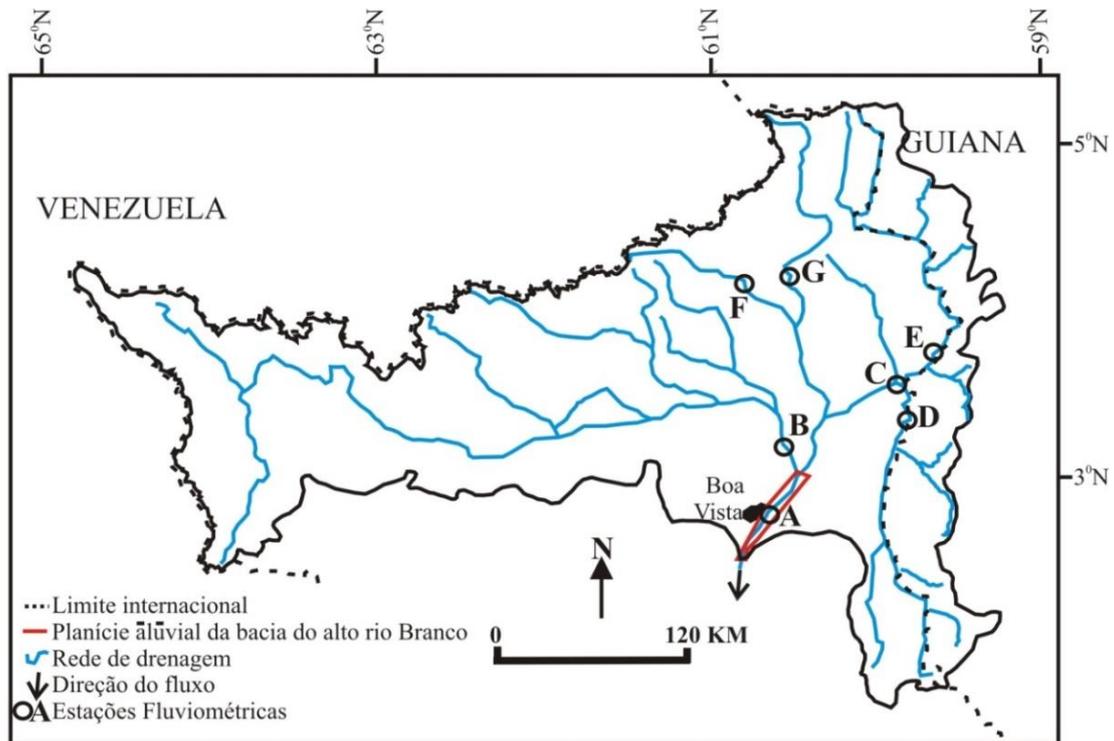


Figura 5.45A: Oscilação do nível do rio Branco e de seus principais afluentes (e sub-afluentes) na cheia de 2011 ao longo dos meses de maio e junho (ANA, 2014). O intervalo entre as linhas vermelhas representa o ápice da cheia na estação Boa Vista. Continua...

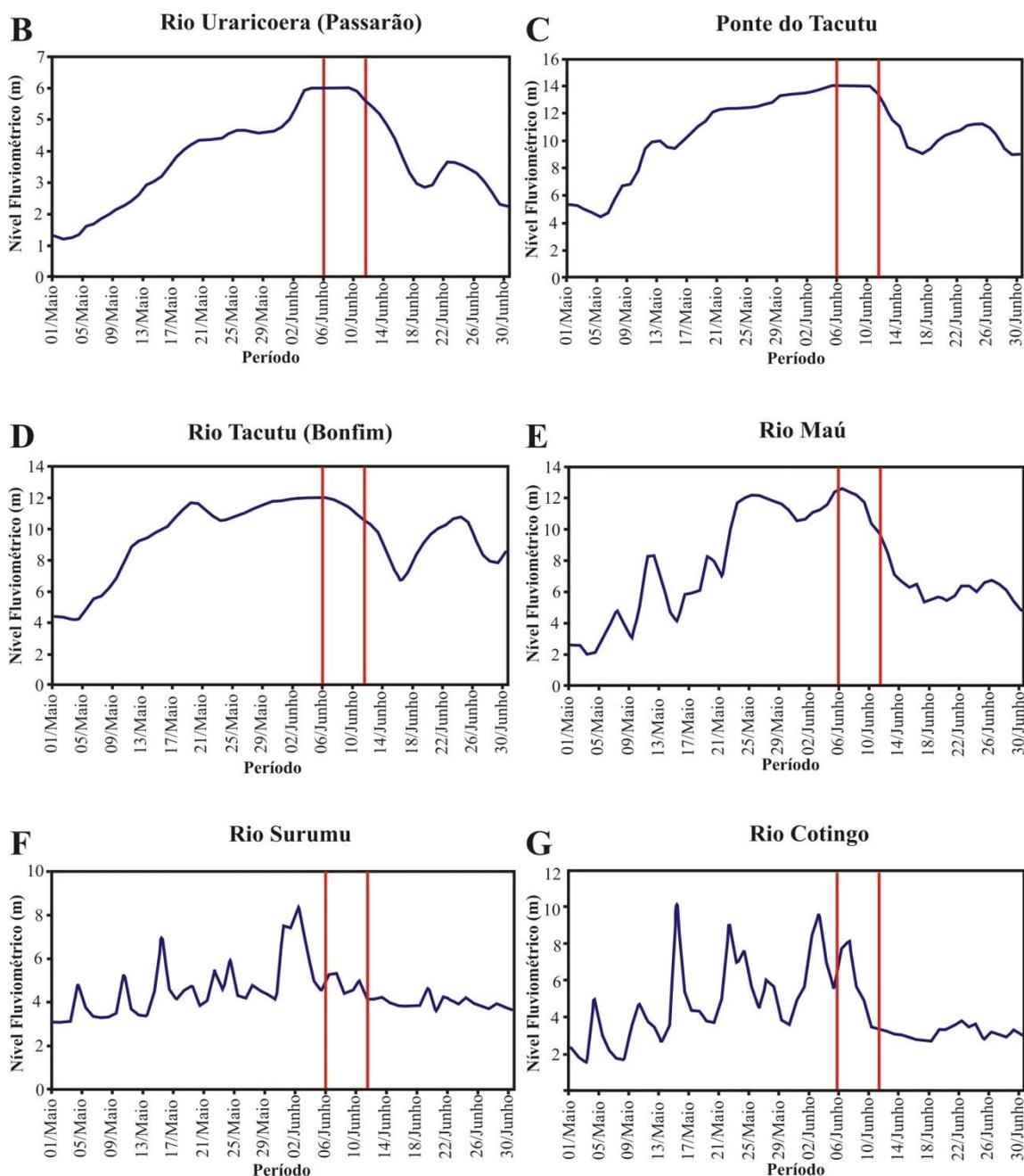


Figura 5.45B

As mudanças na distribuição da umidade em eventos de *La Niña* e El Niño tem sido apresentadas e defendidas para diversas regiões, atrelando a esses eventos episódios de forte umidade, culminando em grandes cheias, ou de forte deficiência hídrica, se refletindo em imensas perdas aos sistemas fluviais (MOLION, 1987; KOTWICKI e ALLAN, 1998; GRIMM, 2000; BERLATO et al., 2005; MARENGO, 2005 e 2006; VALE et al., 2011).

Desta maneira, da mesma forma que estes fenômenos afetam a distribuição das chuvas em várias áreas do globo, se tornou imprescindível estudar as suas contribuições

na variabilidade dos caudais fluviais. Ao longo dos séculos XX e XXI foram identificados diversos episódios de *La Niña* e *El Niño* (BERLATO et al., 2005; MARENGO e OLIVEIRA, 1998; INPE, 2014).

Comparando os picos anuais de cheias com os fenômenos climáticos, estes mostraram uma forte correlação entre os principais eventos de inundação com a ocorrência de *La Niña* e dos menores picos da série hidrológica com eventos de *El Niño*. Dos 6 maiores eventos de cheias do rio Branco (1968, 1976, 1979, 1996, 2006 e 2011), pelo menos 4 deles (1968, 1976, 1996 e 2011) apresentam associação com episódios de *La Niña*, representando 67% das grandes cheias da série (Figura 5.42) (Quadro 5.1).

Quanto à influência de ciclos de *El Niños* nos picos de cotas anuais do rio Branco, verificou-se que os cinco menores picos anuais de toda a série coincidem com períodos sob a influência de episódios deste fenômeno (1983, 1992, 1997, 1999, 2003 e 2014) (Quadro 5.1) (Figura 5.42). Essa condição é destacada por CUTRIM et al. (2000), quando, estudando as condições pluviométricas da Amazônia, verificam que eventos que os eventos *El Niños* parecem diminuir os totais pluviométricos da Região. Por outro lado, durante a ação de *La Niñas*, o autor observa, de maneira geral, anomalias positivas (acrecção na pluviosidade regional).

No entanto, há ainda outros eventos que têm sido considerados por alguns autores, como fatores que afetam a pluviosidade na Amazônia tais como: o desmatamento, que modifica o ciclo hidrológico da região (CUTRIM et al., 2000); a presença de aerossóis vulcânicos, que provoca reduções expressivas na precipitação regional (MOLION, 1994 e 2005); e a ação da circulação da brisa fluvial, que estaria auxiliando na subestimação em até 30% dos totais pluviométricos na Amazônia (MOLION e DALLAROSA, 1993).

Quanto a intensidade dos eventos *El Niño* e *La Niña*, constatou-se forte relação da intensidade dos ciclos de *El Niño* com a magnitude dos menores picos de cheias anuais. Estes ciclos geralmente coincidiram com os ciclos mais fracos de cheias do rio Branco na cidade de Boa Vista (1982-1984, 1992-1993 e 1997-1999; 2014) (Figura 5.42). Já com relação aos episódios de *La Niña*, apesar destes apresentarem grande relação com os maiores eventos de cheias em Boa Vista, sua intensidade ficou menos clara se comparado os picos mais baixos com as ocorrências de *El Niño* (Figura 5.42).

Deve ser ressaltado ainda, que os efeitos dos episódios de *El Niño*, assim como de *La Niña* podem ter efeitos na vazão de anos posteriores ao fim do episódio, devido a características do ciclo hidrológico da região. Por exemplo, os anos de 1984 (6,19m) e

1999 (4,25m) apresentaram picos de cotas baixos em razão dos episódios de *El Niño* que precederam estes anos.

Quadro 5.1: Relação do pico das 6 maiores cheias e 6 menores cheias da série histórica do rio Branco em Boa Vista com episódios de *La Niña* e *El Niño* (produzido a partir de BERLATO et al. 2005; MARENGO e OLIVEIRA 1998; HIGUCHI et al., 2011; INPE, 2014)

6 maiores picos de cheia anual registrados (série 1968-2010)	Observação (associação com episódios de <i>La Niña</i>)	6 menores picos de cheia anual registrados (série 1968-2010)	Observação (associação com episódios de <i>El Niño</i>)
1968 (5ª maior cheia anual, com cota altimétrica de 64,90m)	Relacionado ao episódio de <i>La Niña</i> de 1967–1968 (MARENGO e OLIVEIRA, 1998). Tal evento não é considerado pelo INPE (2014)	1983 (3º menor pico de cheia anual, com cota altimétrica de 60,54m)	Relacionado ao episódio de <i>El Niño</i> de 1982 – 1983, de forte intensidade (INPE, 2012).
1976 (2ª maior cheia anual, com cota altimétrica de 65,95m)	Relacionado ao episódio de <i>La Niña</i> de 1973-1976, de forte intensidade (INPE, 2012).	1992 (4º menor pico de cheia anual, com cota altimétrica de 61,01m),	Relacionado ao episódio de <i>El Niño</i> de 1990 – 1993, de forte intensidade (INPE, 2012).
1979 (3ª maior cheia anual, com cota altimétrica de 65,05m)	Não está relacionado a nenhum episódio de <i>La Niña</i> .	1999 (1º menor pico de cheia anual, com cota altimétrica de 60,39m),	Relacionado ao episódio de <i>El Niño</i> de 1997 - 1998, de forte intensidade (INPE, 2012).
1996 (6ª maior cheia anual, com cota altimétrica de 64,65m)	Relacionado ao episódio de <i>La Niña</i> de 1995-1996, de fraca intensidade (INPE, 2012)	2001 (6º menor pico de cheia anual, com cota altimétrica de 61,68m)	Relacionado ao episódio de <i>El Niño</i> de 1997 – 1998. Possivelmente recebeu reflexos deste evento (INPE, 2012).
2006 (4ª maior cheia anual, com cota altimétrica de 65,03m)	Não está relacionado a nenhum episódio de <i>La Niña</i> .	2003 (5º menor pico de cheia anual, com cota altimétrica de 61,34m)	Não está relacionado a episódios de <i>El Niño</i> .
2011 (1ª maior cheia anual, com cota altimétrica de 66,42m)	Relacionado ao episódio de <i>La Niña</i> de 2010, 2011- (HIGUCHI et al., 2011). Tal episódio não teve seu final de ciclo determinado.	2014 (2º menor pico de cheia anual, com cota altimétrica de 4,39 m) (60,53m)	Relacionado ao episódio de <i>El Niño</i> de 2002 - 2003 (INPE, 2014).

A relação estreita entre a ocorrência de *La Niña* e *El Niño* com os ciclos de cheias, assim como de vazantes, abrem mais um viés para se discutir a recorrência das grandes inundações do rio Branco. Por mais que a estatística sirva de parâmetro para prever o retorno de eventos de inundação, tais ciclos merecem consideração no sentido de

aprimorar o estudo sobre as cheias. Observações feitas a partir de séries históricas de chuvas e hidrológicas no estado (BARBOSA, 1996; EVANGELISTA *et al.*, 2008) e em outras regiões do país (TUCCI, 2003), mostram que há um longo caminho a se percorrer na obtenção de respostas mais precisas em torno da ciclicidade e espacialidade de futuros acontecimentos excepcionais de inundação do rio Branco em Boa Vista.

5.4.3. Características da carga de fundo

A classificação da carga de fundo do sistema do alto rio Branco mostrou ao longo dos perfis monitorados materiais de granulometria variando entre o tamanho areia média e seixo. A Figura 5.46 apresenta as características da carga de fundo do sistema do alto rio Branco englobando os trechos dos baixos Tacutu e Uraricoera, assim como o rio Branco até os arredores de Boa Vista.

5.4.3.1. Sedimentos de fundo no baixo curso dos rios Tacutu e Uraricoera

Por serem sistemas com áreas menores e com maior proximidade com as cabeceiras de drenagens, os rios Tacutu e Uraricoera apresentaram uma maior variedade na composição da carga de fundo. Assim, quando comparado os resultados das amostragens realizadas nestes dois sistemas com as realizadas no rio Branco, nota-se um menor grau de seleção dos materiais de fundo nestas bacias (Figura 5.46).

A coleta dos materiais de fundo no canal do rio Tacutu foi realizado na estação fluviométrica Fazenda Paraíso e na sua foz, na confluência com o rio Uraricoera. Os levantamentos realizados nos dois perfis mostraram situações bem distintas no tipo de material de fundo. Enquanto na Fazenda Paraíso as amostras consistiram materiais que oscilaram entre areia muito grossa e seixo, no trecho da foz do Tacutu apontaram variações entre areia média a areia muito grossa.

Mesmo que o Tacutu apresente uma declividade muito baixa na Fazenda Paraíso (0,04m/km) (Figura 5.38), este local apresenta as maiores granulometrias de todos os perfis levantados (Figura 5.46). O monitoramento mostrou uma boa relação do calibre dos materiais com da posição no perfil. Assim, a região mais profunda do canal (talvegue) associada à margem côncava (posição 1, Perfil 1, Figura 5.46) apresentou em todas as amostras coletadas a composição de materiais de tamanho seixo com valores variando entre -3,097 (muito pobremente selecionado) e -4Ø (pobremente selecionado). A única exceção foi no levantamento de 26/07/12, quando o amostrador (Van Veen) não coletou qualquer tipo de material.

No setor de transição entre o talvegue e a zona de menor profundidade do Perfil 1 (Figura 5.46). (Faz. Paraíso), nos pontos 2 e 3, a granulometria variou entre o tamanho grânulo e areia grossa, com diâmetros oscilando entre -1,119 e -1,228Ø (muito pobremente selecionados). A exemplo do ponto 1, no ponto 2 (em 26/07/12) não houve êxito na amostragem do sedimento de fundo. Já no setor próximo à margem direita do canal (margem convexa), nos pontos 4 e 5, os sedimentos foram classificados em areia grossa (11/05/13 e 31/07/13), moderadamente selecionada, e areia muito grossa (26/07/12 e 10/10/12), sendo pobremente selecionado (75%).

Quanto à distribuição temporal, durante os períodos de cheias do rio Tacutu (26/07/12 - 2.990,95m³/s; 11/05/13 -2.417,83m³/s; e 31/07/13 - 2.600,5m³/s), os pontos 2, 3, 4 e 5 apresentaram granulação de areia grossa (64,29%) ou areia muito grossa (28,57%), com exceção do ponto não amostrado (Figura 5.46, Perfil 1). Por outro lado, a mensuração realizada durante a estação seca (10/10/12 - 190,38m³/s) apresentou granulometria equivalente ou maior dentro dos cinco pontos de amostragens.

A maior granulometria apresentada no Perfil 1 está relacionada provavelmente a entrada de sedimentos trazidos pelos rio Surumu e Maú. Com sua foz posicionada a pouco mais de sete quilômetros à montante deste perfil, a bacia do Surumu apresenta perfis longitudinais com gradientes médios superiores a quatro metros por quilometro e altitudes de quase 3.000m. Já a bacia do Maú drena a área vizinha (mesma região) e desemboca a 70km a montante da seção. Ambas garantem a maior parte do suprimento que alimenta a carga de fundo do baixo Tacutu. O canal estreito (com largura aproximadamente de 250m) e com maior profundidade acelera a passagem do fluxo pelo perfil, resultando na deposição de sedimentos de calibre igual ou superior a areia grossa.

Localizado a 43km à jusante do Perfil 1, na foz do rio Tacutu, o Perfil 3 (Figura 5.46) apresenta características bem distintas ao primeiro. As duas campanhas de campo realizadas apontaram uma composição essencialmente arenosa, onde predominam areias grossas (0,8536 a 0,4882Ø), sendo moderadamente selecionadas (75% dos casos). As exceções são os pontos 1 (margem convexa) e 5 (margem côncava), que apresentaram composições de areia média e areia muito grossa, respectivamente.

Quanto à variação entre os períodos de cheias, foi observado somente alteração do material de fundo junto ao talvegue e nas proximidades da margem convexa do canal (Figura 5.46, Perfil 3). Durante as cheias (campanha de 29/03/12), o material de fundo passou de uma composição de areia grossa para areia muito grossa, sendo reflexo do aumento da velocidade da água no setor, gerado pela subida do nível do rio. Na vazante

(campanha de 10/08/12) todos os pontos de coleta, com exceção do ponto um, apresentaram composição de areia grossa. No caso do ponto um, o material exibiu uma redução do tamanho médio das partículas para o tamanho areia média, estando basicamente associado à baixa velocidade da água no local.

A redução geral do tamanho médio das partículas do Perfil 1 para o Perfil 3, no baixo Tacutu, pode estar associada a diferenças básicas no formato da seção transversal, sendo que a pequena distância entre os dois locais (43km) não deve trazer grandes alterações importantes no regime de vazão neste intervalo. Com uma seção mais alargada o Perfil 3 (que possui o dobro da largura do Perfil 1) (Figura 5.46) apresenta uma redução natural da energia do fluxo e implica na deposição de partículas de diâmetro menor que o ponto à montante.

Outra importante condição que provavelmente favoreça a sedimentação de partículas de diâmetro menor no Perfil 3 (assim como o alargamento desta seção) é a interferência do fluxo do rio Uraricoera, com maior descarga, que cruza o caminho do Tacutu para dentro do rio Branco.

A confluência entre esses dois sistemas cria uma zona complexa de interações hidrodinâmicas que acaba por afetar o regime de descarga líquida do baixo Tacutu, favorecendo a redução do calibre do material de fundo na sua foz. Essas condições foram observadas por Kuerten (2006) e Morais (2010) na foz do rio Ivaí com o Paraná, onde, além da redução das corredeiras e do entalhe do canal sobre os depósitos aluviais (MORAIS, 2010) foi observada a diminuição da granulometria da carga de fundo em direção à foz pela frenagem do fluxo do rio Ivaí pelo rio Paraná (com maior descarga) (KUERTEM, 2006). Outro estudo que corrobora com a discussão sobre o comportamento sedimentar de rios em zonas de confluência foi realizado por Franzinelli (2011), ao estudar a região do encontro das águas dos rios Solimões e Negro, na região amazônica.

Os perfis 2 e 4 (Figura 5.46), no rio Uraricoera, mostraram um comportamento similar ao observado no Tacutu, com sedimentos de maior granulometria no Perfil 2 (Fazenda Passarão), posicionado a 22km à montante da confluência entre os dois, e de sedimentos de menor diâmetro no Perfil 4, na região do encontro com o rio Tacutu.

A análise granulométrica dos sedimentos de todas as campanhas demonstrou que 50% dos materiais coletados eram compostos por areia grossa (oscilando de 0,7016 a 0,4937 ϕ), seguidos por areia muito grossa (-0,2115 a -0,7892 ϕ) e areia média (1,079 a 1,182 ϕ), representando 20 e 15%, respectivamente. Amostras de seixo e granulo, ou locais onde a coleta não foi possível, representaram (cada uma) 5% dos casos.

No que diz respeito à variação da granulometria na seção, o Perfil 2 apresentou os maiores diâmetros nas zonas de maior profundidade, associadas a posição do talvegue. Neste sentido, nos pontos quatro e cinco predominaram granulometrias igual ou superior a areia muito grossa até o tamanho seixo (Figura 5.46). Nas zonas de menor profundidade, no trecho central do canal e parcela esquerda do canal (na área de influência dos pontos um a três) predominaram areias de tamanho grande (58,3%), seguidos por sedimentos tamanho areia média (25%) e areia muito grossa (16,7%).

Em relação ao período hidrológico (cheia e vazante) não foi possível identificar um padrão específico. O período de vazante com vigência entre os meses de outubro a março mostrou uma granulometria ora ligeiramente mais grosseira (18/03/13, final da vazante), ora uma condição média suavemente mais fina (26/10/13, início da vazante) (Perfil 2, Figura 5.46). Durante as cheias (período que compreende os meses de abril a setembro) a variação mais significativa ocorreu no ponto cinco, que passou de uma composição granulométrica de areia muito grossa (27/07/12) à seixosa (26/06/13).

O Perfil 4 (Figura 5.46), posicionado na foz do Uraricoera, assim como visto no Tacutu também apresentou significativa redução da granulometria média dos sedimentos. Em 80% das amostragens realizadas (em duas campanhas) a granulometria média apresentou composição de areia grossa, oscilando entre 0,4882 e 0,8318 ϕ . A única amostra com granulometria superior foi coletada no talvegue do canal (ponto cinco), durante a estação chuvosa, que apresentou composição de areia muito grossa. De igual modo, a única amostra de sedimento mais fino (areia média) foi obtida na zona de agradação (ponto 1), posicionada a poucas dezenas de metros da área de influência direta da confluência dos rios Tacutu e Uraricoera.

Oscilações da distribuição espacial (ao longo da seção) e temporal (períodos de cheias e vazantes) dos sedimentos foi quase nula. Elas foram observadas somente nas posições extremas do canal, representadas pelo talvegue (zona de maior energia) e nas posições de menor profundidade (zona de agradação), compreendendo somente 20% das amostragens (Figura 5.46, Perfil 4).

A redução da granulometria média dos sedimentos, quando comparada à estação Fazenda Passarão (posicionada 22km a montante), provavelmente é resultado das interações hidrodinâmicas geradas pela confluência entre os rio Uraricoera e Tacutu (KUERTEM, 2006; MORAIS, 2010; FRANZINELLI, 2011), assim como o alargamento da seção do Uraricoera, ampliada em pouco mais de 37% (atuando na redução da velocidade média do fluxo que passa pela seção).

5.4.3.2. Sedimentos de fundo do canal do alto rio Branco

Com largura média superior a um quilometro e declividade média aproximada de 0,11m/km, o canal do alto rio Branco é marcado por um visível adensamento dos depósitos de material de fundo, expostos em boa parte a partir da metade final do período de vazante (janeiro a início de abril).

Marcado por seções de razão largura/profundidade maior ao observado nos sistemas dos Tacutu e Uraricoera, com valores médios superiores a 150 vezes, o rio Branco apresenta uma significativa redução do diâmetro médio das partículas depositadas na área do canal quando comparado aos seus tributários.

Enquanto no baixo curso dos rios formadores do alto rio Branco (rios Tacutu e Uraricoera) predominam as partículas de tamanho igual ou maior que areia grossa (>80%), no canal do Branco as granulometrias são compostas em sua maior parte por sedimentos de diâmetro areia média (43,33%) e areia grossa (41,11%), sendo uma pequena parte composta por sedimentos de calibre maior, que reúne amostras de seixo (8,89%), areia muito grossa (5,56%) e granulo (1,11%).

Quanto ao tamanho e disposição da granulometria, o Perfil 5 (Figura 5.46) apresentou um padrão diferenciado em relação aos outros perfis do rio Branco. Este perfil praticamente não apresentou variação nas duas campanhas de amostragem e exibiu uma granulometria mais grosseira, composta em sua maioria por areia grossa (70%), com diâmetro médio oscilando entre 0,3683 e 0,9991Ø.

As granulometrias mais grosseiras (areia muito grossa e seixo) foram obtidas na parte mais profunda do canal (talvegue), posicionada à margem esquerda (ponto cinco, Perfil 5), na zona de maior velocidade do fluxo. O máximo calibre dos materiais, assim como a menor variação na granulometria dos sedimentos de fundo nesta seção, possivelmente está associado ao formato menos irregular do canal neste perfil e a sua menor largura, sendo em média 300m mais estreito do que nas outras seções.

Os Perfis 6, 7, 8 e 9, exibiram um padrão de arranjo granulométrico associado basicamente de proximidade ou distanciamento em relação ao talvegue. Deste modo, os sedimentos de areia média, que compõem 48,75% da totalidade das amostras destes perfis, estão localizados entre a margem direita e o centro do canal do rio Branco, e relacionam-se a uma zona de convexidade neste trecho, onde atuam como áreas de maior agradação. Exceção a isso é o Perfil 9, que apresenta a sua zona de maior agradação no

centro do canal, com uma estabilização vigorosa favorecida por uma ilha instalada a poucos metros à jusante (ilha São Lourenço).

As zonas intermediárias às de maior agradação e o talvegue são dominados por granulometria de areia grossa, representando a área de transição entre trechos de baixa velocidade do fluxo para zonas de descarga acelerada. E, finalmente, a região do talvegue, que se apresenta como a zona de composição de material sedimentar mais grosseiro, onde o diâmetro médio das partículas pode chegar ao tamanho seixo (Perfis 5 ao 9, Figura 5.46). A exceção a isso é um páleo talvegue situado próximo à margem esquerda do Perfil 8, que apresentou uma composição de areia média, associada a baixa velocidade de descarga no setor.

Quanto a variações temporais, não ficou evidente a ocorrência de padrões sedimentares específicos durante a vigência dos períodos de vazante ou durante as cheias.

5.4.4. Sedimento em suspensão da bacia do alto rio Branco

O rio Branco está posicionado na parcela mais setentrional da bacia do rio Negro e drena parte da parcela sul do Planalto das Guianas (PENHA, 1995). Apesar de sua grandeza, pouco se sabe a respeito da dinâmica sedimentar deste curso fluvial e nem mesmo se compreende o quanto tal rio contribui para o débito de água e carga suspensa do rio Negro.

Observando dados da ANA (2013), estima-se que a descarga anual de sedimentos do rio Branco na cidade de Caracaráí (localizada no médio curso do rio), o qual drena aproximadamente 18% de seu rio de base, equivale a $3,7 \times 10^6$ ton/ano. Considerando o volume de sedimentos em suspensão levantados no rio Negro (FILIZOLA, 1999; FILIZOLA e GUYOT, 2011), a produção do médio rio Branco, situado na cidade de Caracaráí, representaria aproximadamente 46% do volume de sedimentos produzidos pelo rio Negro. Contudo, é preciso salientar que as estimativas para o rio Branco são bastante grosseiras, pois são baseadas em amostragens com intervalos muito espaçados, realizadas 2 a 3 vezes ao ano (ANA, 2012). Estes longos intervalos sem amostragem dificultam observação dos picos de carga suspensa e impedem a confecção de uma melhor estimativa de produção anual de sedimentos para este sistema fluvial.

A carga de sedimento na bacia do alto rio Branco é desigual, com valores médios que variam de 28,14mg/L, junto à estação fluviométrica Auaris (rio Auaris) e 141,47mg/L, no limite entre o alto e médio rio Cotingo, um sub-afluente do Tacutu (Tabela 5.8 e 5.9 (Figura 5.47), sendo comum às bacias de grande porte (FILIZOLA,

1999; LATRUBESSE et al., 2005a; MANASSERO et al. 2008, FILIZOLA e GUYOT, 2011; LELI et al., 2011; LELI, 2010).

No que diz respeito à amplitude da concentração de sedimentos, esta é maior no setor setentrional da bacia do alto rio Branco. Essa área engloba uma faixa que se prolonga desde o rio Auaris (margem esquerda do rio Uraricoera e extremo noroeste de Roraima) até a Bacia do rio Maú (margem direita do rio Tacutu, no extremo Nordeste da bacia e que faz o limite entre Roraima e a República Cooperativista da Guiana). Assim, a maior amplitude nas cargas suspensas ocorreu nas estações fluviométricas da Fazenda Bandeira Branca, que drena o alto rio Cotingo, com uma variação de 748,6 (mg/L), e Auaris, e amplitude de 658,99 (mg/L) (Tabela 5.8).

A grande amplitude na carga em suspensão observada nestas estações está relacionada à topografia de suas bacias. Os dois drenam planaltos bastante dissecados (Figuras 3.7 e 3.8), onde o rio Auaris, à montante do ponto monitorado, apresenta um gradiente médio de aproximadamente 10m/km e drena áreas com altitudes que variam de 1.000 a 2.000m, recoberta por vegetação densa. A bacia do alto Cotingo, por sua vez, apresenta um gradiente de 7m/km com topografia variando entre 500m a pouco mais de 2.700m, no Monte Roraima (REIS, 2002), sendo coberta quase que proporcionalmente por vegetação densa em suas cabeceiras, e o restante por vegetação do tipo savana (Figura 3.12).

Tabela 5.8: Resultados da concentração média de sólidos totais em suspensão (Cmss) (mg/L) (série histórica) na bacia do alto rio Branco (ANA, 2012)

Seção	Município	Rio	Série Histórica	Cmss (mg/L)	Amplitude (mg/L)	Cmss - Estação seca	Cmss - Estação úmida
Vila Surumu	Pacaraima	Surumu/Tacutu	1991/1997	42,76	167,64	17,78	57,67
Bonfim	Bonfim	Tacutu	1998/2012	46,20	259,44	56,87 ^a	36,79 ^a
Maloca Do Contão	Pacaraima	Cotingo/Surumu / Tacutu	1992/2012	65,14	284,14	28,35	95,03
Fazenda Cajupiranga	Alto Alegre	Uraricoera	1992/2012	30,81	76,99	27,37	33,85
Missão Auaris	Boa Vista	Auaris/ Uraricoera	1992/1997	28,98	658,99	29,81	27,10
Fazenda Bandeira Branca	Uiramutã	Cotingo/Surumu / Tacutu	1991/1997	141,47	748,6	63,08	160,66

Em relação a produção específica de sedimentos (Ps), a bacia do rio Auaris apresenta os maiores valores na bacia do alto rio Branco, chegando à impressionante marca de 907,28 (t/km²/ano) que, drenando somente 0,73% da bacia estudada, estaria

contribuindo com aproximadamente 18% da carga em suspensão produzida estimada para a estação fluviométrica de Boa Vista.

Mesmo que o volume médio da carga em suspensão do rio Auaris não seja alto (28,94mg/L) (Tabela 5.10), sua descarga é elevada (704,5m³/s) (Tabela 5.9) e, ambos combinados, resultam numa grande produção de sedimentos. Essa situação se assemelha a drenagens localizadas junto às ilhas de Java, Sumatra, entre outras, situadas no oceano Índico, e mesmo sendo de cursos fluviais de pequenas extensões e recobertas por vegetação densa, são eficientes na produção de sedimentos devido a alta pluviosidade e o forte gradiente apresentados por estes sistemas (LATRUBESSE et al., 2005a).

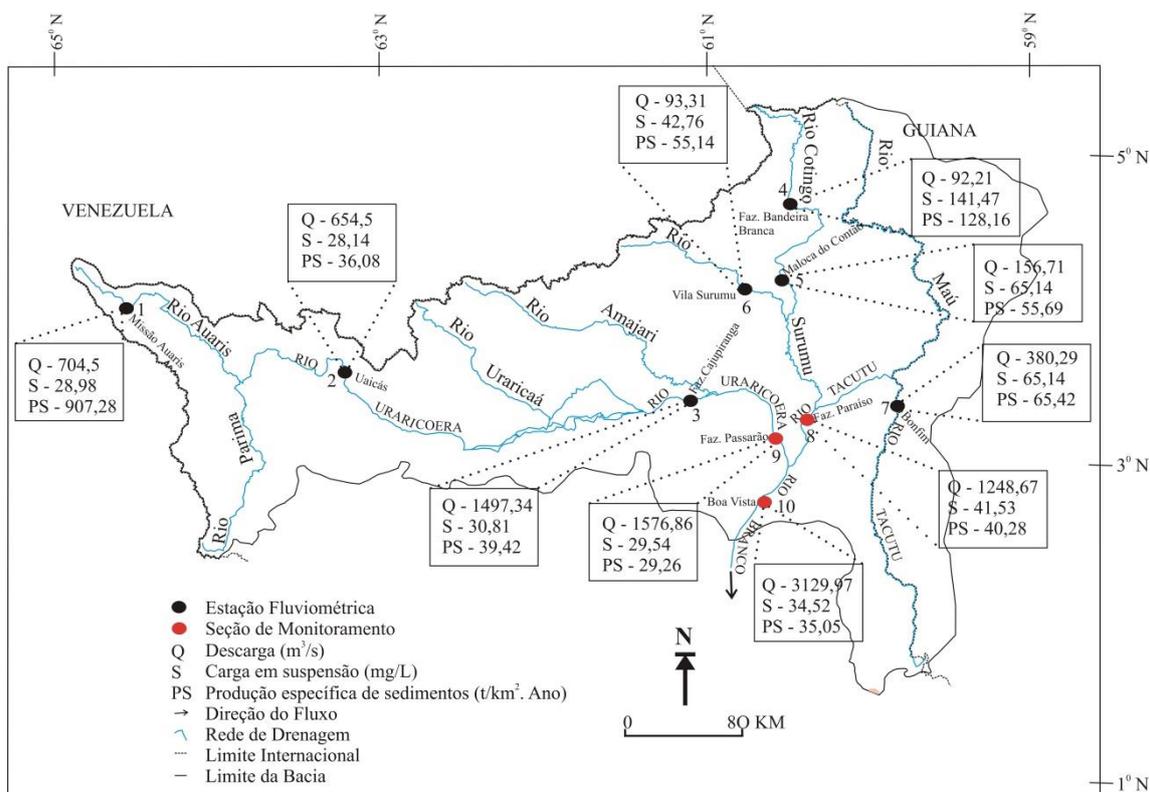


Figura 5.47: Variação espacial da Concentração de Sedimento em Suspensão (mg/L) na bacia do alto rio Branco. Devido a descarga utilizada para o cálculo é instantânea ao levantamento da carga em suspensão

A Fazenda Bandeira Branca, que apresenta a maior média de carga em suspensão no rio Branco (141,47mg/L) (ANA, 2012) (Tabela 5.8), não revela o mesmo desempenho que o rio Auaris. Mesmo que apresente um gradiente elevado (7m/km) e tenha a metade de sua bacia composta por vegetação aberta, o rio Cotingo, nesta estação, mostra uma produção específica de sedimentos de 128,16t/km². A produção inferior do rio Cotingo em relação ao rio Auaris é resultado de sua vazão reduzida (92,21m³/s) (Tabela 5.10).

Tabela 5.9: Resultados da concentração média de sólidos totais em suspensão (mg/L) das bacias que compõe o alto rio Branco

Seção/Rio	Cmss (mg/L)	Amplitude (g/L)	Q* média (m³/s)	Área drenada (km²)	Qss médio (t/dia)	Ps (t/km² ano)
Boa Vista - Rio Branco	34,52	72,4	3.129,97	97.200	9.334,33	35,05
Fazenda Paraíso - Rio Tacutu	41,53	53,2	1.248,67	40.600	4.480,04	40,28
Fazenda Passarão – Rio Uraricoera	29,54	36,2	1.576,86	50.200	4.024,55	29,26

* Vazão instantânea.

Tabela 5.10: Resultados da descarga líquida (m³/s), da descarga sólida em suspensão (t/dia) e de produção específica de sedimentos em t/km²/ano

Seção	Curso d'água	Data	Q média (m³/s)	Área drenada (km²)	Qss médio (t/dia)	Ps (t/km² ano)
Vila Surumu	Pacaraima	Surumu/ Tacutu	93,31	2280	344,45	55,14
Uaicás	Alto Alegre	Uraricoera	654,50	16.100	1.591,52	36,08
Bonfim	Bonfim	Tacutu	380,29	9.860	1.518,11	65,42
Maloca Do Contão	Pacaraima	Cotingo/ Surumu / Tacutu	156,71	5.780	881,94	55,69
Fazenda Cajupiranga	Alto Alegre	Uraricoera	1497,34	36.900	3.985,63	39,42
Missão Auaris	Boa Vista	Auaris/ Uraricoera	704,5	710	1.764,85	907,28
Fazenda Bandeira Branca	Uiramutã	Cotingo/ Surumu / Tacutu	92,21	3.210	1.127,15	128,16

Ao fazer um comparativo entre as bacias dos rios Tacutu e Uraricoera, verifica-se que a maior contribuição para a carga de sedimento em suspensão para a bacia do alto rio Branco vem do rio Tacutu, enquanto os dados colhidos na estação da Fazenda Passarão no baixo Uraricoera (Figura 5.47), levantados entre março de 2012 e agosto de 2013, mostram uma concentração média de sedimentos em suspensão de 29,54mg/L (Tabela 8.9). O Tacutu contribui com aproximadamente 43% da descarga total de sedimentos do alto rio Branco.

Já os dados levantados para o mesmo período na Fazenda Paraíso no baixo Tacutu (Figura 5.47) mostrou uma concentração média de 41,53mg/L (Tabela 8.9), com uma contribuição estimada em 48% (Figura 5.48). O volume restante (9%), seria relativo a subsídio de trechos à jusante das estações fluviométricas das Fazendas Passarão (rio Uraricoera) e Paraíso (rio Tacutu), que drenam uma área total de 6,58%, levantados de acordo com os dados disponibilizados pela ANA (2013).

Importante ressaltar que, estes cálculos foram realizados sobre uma base de dados muito reduzida, estando os intervalos entre as medições, bem como a influência de oscilações climáticas (como estações secas e úmidas curtas ou prolongadas), sob o controle eventual de eventos de La Niña e El Niño, não caracterizados.

Neste sentido, os dados estimados de carga suspensa, assim como as contribuições das bacias que formam o sistema do alto rio Branco em sua produção anual, podem sofrer variações importantes, sendo estas informações ocultas pela baixa disposição de dados hidrológicos da área estudada.



Figura 5.48: Imagem da confluência entre os rios Uraricoera (lado esquerdo) e Tacutu (lado direito) em abril de 2013, onde tem início o canal do rio Branco. Na imagem pode ser observada a coloração diferenciada devido ao maior volume de carga em suspensão transportado pelo rio Tacutu (Fonte: GeoEye, 2014)

Diferenças apresentadas pelas bacias formadoras do sistema fluvial do alto rio Branco são perfeitamente compreensíveis. A bacia do Uraricoera, mesmo sendo a principal fomentadora da descarga do rio Branco (com a predominância de relevos de maior topografia e mais dissecados (Figuras 3.6 e 3.7), se apresenta em grande parte coberta por vegetação densa, fruto de uma pluviosidade elevada e bem distribuída. Mesmo que um grande volume de água precipitado sejam elementos favoráveis a

produção de sedimentos como relatados por Latrubesse et al. (2005a), somados a importante declividade das vertentes na bacia e o forte gradiente dos principais tributários, a cobertura vegetal bem preservada atua fortemente no controle dos materiais ofertados ao canal.

O valor de concentração de sedimentos em suspensão (C_s) na estação Boa Vista (Figura 5.47) apresenta uma correlação baixa ($R^2=0,59$) com a vazão do rio Branco (Figura 5.49). (ver autores). A maior dispersão é observada nas descargas entre 3.000 e 5.000 m^3/s , sendo esse tipo de dispersão verificado em estudos realizados em outras bacias hidrográficas (CHELLA et al., 2005; LELI et al., 2011; AQUINO et al., 2009; HICKIN, 2009; MARTÍN-WIDE et al., 2012)e, mesmo que o volume de dados seja pequeno é possível fazer avaliações.

Primeiro, as vazões com grandezas entre 3.000 e 5.000 m^3/s estão na faixa de transição do fluxo acanalado e a fase inicial de cheia da planície de inundação. Assim, dentro deste contexto, o rio acaba se sujeitando a novas condições de fluxo, que tentem a trazer interferências no volume de sedimentos em suspensão transportados pelo canal, seja na acomodação de sedimentos pelas condições de fluxo lento, ou na sua retenção pela vegetação ou outras superfícies sólidas, ou mesmo no carreamento de sedimentos soltos em pontos de deslocamento de fluxo na planície.

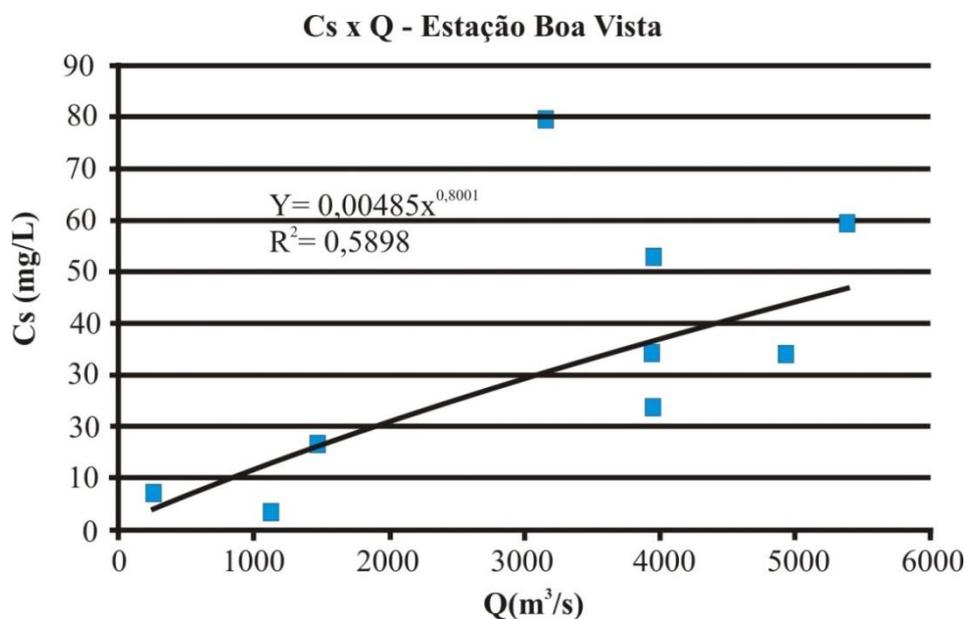


Figura 5.49: Correlação entre C_s e Q , estação fluviométrica de Boa Vista, Roraima

Um detalhe local importante nas proximidades (à jusante) da estação fluviométrica de Boa Vista é a ponte dos Macuxis. Esta estrutura foi edificada na década de 1970, e anexa a ela foi construído um aterro de pouco mais de 3km, que corta e represa a planície de inundação. Deste modo, durante a estação chuvosa, o fluxo que se desloca pela planície

de inundação volta ao canal do rio e desemboca em boa parte na cabeceira da ponte, à sua montante (Figura 5.50).

Seguindo o exemplo de Leli et al., (2011), utilizando a descarga diária de sedimento (Csd) com a vazão (Q), a correlação melhora significativamente, chegando a $R_2=0,88$ (Figura 5.51). Em relação a análise da dispersão de dados, diversos autores têm utilizado o que se conhece como efeito de histerese (STEVAUX, 1994; MOREHEAD et al. 2003), o qual, conforme Leli (2010), representa o efeito sob os quais os mesmos valores de vazão correspondem a estimativas diferentes de concentração de sedimento suspenso.

Portanto, o efeito de histerese na bacia mostrou efetivo nas maiores descargas, sendo que o menor grau de dispersão nas descargas mais baixas provavelmente se dá pelo predomínio da descarga de base, fruto da redução das chuvas durante a estação seca, que é bastante prolongada na região, com exceção em pequenos períodos chuvosos (com duração de alguns dias a poucas semanas), quebrando a monotonia desta estação.

O efeito de histerese do sistema fluvial pode ser bem observado comparando os dados de vazão (Q) e carga em suspensão (Cs) de um evento fluviométrico ou de um ciclo sazonal. Assim, a correlação entre os dados (QxCs), ao invés de apresentar um único valor de concentração de sedimentos para uma determinada descarga, gerará a confecção de um gráfico circular, mostrando a evolução da correlação dos dados para eventos. Portanto, a interpretação deste fato propõe que a concentração de sedimentos suspensos na descarga ascendente é diferente para uma mesma vazão na descendente do evento (STEVAUX, 1994, HICKIN, 2009). A Figura 5.52 mostra o efeito de histerese na correlação dos dados de descarga e sedimento em suspensão durante a cheia de 2013, na área de influência da estação fluviométrica de Boa Vista, no rio Branco.

A equação de histerese da cheia 2013 do rio Branco apresentou um padrão de sentido horário (Figura 5.51). Segundo Stevaux (1994) a histerese horária ocorre quando a maior concentração de sedimento suspenso antecede o pico de vazão. Há casos na literatura que mostram a ocorrência a histerese anti-horária (STEVAUX, 1994; HICKIN, 1995a e 1995b).



Figura 5.50: Aterro que atua no represamento da planície de inundação localizada junto à margem esquerda do rio Branco, nas proximidades da cidade de Boa Vista (localizada junto a margem direita do rio Branco). Neste local o fluxo de cheias da planície de inundação é jogado de volta ao canal na cabeceira da ponte dos Macuxis. Pode ser observado ainda uma fonte potencial de sedimento em suspensão devido as atividades de oleiros no local (Fonte: GeoEye, 2014)

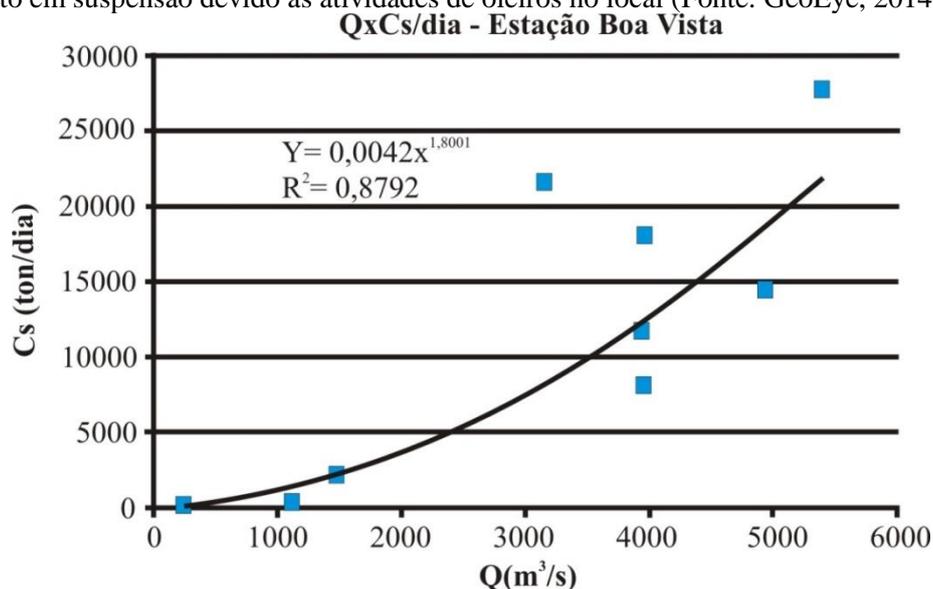


Figura 5.51: Correlação potencial entre vazão (Q) e transporte de sedimentos (Cs) para o rio Branco em Boa Vista. Notar que nos valores maiores de Q ocorre maior variação de Cs, diferentemente dos valores mais inferiores de Q. As elipses indicam prováveis efeitos de histerese

Os eventos de cheia no rio Branco estão associados à dinâmica pluvial do estado, descrita por Evangelista et al. (2008 e 2011), onde basicamente a bacia duas estações bem definidas: uma chuvosa, que ocorre entre os meses de abril e setembro, e outra seca, que acontece de outubro a março.

Com início da estação chuvosa o rio Branco sai rapidamente de uma condição de vazante e passa a ocupar parte substancial da planície de inundação em questão de dias.

Deste modo, o volume de material fino disperso na área da bacia, disponibilizado pela extensa estação seca e pela menor influência da vegetação em parte da bacia sobre os agregados de solo, quando sob efeito das enxurradas típicas do início das chuvas é levado rapidamente ao sistema fluvial.

Este processo é facilitado pela declividade das vertentes no setor setentrional da bacia e o alto gradiente dos canais que drenam essa área, que fazem com que esse maior aporte de sedimentos chegue ao canal do rio Branco já no início da cheia. Neste sentido, se observa uma forte elevação da concentração de sedimentos em suspensão como visto na Figura 5.52, quando o volume da Cs saltou de 7 a 79,4mg/L em um intervalo de apenas 4 dias (15 a 19/04/13).

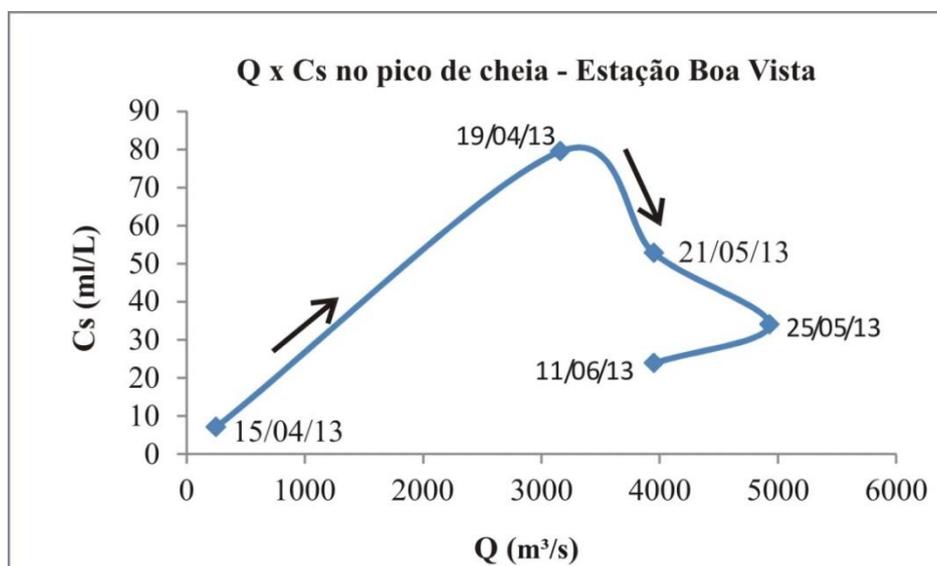


Figura 5.52. Relação entre a descarga líquida e a carga de sedimento em suspensão do sistema do alto rio Branco durante o período de cheias de 2013. Nota-se o efeito de histerese no sentido horário

Após o pico da carga em suspensão, mesmo com o aumento progressivo da descarga a carga em suspensão (79,4mg/L), esta passou a apresentar uma trajetória descendente até chegar o patamar 23,8mg/L em 11/06/13 (Figura 5.52).

Depois de uma crescente da descarga durante o mês de julho de 2013, a carga em suspensão passou a apresentar uma nova elevação, subindo para um patamar de 34,6mg/L. Depois disso, a concentração novamente exibiu uma queda progressiva na Cs. O segundo aumento da carga sedimentar se deve basicamente ao aumento da pluviosidade dos níveis fluviais na bacia do rio Tacutu.

Neste caso, as chuvas encontram seu ápice entre o final de junho ao começo do mês de agosto. Associado a isso, o predomínio da vegetação aberta (savana), a alta declividade de afluentes no trecho inferior do Tacutu e o consequente aumento da descarga deste rio,

causam um novo acréscimo do volume de sedimentos produzidos pela bacia do alto do rio Branco.

Outro fator importante que afeta a hidrologia dos sistemas fluviais de modo geral são os fenômenos de El Niño e La Niña. Estes fenômenos atuam diretamente na circulação atmosférica em escala global, determinando condições mais úmidas para algumas regiões e mais secas para outras.

Neste sentido, Leli et al. (2011), estudando a descarga e a concentração de sedimento em suspensão do rio Ivaí para um período aproximado de 30 anos, verificaram que no quesito vazão, a ocorrência de fenômenos de El Niño não trouxe alterações significativas em sua descarga anual. Contudo, no quesito descarga sólida suspensa, foram identificadas mudanças abruptas na série de pontos. Neste sentido, Leli et al. (2011) entenderam que sob a influência do fenômeno a bacia do Ivaí, durante o período estudado, sofreu maior perda de sedimentos e, por conta disso, apresentou um grande aumento temporário no volume de sedimento suspenso transportado.

A série de dados de descarga sólida em suspensão na bacia do rio Branco disponibilizados pela ANA (2013) não permitiu a realização de uma análise coerente da influência dos fenômenos de El Niño e La Niña sobre a produção anual dos sedimentos. Isso se deve ao grande intervalo entre as mensurações realizadas, dificultando a obtenção de um valor médio confiável para a realização destas análises.

Todavia, influência dos ENOS no comportamento hidrológico da Amazônia tem sido retratada. Enquanto o El Niño demonstra tendências de reduções na pluviosidade da região, acarretando na redução da descarga dos canais e o aumento das queimadas, o fenômeno La Niña demonstra uma condição de maior umidade na Amazônia, repercutindo num maior volume de água nos sistemas fluviais.

Sander et al. (2013), observando os dados fluviométricos da bacia do alto rio Branco, na cidade de Boa Vista, notaram que durante os períodos de La Niña os picos de cheias são mais elevados e durante os períodos de El Niño as cheias do rio Branco apresentaram picos consideravelmente mais baixos, sendo este fato resultante da redução das chuvas nas áreas de captação. Apesar disso, alguns eventos extremos de fluviométricos e de pluviosidade não apresentaram relação com eventos dos ENOS e, portanto, as questões que tratam da sua influência devem ser melhor trabalhadas.

6. CONCLUSÕES

A construção e execução desse projeto, que tem suas raízes em trabalhos desenvolvidos junto ao IGEO, realizados em meados de 2007 (em parte aplicados a esta tese), permitiu formar uma base de informações inéditas acerca da bacia do alto rio Branco, servindo como um alicerce sólido para realização de pesquisas mais aprofundadas no futuro.

A análise multitemporal da planície aluvial do alto rio Branco mostrou que este sistema encontra-se em constante evolução. Dentre os principais aspectos observados, verificou-se, ao longo das últimas décadas, a predominância de processos deposicionais sobre os erosivos.

Seguindo esta tendência, foi observado um acréscimo na área total ocupada pelas ilhas na planície aluvial. Assim, para o período entre 1975 e 2013 os corpos insulares apresentaram uma ampliação de 18%, passando de uma superfície de 17,60km² para 20,79km².

O número total de ilhas também mostrou progressão. Aquelas com extensão superior 0,10km² apresentaram um aumento de 5,26% (1965-2013), com um ganho de área de 12,02% (1975-2013). Os corpos insulares com área inferior a 0,10km², por sua vez, mostraram um adensamento bem mais significativo, com um ganho de 226,32% (1965-2013). Com relação à área, houve um acréscimo de 40,96% (1975-2013).

Quanto aos lagos, verificou-se uma tendência de retração. No período 1975-2013 houve uma redução de 12,66 em sua quantidade e de 15,66% em área molhada. Mesmo que lagos artificiais tenham passado a compor as paisagens da planície aluvial, a utilização das regiões de várzea no plantio de arroz tem implicado na supressão desses corpos.

O processo de evolução dos depósitos aluviais e ilhas foram mais pronunciados na margem esquerda do sistema do alto rio Branco, junto ao trecho intermediário do local estudado. A formação desses depósitos tem sido favorecida pela maior convexidade do trecho. Outro fator que possivelmente apressou a agradação neste setor foi a construção da ponte dos Macuxis (metade da década de 1970), tendo em vista que a instalação do aterro da ponte cortou a circulação de água pela planície de inundação, passando a atuar na desaceleração do fluxo (a montante da ponte) na margem esquerda do canal.

O monitoramento por pinos nas margens do canal do alto rio Branco sustentou a afirmação de processos erosivos operantes na margem direita do sistema e processos de agradação predominantes na margem esquerda. O grande destaque do monitoramento foi a forte atuação de processos erosivos no setor à montante da foz do rio Cauamé, com

erosão superior a 1m/ano. Essa condição é favorecida pela concavidade do trecho, da maior velocidade do rio junto à margem e pelo deslocamento de fluxos sobre os depósitos aluviais partindo do rio Branco para o Cauamé.

Em relação à interpretação dos depósitos nas margens do rio Branco (canais e ilhas), os levantamentos indicaram três tipos principais de perfis: um primeiro grupo é formado por perfis com sucessão de fácies bastante complexas, que mostram alternância de depósitos associados a condições de fluxos de alta e baixa energia; um segundo agrupamento é marcado pela sucessão de fácies granodecrescentes, mostrando a redução da energia do fluxo em direção do topo do perfil; e por último, foram observados perfis de origem pliocênicas/pleistocênicas da Formação Boa Vista na região da cidade de Boa Vista, os quais não se relacionam à formação da planície aluvial do rio Branco.

Por outro lado, perfis levantados na planície de inundação, em áreas de extração de argila, apresentaram composição de fácies **Fm**, evidenciando a formação dos depósitos sob condições de fluxo de baixa energia. No entanto, estes levantamentos foram realizados em uma única região (planície de inundação à margem esquerda do rio Branco, no trecho intermediário da área de estudo).

O monitoramento de seções transversais demonstrou variação na morfologia dos canais ao longo de todo o sistema e, com exceção do transecto da ponte dos Macuxis, os perfis indicaram processos agradacionais na transição vazante-cheia e erosão no período cheia-vazante.

Os maiores destaques na remobilização de material de fundo foram às seções da Fazenda Paraíso (rio Tacutu) com erosão de 263,88m² no prazo de apenas 47 dias, onde houve uma perda média de 1,06m de material do leito. O perfil da ilha de São Lourenço (rio Branco), durante a passagem da vazante para a cheia mostrou uma agradação de 359,07m², representando uma deposição média de 0,24m no fundo do canal.

No que diz respeito aos estudos hidrológicos, estes mostraram diferenças significativas na oscilação da descarga dos afluentes do rio Branco, impulsionados pelas divergências do volume e distribuição das chuvas na bacia. A variação da descarga média mensal do rio Uraricoera (Estação Fazenda Passarão) foi de 5 vezes, enquanto que a do rio Tacutu (Bonfim) foi expressivamente maior, contabilizando 167 vezes.

A oscilação da vazão do rio Branco, levantada em Caracaraí, foi de 7 vezes. Esse valor foi fortemente influenciado pela descarga dos rios Uraricoera (principal afluente) e Mucajaí, que exibiram menor variação (ambos 5 vezes), compensando a forte instabilidade do rio Tacutu.

Os maiores valores de amplitude da descarga e menor produção de vazão por área foram observados nas regiões de maior concentração de chuvas, sendo que as menores amplitudes de descarga foram observadas na bacia do Uraricoera, que drena áreas de menor variação na pluviosidade. A referida bacia apresenta de amplitude de descarga diária variando entre 17,29 (Estação Uaicás) e 74,69 vezes (Est. Faz. Passarão), mostrando um aumento da variação em direção à foz, seguindo o padrão de pluviosidade em cada região da bacia.

A bacia do rio Tacutu, por outro lado, evidencia de forma clara os efeitos da forte concentração de chuvas na parcela oriental do sistema estudado. Esta apresentou amplitudes de dados diários entre 57,33 (rio Maú) e 5.062,18 vezes, sendo o maior valor observado na estação de Bonfim, trecho que apresenta os maiores valores de concentração pluviométrica. A amplitude da descarga do rio Branco não foi calculada devido à inexistência de dados de descarga extrema.

A produção da descarga por área também foi maior na bacia do Uraricoera, com valores oscilando entre de 0,030 (Faz. Passarão) e $0,050\text{m}^3/\text{km}^2/\text{s}$ (rio Auaris), dado a maior condição de umidade na bacia. Na bacia do Tacutu a produção variou de 0,022 (Bonfim e Ponte Normandia) a $0,033\text{m}^3/\text{km}^2/\text{s}$ (no rio Surumu). O rio Branco, por outro lado, apresentou uma produção média estimada de $0,027\text{ (m}^3/\text{km}^2/\text{s})$.

A análise da contribuição dos grandes tributários para a descarga do rio Branco, monitorados ao longo de um ano (novembro/2012 a outubro/2013), mostrou que o Uraricoera (Fazenda Passarão) é o grande mantenedor dos débitos do rio Branco. Este tributário exibiu uma vazão média equivalente a 73,89% ($1800,44\text{m}^3/\text{s}$) do observado no rio Branco ($2.436,76\text{m}^3/\text{s}$) (Boa Vista). Para o mesmo período, o Tacutu apresentou uma descarga de 30,07% ($732,69\text{m}^3/\text{s}$) (est. Faz. Paraíso) em relação ao observado no Branco.

Estes levantamentos ainda indicaram perdas de descarga durante a vazante no trajeto entre os trechos inferiores dos rios Uraricoera (Fazenda Passarão) e Tacutu (Fazenda Paraíso) e o rio Branco até Boa Vista. Dentre as principais hipóteses estão: a infiltração de água no leito e margens do canal, alimentando o lençol durante as vazantes; e a retenção de parte da descarga pelas barras fluviais, que atuam como esponjas, promovendo a armazenagem temporária de parte da descarga do rio Branco.

A análise dos dados hidrológicos mostrou que a maior parte das vazões permanece abaixo da média. O rio Uraricoera demonstrou maior estabilidade, apresentando 61,75% das descargas inferior à média. Na bacia do Tacutu, com exceção do rio Surumu, todas as estações tiveram mais de 70% de suas descargas abaixo da média, com destaque da

estação de Bonfim, que exibiu a maior concentração (73,95%). O rio Branco, por sua vez, mostrou a forte influência do rio Uraricoera na definição do tempo de permanência de seus débitos, com 63,33% de sua descarga concentrada abaixo da sua vazão média.

A avaliação do regime de cheias do sistema do alto rio Branco (método de Gumbel) indicou um tempo médio de retorno das cheias da cota 8m (ou cota altimétrica de 64,15m a.n.m.) a cada 5 anos. A maior cheia foi registrada em 2011 e atingiu a cota de 10,28m (66,42m a. n. m.). A segunda maior cheia ocorreu em 1976 e alcançou 9,8m (65,94m a. n. m.). Quanto ao tempo de retorno, as duas principais cheias tiveram sua recorrência em 42 (2011) e 21 anos (1976), respectivamente.

Em relação a área urbana de Boa Vista afetada pelas maiores cheias, os levantamentos mostraram que o evento de 1976 (segunda maior da série história) inundou uma área total de 5,85km². A ocorrência de 2011 (a maior registrada) representou um acréscimo de 5% em relação à cheia de 1976, banhando uma área de 6,16km².

Deste modo, considerando a possibilidade de eventos seculares não serem ainda conhecidos, avaliaram-se os efeitos de uma cheia com cota superior a 1m do maior acontecimento da série fluviométrica. O cálculo de área indicou que uma cheia de 11,28m promoveria um incremento de 13% à de 2011 em área alagada na planta urbana de Boa Vista, inundando 6,96km².

No que tange à relação dos eventos de cheias e os ciclos de *La Niña* e *El Niño*, foi verificada uma grande sincronia entre os ENOS com os débitos do rio Branco. Neste sentido, constatou-se uma correlação de 67% dos os maiores picos de cheias anuais com a ocorrência de ciclos de *La Niña*. Por outro lado, os ciclos de *El Niño* mostraram efeito oposto ao fenômeno anterior, apresentando uma associação 83% com os menores picos de cheias.

O levantamento dos materiais de fundo indicou a predominância de sedimentos tamanho areia grossa (56,67%) no baixo curso dos rios Tacutu e Uraricoera, sendo o restante dos sedimentos formado por materiais mais grosseiros. O canal do rio Branco, por sua vez, apresentou um gradual afinamento do calibre da carga de fundo, com sua composição dominada por sedimentos do tamanho areia média (42,22%) e areia grossa (37,78%).

O monitoramento dos sólidos em suspensão mostrou que o rio Tacutu é o maior desse tipo de carga. Apresentando uma concentração média 41,53mg/L, este sistema é responsável por 48% da carga suspensa do sistema do alto rio Branco. O Uraricoera, com

uma concentração média de 29,54mg/L, contribui com 43% da carga total do rio Branco. Os outros 9% seriam provenientes de outros pequenos afluentes do rio Branco.

As coletas de dados apontaram ainda que o rio Branco, em Boa Vista, apresentou importantes variações na carga em suspensão com valores oscilando entre 7 a 79,4mg/L, resultando em uma média 34,52mg/L. Os menores valores foram observados ao final do período de vazante, e os maiores foram verificados no início das cheias, promovendo um movimento de histerese no sentido horário.

7. REFERÊNCIAS

AGOSTINHO, J. de. **Subsídios à discussão de um plano de desenvolvimento sustentável para o estado de Roraima**. 2001. Tese (Doutorado). FFLCH, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2001.

ALVES, T. M.; CARVALHO, T. M. Técnicas de sensoriamento remoto para classificação e quantificação do sistema lacustre do rio Araguaia entre Barra do Garças e Foz do Rio Cristalino. **Rev. Geogr. Acadêmica**, v.1, n.1, p.79-94, 2007.

AMSLER, M.L.; RAMONELL, C.G.; TONIOLO, H. “Morphologic changes in the Paraná River channel (Argentina) in the light of the climate variability during the 20th century” en *Geomorphology*. **Elsevier**, v. 70, p. 257-278, 2005.

ANA – Agência Nacional de Águas. **HIDROWEB/Sistema de Informações Hidrológicas**. Disponível em <<http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb.asp?TocItem=4000>> Acesso em 20 de outubro de 2014.

ANDERS, A. M.; ROE, G. H.; HALLET, B.; MONTGOMERY, D. R.; FINNEGAN, N. J.; PUTKONEN, J. Spatial patterns of precipitation and topography in the Himalaya, in *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*. In: WILLETT, S.D., HOVIUS, N., BRANDON, M.T., AND FISHER D. (Eds). *Tectonics, Climate and Landscape Evolution: Geological Society of America Special Paper* 398, p. 39-53, 2006.

ANDRADE, I. R. A. de. **O uso de técnicas de sensoriamento remoto na identificação de formas na região de Porto Rico, planície de inundação do Alto Rio Paraná, MS/PR**. Maringá, 2008. 72 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2008.

ANDRADE. L. N. P. da S.; SOUZA, C. A. de. Sub-bacia hidrográfica do córrego das Pitas: análise batimétrica e transporte de sedimentos. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 28, n. 4, p. 387-400, 2009.

ANSARI, A. A.; SINGH, I. B.; TOBSCHALL, H.J. Role of monsoon rain on concentrations and dispersion patterns of metal pollutants in sediments and soils of the Ganga Plain, India. **Environmental Geology**, 39, p. 221–237, 2000.

ASSINE, M. L. **Sedimentação na Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil**. 2003. 106p. Tese (Livre-Docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

ASSINE, M. L. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal Wetland, Brazil. **Geomorphology**, v.70, p. 357-371, 2005.

ASSINE, M. L. Ambientes de leques aluviais. In: A. J. PEDREIRA, A.J.; ARAGÃO, M.A.N.F.; MAGALHÃES (Ed.). **Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil**. São Paulo: Editora Beca, p.52-71. 2008.

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. **Quaternary International**, v.114, p.23-34, 2004.

ASSINE, M. L.; PADOVANI, C. R.; ZAHARIAS, A. A.; ÂNGULO, R. J.; SOUZA, M. C. de. Compartimentação geomorfológica, processos de avulsão fluvial e mudanças de curso do rio Taquari, Pantanal Mato-Grossense. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, a.6, n.1, p. 97-108, 2005.

ASSINE, M. L.; SILVA, B, A. Contrasting fluvial styles of the Paraguay River in the northwestern border of the Pantanal wetland, Brazil. **Geomorphology**, v. 113, p. 189-199, December, 2009.

AZEVEDO, R. D. **Processamento CRS-2D de dados sísmicos reais da bacia do Tacutu**. 2009. 89 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica) – Faculdade de Geofísica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, 2009.

BARBOSA, R. I. Distribuição das chuvas em Roraima. In: BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E. J. G.; CASTELLON, E.G. (Ed). **Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima**. Manaus: INPA, p.267-293. 1997.

BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E. J. G.; CASTELLON, E.G. Eds. **Homem, Ambiente e Ecologia no estado de Roraima**. Manaus, INPA, 1997. 630 p.

BATEZELLI, A.; SAAD, A. R.; BASILICI, G. Arquitetura deposicional e evolução da seqüência aluvial neocretácea da porção setentrional da Bacia Bauru, no sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geociências**, 37(1), p. 163-181, 2007.

BAYER, M. **Diagnóstico dos processos de erosão/assoreamento no planície aluvial do rio Araguaia, entre Registro Araguaia (GO) e Cocalinho (MT)**. 2002. 137 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 2002.

BAYER, M. **Dinâmica do transporte, composição e estratigrafia dos sedimentos da planície aluvial do rio Araguaia**. 2010. 82 f. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais) Universidade Federal de Goiás – UFG, Goiânia – GO, 2010.

BERLATO, M. A.; FARENZENA, H.; FONTANA, D. C. Associação entre *El Niño* Oscilação Sul e a produtividade do milho no Estado do Rio Grande do Sul. Brasília: **Pesq. agropec. bras.**, 40 (5), p. 423–432, 2005.

BERNARDI, J.V.E.; LACERDA, L.D.; DÓREA, J.G.; LANDIM, P.M.B.; GOMES, J.P.O.; ALMEIDA, R.; MANZATTO, A.G.; BASTOS, W.R. Aplicação da análise das componentes principais na ordenação dos parâmetros físico-químicos no alto rio Madeira e afluentes, Amazônia Ocidental. **Geochimica Brasiliensis**, 23(1), p. 079-090, 2009.

BERRANG'E JP & DEARNLEY R. The Apoteri volcanic formation tholeiitic flows in the North Savannas Graben of Guyana and Brazil. **Geologische Rundschau**, 64, p. 883–899, 1975.

BIAZIN, P. C.; SANTOS, M. L. Características geomórficas do canal e das formas de leito do rio Ivaí em seu curso inferior, Icaráima-PR. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, a. 9, n. 1, p.43-52, 2008.

BLAIR, T.C., and J.G. MCPHERSON. Alluvial Fan Processes and Forms. In: ABRAHAMS, A. D.; PARSONS, A.J. (Eds). **Geomorphology of Desert Environments**. Chapman & Hall, London), p. 354–402. 1994a.

BLAIR, T. C.; MCPHERSON, J. G. Processes and Forms of Alluvial Fans. In: Chapter 14, **Geomorphology and Desert Environments**, 1^o ed., 1994b.

BOOKHAGEN, B., STRECKER, M.R. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. **Geophysical Research Letters** 35, L06403, 2008.

BOOTHROYD, J. C., NUMMEDAL, D. Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial-fan deposits. In: MIALL, A. D. (Editor), **Fluvial Sedimentology**. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5, 641–668. 1978.

BORGES, C. Z. **Erosão marginal no rio Paraná após a conclusão do reservatório da Uhe Sérgio Motta (Porto Primavera) a jusante da barragem**. 2004. 50 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2004.

BORUAH, S.; GILVEAR, D.; HUNTER, P.; SHARMA, N. Quantifying channel planform and physical habitat dynamics on a large braided river using satellite data—the Brahmaputra, India. **River Research and Applications**, 24, p. 650–660, 2008.

BORN, C.C.; SCHERER, C. M. S; ADEGAS, F.; LIMA FILHO, M. DE; KÜCHLE, J. Estratigrafia e tectônica da seção rifte no Gráben de Camamu, porção emersa da Bacia de Camamu, Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, 41, 2, p. 334-354, 2011.

BOOTHROYD, J.C., NUMMEDAL, D. Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial-fan deposits. **Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir** 5, 641–668, 1978.

BOURGOIN, L. M.; BONNET, M.P.; MARTINEZ, J. M.; KOSUTH, P.; COCHONNEAU, G.; TURCQ, P. M.; GUYOT, J. L.; VAUCHEL, P.; FILIZOLA, N.; SEYLER, P. Temporal dynamics of water and sediment exchanges between the Curuaí floodplain and the Amazon River, Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 335, Issues 1–2, p. 140–156, 2007.

BOYLE, C. A., LAVKULICH, L., SCHREIER, H., KISS, E. Changes in land cover and subsequent effects on lower Fraser basin ecosystems from 1827 to 1990. **Environmental Management**, 21, p.185-196, 1997.

BRAVARD, J. P.; PETTS, G. E. Human impacts in fluvial hydrosystems. In: PETTS, G. E.; AMOROS, C. **Fluvial hydrosystems**. London: Chapman e Hall, 322 p. 1996.

CARVALHO, N. de O. **Hidrossedimentologia prática**. Rio de Janeiro: CPRM, 1994.

CARVALHO, N.O.; FILIZOLA JÚNIOR, N.P.; SANTOS, P.M.C.; LIMA, J.E.F.W. **Guia de práticas sedimentométricas**. Brasília: ANEEL, 154 p. 2000.

CARVALHO, T. M. Quantificação dos sedimentos em suspensão e de fundo no médio rio Araguaia. **Rev.Geogr. Acadêmica** v.1 n.1, p. 55-64. 2007.

CARVALHO, T. M. Técnicas de medição de vazão por meio convencionais e não convencionais. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 1, p. 73-85, 2008.

CARVALHO, T. M. Avaliação do transporte de carga sedimentar no médio rio Araguaia. **Geosul**, v. 24, n. 47, p 147-160, 2009.

CARVALHO, T. M. **Síntese dos Aspectos Hidrogeomorfológicos do Estado de Roraima**. Zoneamento Ecológico Econômico do Estado de Roraima. Governo de Roraima. SEPLAN/IACI. 2013.

CASADO, A. P. B.; HOLANDA, F. S. R.; ARAÚJO FILHO, F. A. G.; YAGUIU, P. Evolução do processo erosivo na margem direita do rio São Francisco (perímetro irrigado Cotinguiba/Pindoba - SE). **R. Bras. Ci. Solo**, 26, p. 231-239, 2002.

CASCO, S. L.; CHIOZZY, N. I. B. de; NEIFF, J. J. La vegetacion como indicador de La geomorfologia fluvial. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, a. 6, v. 1, p. 123-136, 2005.

CHAMYAL, L. S.; KHADKIKAR, A.S.; MALIK, J.N.; MAURYA, D. M. Sedimentology of the Narmada alluvial fan, western India Sedimentary. **Geology**, v. 107, no. 3-4, p. 263-279, 1997.

CHELLA, M. R.; FERNANDES, C. V. S.; FERMIANO, G. A.; FILL, D. H. Avaliação do Transporte de Sedimentos no Rio Barigüi. **RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 10, n.3, p.105-111, Jul/Set 2005.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgard Blucher, 1981.

CORDEIRO, B. M.; FACINCANI, E. M.; PARANHOS FILHO, A. C.; BACANI, V. M.; ASSINE, M. L. Compartimentação geomorfológica do leque fluvial do rio Negro, borda sudeste da Bacia do Pantanal (MS). **Revista Brasileira de Geociências**, 40(2): P.175-183, junho de 2010.

CORRADINE, F. A.; STEVAUX, J. C.; FACHINI, M. P. Geomorfologia e distribuição da vegetação ripária na ilha mutum, rio Paraná - PR/MS. São Paulo: UNESP, **Geociências**, v. 27 n.3, p. 345-354, 2008.

CORREA, Geraldo T.; SOUZA FILHO, Edvard E. Avaliação dos processos de erosão marginal no Arquipélago Floresta Japonesa (Alto Rio Paraná). **Geografia (Londrina)** v. 18, n. 2, 2009.

COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; FERREIRA JÚNIOR, C. R. P.; BEZERRA, P. E. L.; COSTA, M. L.; FERNANDES, J. M. G. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. **GEONOMOS**, 4 (2): p. 23-44, 1996.

COSTA, J. B. S.; COSTA, J. A. V. O quadro neotectônico da região nordeste do Estado de Roraima. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, 1996. **Boletim de Resumos Expandidos... Belém: SBG/NO**, p. 284-286. 1996.

COSTA J. A. V.; FALCÃO, M. T. Compartimentação morfotectônica e implicações de evolução do relevo do hemigráben do tacutu no estado de Roraima. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, n.1, p.85-94, 2011.

COULTHARD, T. J.; MACKLIN, M. G.; KIRKBY, M. J. A cellular model of holocene upland river basin and alluvial fan evolution. **Earth Surf. Process. Landforms** 27, p. 269–288, 2002.

CPRM. 2009. **Mapa Geológico com a distribuição das rochas ornamentais do estado de Roraima**. Modificado, Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Escala 1:60.000. Estado do Amazonas: CPRM. CD-Rom.

CUNHA, S. B. da. Geomorfologia fluvial. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da (Org.). **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 2ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 472 p. 1995.

CUTRIM, E. M. C.; MOLION, L. C. B.; NECHET, D. **Chuvvas na Amazônia Durante o Século XX**. In: Xi Congresso Brasileiro De Meteorologia, Rio de Janeiro. Anais Do XI CBMET. Rio de Janeiro, RJ : SBMET, p. 1327–1333. 2000.

DRAKE, T.G.; SHREVE, R.L.; DIETRICH, W.E.; WHITING, P.J.; LEOPOLD, L.B. Bedload transport of fine gravel observed by motion-picture photography. **Journal of Fluid Mechanics**, v.192, p. 193-217, 1988.

DUARTE, G. M.; VALDATI, J. ; MEDEIROS, J. de; OTSUSHI, C.; RAMOS, M. P.; DA SILVA, M. R.; OLIVEIRA, L. de. Barras de cascalho em canais atuais dos rios da pedra/itoupava, bacia do Araranguá, SC. **Geosul**; 14; 27; p. 141 – 159, 0103-3964. 1999.

DUCASSOU, E.; MIGEON, S.; MULDER, T.; MURAT, A.; CAPOTONDI, L.; BERNASCONI, S. M.; MASCLE, J. Evolution of the Nile deep-sea turbidite system during the Late Quaternary: influence of climate change on fan sedimentation. **Sedimentology**, 56, p. 2061–2090, 2009.

EIRAS JF & KINOSHITA EM. **Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu**. In: Seminário sobre Riftes Intracontinentais, 1, Rio de Janeiro, Anais... Rio de Janeiro, PETROBRAS/DEPLEX. 1987.

ENGLAND, P.C. AND HOUSEMAN, G.A. The mechanics of the Tibetan Plateau. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, A326: 301–320. 1988.

EPE. Empresa de Pesquisa Energética. **Bacia hidrográfica do rio Branco/RR: estudo de inventário hidrelétrico (Relatório final)**. Brasília: Hydros Engenharia, 303 p. 2010.

EVANGELISTA, R.O.; SANDER, C.; WANKLER, F.L. Estudo preliminar da distribuição pluviométrica e do regime fluvial da bacia do rio Branco, estado de Roraima. In: SILVA, P.R.F.; OLIVEIRA, R.S. (Org.). **Roraima 20 anos: As geografias de um novo estado**. Boa Vista: Editora da UFRR, p. 142-167. 2008.

FACINCANI, E. M.; ASSINE, M. L.; SILVA, A.; ZANI, H.; ARAÚJO, B. C.; MIRANDA, G. M. **Geomorfologia fluvial do leque do rio Aquidauana, borda sudeste do Pantanal, MS**. Anais 1º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal, Campo Grande, Brasil, 11-15 novembro 2006, Embrapa Informática Agropecuária/INPE, p.175-181.

FALCÃO, M. T. **Compartimentação do relevo no hemigráben do Tacutu, Estado de Roraima**. 2007. 104 p. Dissertação (Mestrado em Recursos Naturais), Programa de Recursos Naturais, Universidade Federal de Roraima, Boa Vista, 2007.

FERNANDEZ, O. V. Q.; SANTOS, M. L. dos; STEVAUX, J. C. (1990). Evolução e características faciológicas de conjunto de ilhas do rio Paraná, região de Porto Rico, PR. **Boletim de Geografia**, 1, p. 5-15. 1990.

FERNANDEZ, O. V. Q; SANTOS, M. L.; STEVAUX, J. C. Evolução e características faciológicas de um conjunto de ilhas no rio Paraná, região de Porto Rico (PR). **Boletim de Geografia**, 11, 1, p. 5-15, 1993.

FERNANDEZ, O. V. Q. **Mudanças no canal fluvial do rio Paraná e processos de erosão das margens: região de Porto Rico, PR**. 1990. 96f. Dissertação (Mestrado) - Inst. De Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 1990.

FERREIRA, A. L.; SARAIVA, W. J. S. **Estudo da evolução dinâmica fluvial dos rios do Amazonas com base em imagens de RADAR e satélite nos últimos 30 anos, balanço entre área de erosão e deposição e possíveis conseqüências para a ocupação humana**. Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 1353-1359.

FERREIRA JÚNIOR, P. D.; CASTRO, P. T. A. Associação vertical de fácies e análise de elementos arquiteturais: concepções concorrentes e complementares na caracterização de ambientes aluviais. **Revista Eletrônica de Ciência da Terra (GEOTIC – Sociedade geológica de Portugal)**, v. 1, n°1, 35 p., 2001.

FIELD, J. Channel avulsion on alluvial fans in southern Arizona. **Geomorphology**, 37, p. 93–104, 2001.

FILIZOLA, N. P. O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da bacia Amazônica Brasileira. **ANEEL**, Brasília, 63 p. 1999.

FILIZOLA, N.; GUYOT, J. L. Fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**.41(4): 566-576, 2011.

FILL, H.D.; SANTOS, I. **Estimativa da concentração de sedimentos em suspensão através da profundidade de Secchi**. In: V Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Portuguesa, 2001, Aracajú. Disponível em: <lactec.org.br/publicacoes/2001/012_2001.pdf>. Acesso em 27 Set. 2005.

FORTES, E.; VOLKMER, S.; STEVAUX, J. C.; MARQUES, A. J. Anomalias de drenagem e controles morfotectônicos da evolução dos terraços do baixo curso do rio Ivinhema – MS. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 26, n. 3, p. 249-261, 2007.

FRANCO, A. L. A.; ETCHEBEHERE, M. L. de C.; STEVAUX, J. C. Hipótese sobre os condicionantes neotectônicos do barramento natural da foz do rio Ivaí (PR/MS) com base em levantamento ecobatimétrico. **Revista UnG – Geociências**, v.7, n.1, p. 78-86, 2008.

FRANZINELLI, E. Características morfológicas da confluência dos rios Negro e Solimões (Amazonas, Brasil). **Revista Brasileira de Geociência**. 41(4): 587-596, 2011.

FREITAS, A. **Estudos Sociais - RORAIMA: Geografia e História**. 1 ed. São Paulo: Corprint Gráfica e Editora Ltda. SANTILLI, Paulo. 83 p. 1998.

FULFARO, V. J.; ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A R.; PERINOTTO, J. A. J. The Araras Escarpment in the upper Paraná river: implications to fluvial neotectonics and Paraná drainage net evolution. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, a. 6, v. 1, p. 115-122. 2005.

GIANNINI, P. C. F.; RICCOMINI, C. Sedimentos e processos sedimentares. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. (eds.). **Decifrando a Terra**. Oficina de Textos, Rio de Janeiro, p. 167-179. 2001.

GOOGLE EARTH. **Imagens da Amazônia 2003, Boa Vista, RR**. Disponível em: <<http://www.google.earth.com.br/>>. Acesso em: 12 nov. 2012.

GRIMM, A. M.; BARROS, V. R., DOYLE, M. E. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, Boston, 13 (1), p. 35-58, 2000.

GUERRA, A. J. T., CUNHA, S. B. da. **Geomorfologia: exercícios técnicas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 1996.

GUERRA, A. J. T. **Novo Dicionário Geológico-Geomorfológico**. 8ª Ed. – Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010.

GUPTA, S. Himalayan drainage patterns and the origin of fluvial megafans in the Ganga foreland basin. **Geology**, 25(1), p. 11–14, 1997.

GUPTA, A. (ed.) Large Rivers. **Geomorphology**, 44. 2002.

GUPTA, A. (Ed.). **Large Rivers: Geomorphology and Management**. Wiley, Chichester. 689pp. 2007.

GUPTA, A. Large floods as geomorphic events in the humid tropics. In: BAKER; V. R.; KOCHER, R. C.; PATTON, P.C. (Eds.). Flood Geomorphology. **John Wiley & Sons, Ltd, New York**, p. 301–315, 1988.

HAGEMAN, W.B. **Geomorphic and geologic controls on alluvial-fan processes along the Coastal Cordillera (northern Atacama Desert, Chile)**. 2012. 68 f. Master thesis, Department of Earth Sciences. Utrecht University, 2012.

HAHN, P. Y. S.; TAVARES JÚNIOR, S. S.; BEZERRA NETA, L. C.; GAUGER, N. P. Caracterização das unidades morfoestruturais do hemigraben Tacutu, norte de Roraima. **Revista Geonorte**, Edição Especial, V.2, N.4, p.1378 – 1383, 2012.

HAM, D. G. **Morphodynamics and sediment transport in a wandering gravel-bed channel: Fraser River**. 2005. 272 f. Ph.D. thesis, Univ. of B. C., Vancouver, B. C. British Columbia, Canada, 2005.

HARVEY, A. M.; MATHER, A. E.; STOKES, M. Alluvial fans: Geomorphology, Sediemntology, Dinamics. **Geological Society**, London, Special Publications, 251 p., 2005.

HAYAKAWA, E. H.; ZANI, H.; ANDRADES FILHO, C. DE O.; BERTANI, T. C.; ROSSETTI, D. de F. Identificação de paleocanais na bacia amazônica a partir de dados de sensoriamento remoto. Recife: **Revista de Geografia**, UFPE – DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, n. 1, p. 20-32, Set. 2010a.

HAYAKAWA, E. H.; COUTO, E. V. do; SOUZA FILHO, E. E. de; PRADO, B. R. do; PAULA, P. F. Análise temporal da planície de inundação do alto rio Paraná (Região de

Porto Rico – PR) através de dados de sensoriamento remoto. **Boletim de Geografia**, v. 28, n. 1, p. 115-126, 2010b.

HICKIN, E.J. (Ed.) **River Geomorphology**. Wiley, Chichester, 268 p. 1995a.

HICKIN E.J. Hydraulic geometry and channel scour, Fraser River, British Columbia, Canada. In: River Morphology. HICKIN E.J. (Ed.) **John Wiley & Sons: Chichester**; 155–167, 1995b.

HIGUCHI, N; SANTOS, J. dos; LIMA, A. J. N; HIGUCHI, F. G.; CHAMBERS, J. Q. A Floresta Amazônica e a Água da Chuva. **Floresta**, v. 41, n. 3, p. 427–434. 2011.

HOLANDA, F.S.R.; RESENDE, A.M.; CASADO, A.P.B.; FONTES, L.C.S. **Erosão Marginal e Impacto Ambiental no Perímetro Irrigado Contiguiba/Pindoba – Baixo São Francisco Sergipano**. In: CONGRESSO NACIONAL SOBRE DESENVOLVIMENTO E MEIO AMBIENTE, 9., 2002, Fortaleza. Aracaju: UFS, 2002. p.1-10.

IBGE. Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. **Glossário geológico**. Rio de Janeiro, 1999.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapa de Geologia do Estado de Roraima**. Rio de Janeiro, 1ª Ed, 2005a. 1 mapa. 89 X 79 cm, escala 1:1.000.000.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapa de Geomorfologia do Estado de Roraima**. Rio de Janeiro, 1ª Ed, 2005b. 1 mapa. 89 X 79 cm, escala 1:1.000.000.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapa de Vegetação do Estado de Roraima**. Rio de Janeiro, 1ª Ed, 2005c. 1 mapa. 89 X 79 cm, escala 1:1.000.000.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapa Hipsométrico de Roraima**. Rio de Janeiro, mapa., escala 1:1.000.000. 2010.

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. **Frequência dos fenômenos de El Niño e La Niña**. Disponível em: [http://www. http://enos.cptec.inpe.br/](http://www.enos.cptec.inpe.br/). Acessado em outubro de 2014.

IRIONDO, M.; SUGUIO, K. Neotectonics of the Amazon plain. **INQUA Neotectonic, Bulletin** 4, p. 72–78, 1981.

JAIN V., SINHA R. Hyperavulsive-anabranching Baghmati river system, north Bihar plains, eastern India *Zeitschrift für Geomorphologie*. **Geomorphology**, 47 (1), p. 101-116, 2003.

JAIN, V.; SINHA, R. Fluvial dynamics of an anabranching river system in Himalayan foreland basin, Baghmati river, north Bihar plains, India. **Geomorphology**, 60:147–170. 2004.

JAIN V., SINHA R. Response of active tectonics on the alluvial Baghmati river, Himalayan foreland basin, eastern India. **Geomorphology**, 70, p. 339 – 356, 2005.

JAIN, V. E TANDON, S.K. Conceptual assessment of (dis)connectivity and its application to the Ganga River dispersal system. **Geomorphology**, 118, p. 349–358, 2010.

JUSTINIANO, L. A de A. **Dinâmica fluvial do rio Paraguai entre a foz do Sepotuba e a foz do Cabaçal**. 2010. 71 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais), Universidade do Estado de Mato Grosso – UNEMAT, Cáceres, 2010.

KARP, T.; SCHOLZ, C.A.; MCGLUE, M.M. Structure and stratigraphy of the Lake Albert Rift, East Africa: Observations from seismic reflection and gravity data. In Bartov, Y., and Nummedal, D. (Eds.), **Sandstones in Lacustrine Depositional Settings**, AAPG Memoir 95, in press. 2012.

KOMAR, P. D. Selective grain entrainment by a current from a bed *of* mixed sizes: A Reanalysis. **J. of Sediment. Petrology**, p. 203–211, 1987.

KOSTASCHUK, R. A.; ILERSICH, S. A., Dune Geometry and Sediment Transport: Fraser River, British Columbia, In: HICKIN, E. J. (Ed.). **River Geomorphology**: p. 19 – 36. 1995.

KOTWICKI, V.; ALLAN, R. La Niña de Australia - Contemporary and palaeohydrology of Lake Eyre. **Palaeogeography**, 144, p. 265-280, 1998.

KUERTEN, S. **Variação longitudinal das características sedimentares e hidrológicas do rio Ivaí-PR em seu curso inferior**. 2006. 87 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2006.

KUERTEN, K; SANTOS, M. L. dos; SILVA, A. Variação das características hidrosedimentares e geomorfologia do leito do rio Ivaí – PR, em seu curso inferior. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 28, n. 2, p. 143-151, 2009.

LARAQUE, A.; MOQUET, J. S.; ALKATTAN, R.; STEIGER, J.; MORA, A.; ADÈLE, G.; CASTELLANOS, B.; LAGANE, C.; LOPEZ, J. L.; PEREZ, J.; RODRIGUEZ, M.; ROSALES, J. Seasonal variability of total dissolved fluxes and origin of major dissolved elements within a large tropical river: The Orinoco, Venezuela - Hydrology, Geochemistry and Dynamic of South American Great River Systems. **Journal of South American Earth Sciences**, v.44, p. 4–17, 2013.

LATRUBESSE, E.M. Evidence of Quaternary palaeohydrologic changes in middle Amazonia: the Aripuana-Roosevelt and Jiparaná ‘fans’. **Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.**, 129, 61–72, 2002.

LATRUBESSE, E., STEVAUX, J.C. Geomorphology and environmental aspects of Araguaia fluvial basin, Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**, 129, p. 109– 127, 2002.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C. Características físico-bióticas e problemas ambientais associados à planície aluvial do Rio Araguaia, Brasil Central. **Revista UnG – Geociências**, v.5, n.1, p. 65-73, 2006.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SANTOS, M. L.; ANSSINE, M. Grandes Sistemas Fluviais: Geologia, Geomorfologia, Paleohidrologia. In: Associação Brasileira

de Estudos do Quaternário - ABEQUA. (Org.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005, v. 1, p. 276-297. 2005a.

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

LATRUBESSE, E.M.; FRANZINELLI, E. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: Implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. **Geomorphology**, 70, p. 372–397, 2005.

LATRUBESSE, E.; CARVALHO, T. M de. **Geomorfologia do Estado de Goiás e Distrito Federal**. Goiânia: Secretaria de Indústria e Comércio. 127, 2006.

LELI, I. T.; STEVAUX, J. C.; NÓBREGA, M. T. da; SOUZA FILHO, E. E. de. Variabilidade temporal no transporte de sedimentos no rio Ivaí – Paraná. **Revista Brasileira de Geociências** 41(4): 619-628, dezembro de 2011.

LELI, I.T. **Variação espacial e temporal da carga suspensa do rio Ivaí**, 2010, 74f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2010.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. **River channel patterns, braided, meandering and straight**. U. S. Geol. Surv. Professional Paper, 282-B, 85 p. 1957.

LEOPOLD, L. B. **Water, river and creeks**. California: University Science Books, 185 p. 1997.

LIMA, W.P. **Hidrologia florestal aplicada ao manejo de bacias hidrográficas**. 2ª Ed. Piracicaba: ESALQ, 2008.

LIU, J. P.; XUE, Z.; ROSS, K.; WANG, H, J.; YANG, Z. S.; LI, A. C.; GAO, S. Fate of sediments delivered to the sea by Asian large rivers: Long-distance transport and formation of remote alongshore clinothems. **The Sedimentary Record**, V. 7, N. 4, p. 4-9, 2009.

MAKHLOUF, I. M.; AMIREH, B. S.; ABED, A. Sedimentology and Morphology of Quaternary Alluvial Fans in Wadi Araba, Southwest Jordan. **Jordan Journal of Earth and Environmental Sciences**, v. 3, n. 2, p. 79-98, December 2010.

MARENGO, J.; OLIVEIRA, G.S. **Impactos do fenômeno *La Niña* no tempo e clima do Brasil: desenvolvimento e intensificação de *La Niña* de 1998 e 1999**. VIII CBMet. EN98007. 15 p. 1998.

MARTÍN-VIDE, J. P.; AMARILLA, M.; ZÁRATE, F. J. Collapse of the Pilcomayo River. **Geomorphology**, Volume 205, p. 155-163, 2012.

MARTINELLI, L.A.; KRUSCHE, A.V. Amostragem em rios. In: BICUDO, C.E.M.; BICUDO, D.C. (Org.) **Amostragem em Limnologia**. São Carlos: Rima. p.263-279. 2004.

MATA, C. L.; GONÇALVES, M. D.; PEREIRA, S.R.L.; AGUIAR, V. G. Morfometria do sistema lacustre da planície aluvial do rio Araguaia entre Aruanã _ GO a Cocalinho –

- MT. Anais ... IX EREGEO – Encontro Regional de Geografia. Novas territorialidades - integração e redefinição regional. Porto Regional, 16 p. 2005.
- MAY, J.-H.; VEIT, H. Paleosol-Sediment-Sequences along the Andean piedmont (Eastern Bolivia). 3 rd **Swiss Geoscience Meeting**, Zürich, 2005.
- MAY, J. H. Geomorphological indicators of large-scale climatic changes in the Eastern Bolivian lowlands. **Geographica Helvetica Jg.**, 61, p. 120 – 134, 2006.
- MAY, J. H. Dunes and dunefields in the Bolivian Chaco as potential records of environmental change. **Aeolian Research**, 10, p. 89–102, 2013.
- MEADE, R.H., Suspended sediment in the Amazon River and its tributaries in Brazil during 1982–84. **US Geological Survey Open-File Report**, 85-92, 1985.
- MEADE, R. Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers. **Quaternary International**, 21, p. 29– 39, 1994.
- MEADE, R.H. River-sediment inputs to major deltas, In: MILLIMAN, J.D.; HAQ, B.U. (Eds.). **Sea-level rise and coastal subsidence**. Kluwer, Dordrecht, p. 63–85, 1996.
- MEADE, R. H. Transcontinental Moving and Storage: the Orinoco and Amazon Rivers Transfer the Andes to the Atlantic. In: GUPTA, A. (Ed.). **Large rivers: geomorphology and management**. United Kingdom: John Wiley e Sons, p. 45 – 63. 2007.
- MENDONÇA, F., DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo, Oficina de textos, 206p. 2007.
- MERCANTE, M. A.; SANTOS, E. T. dos. Avulsões no Pantanal: dimensões naturais e sociais no Rio Taquari. **Sociedade e Natureza**, Uberlândia, 21 (3), p. 361-372, dez. 2009.
- MERTES, L. A. K.; DUNNE, T.; MARTINELLI, L. A. Channel floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, 108, 1089–1107, 1996.
- MERTES, L. A. K.; DUNNE, T. Effects of Tectonism, Climate Change, and Sea-level Change on the Form and Behaviour of the Modern Amazon River and its Floodplain. In: GUPTA, A. (Ed.). **Large rivers: geomorphology and management**. United Kingdom: John Wiley e Sons, p. 115 – 144. 2007.
- MEURER, M. Mapeamento Batimétrico de Reservatórios de Geração de Energia Elétrica. In: X Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada. Rio de Janeiro, 2003.
- MIALL, A. D. A review of the braided-river depositional environment. **Earth-Sci Rev.**, 13, p. 01-62, 1977.
- MIALL, A. D. Lithofacies types and vertical profile models in raided river deposits: a summary. In: MIALL, A. D. (Ed.), **Fluvial Sedimentology**. Can. Soc. Pet. Geol. Mem., 5, p. 597-604. 1978.
- MIALL. A.D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth-Science Reviews**, v. 22, p. 261-308, 1985.

- MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology**. Springer-Verlag Inc., Berlin, 582 p. 1996.
- MIALL, A. D. Alluvial deposits. In: WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (Ed). **Facies models response to the sea level change**. Geol. Assoc. of Canada, 409 p. 1992.
- MIALL, A.D. How do we identify big rivers? And how big is big? **Sedimentary Geology**, 186, p. 39–50. 2006.
- MINERAIS DO PARANÁ. **Atlas Geológico do Estado do Paraná** (versão PDF). MINEROPAR, Curitiba, Maio/2003.
- MOLINIER, M.; GUYOT, J. L.; OLIVEIRA, E. de; GUIMARAES, V.; CHAVES, A. **Hidrologia da bacia do rio Amazonas**. A Agua em Revista, p. 31-36, 1994.
- MOLION, L. C. B.; MORAES, J.C. de. Oscilação do sul e descarga de rios na America do Sul Tropical. **Revista Brasileira de Engenharia. Caderno de Recursos Hídricos** 5, p. 53– 63, 1987.
- MOLION, L.C.B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: Mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 107- 117, 1987.
- MOLION, L.C.B. Efeito dos Vulcões no Clima. **Caderno de Geociências**, 12: 13-23, 1994.
- MOLION, L. C. B. 2005. Aquecimento global, El Niños, manchas solares, vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico. **Climanálise** 8 (agosto), disponível em <http://www6.cptec.inpe.br/revclima/revista>
- MOLION, L.C.B. e DALLAROSA, R. São os dados pluviométricos da Amazônia confiáveis? **Climanálise (INPE)**, 05(3), p. 40-43, 1993.
- MORAIS, R. P. de; OLIVEIRA, L. G.; LATRUBESSE, E. M.; PINHEIRO, R. C. D. Morfometria de sistemas lacustres da planície aluvial do médio rio Araguaia. **Acta Sci. Biol. Sci.**, v. 27, n. 3, p. 203-213, July/Sept., 2005.
- MORAIS, R. P.; AQUINO, S. DE; LATRUBESSE, E. M. Controles hidrogeomorfológicos nas unidades vegetacionais da planície aluvial do rio Araguaia, Brasil. **Acta Sci. Biol. Sci.**, 30, n. 4, p. 411-421, 2008.
- MORAIS, E. S. de. **Evolução da planície de inundação e confluência do rio Ivaí e rio Paraná na região do Pontal do Tigre, Icaraíma - PR: Uma abordagem geomorfológica**. 2010. (Mestrado em Geografia) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2010.
- MOREHEAD M.D., SYVITSKI J.P.M., HUTTON E.W., PECKHAM S.D. 2003. Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. **Global and Planetary Change**, 39, p. 95–110, 2003.
- NANSON, G. C., CROKE, J. C. A genetic classification of floodplains **Geomorphology**, 4, p. 459-486, 1992.

NANSON, G., KNIGHTON, D. Anabranching rivers: their cause, character and classifications. **Earth Surface Processes and Landforms** 21, p. 217–239, 1996.

NASCIMENTO, S. de O.; TAVARES JUNIOR, S. T.; BEZERRA NETA, L. C.; RODRIGUES, S. M. Análise morfoestrutural da bacia sedimentar do Tacutu – RR. **Revista Geonorte, Edição Especial**, v.2, n.4, p.1273 – 1278, 2012.

NIEFF, J. J.; CASCO, S. L.; ORFEO, O.; Método para la medicion de la conectividad entre procesos hidrológicos y geomorfológicos em rios entrelazados. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, a. 6, v. 1, p. 75-83, 2005.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. 2. Ed., Rio de Janeiro: IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1989. 422 p.

ORFEO, O., STEVAUX, J.C. Hydraulic and morphological characteristics of middle and upper reaches of Parana´ river (Argentina and Brazil). **Geomorphology**, 44, p. 309– 322, 2002.

PETTS, G. E.; FOSTER, I. **River and ladscape**. New York: Routledge, Chapman and Hall, 276 p. 1990.

PETTS, G. E.; AMOROS, C. **Fluvial hydrosystems**. London: Chapman e Hall, 322 p. 1996.

PETTS, G.; CALOW, P. **River flows and channel forms**. Blackwell Science Ltd., 262 p. 1996.

POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. Facies models revisited. **SEPM (Society for Sedimentary Geology)**, ISBN 1-56576-121-9, p. 1–17, 2006.

POTTER. P.E. Significance and origin of big rivers. **Journal of Geology**, 86, p. 13–33, 1978.

POTTER, P.E.; HAMBLIN, W.K. **Big Rivers Worldwide, Part I Origins**. Brigham Young University Geology Studies, v. 48, p. 78. 2006.

POSTMA G. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: COLELLA A.;PRIOR D.B. (E.ds.) **Coarser-grained deltas**. Special Publication n° 10 of International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publication, p. 29-74. 1990.

PREUSSER, F. Characterisation and evolution of the River Rhine system. **Netherlands Journal of Geosciences**, 87/1, p. 7-19, 2008.

REIS, R. J.; FRAGA, L. M.; FARIA, M. S. G. de; ALMEIDA, M. E. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. BRGM (Ed.) **Geology of France and Surrounding Area –Special Guiana Shield**. N° 2-3-4, p. 121-134, 2003.

REIS, N. J.; SZATMARI, P.; WANDERLEY FILHO, J. R.; YORK, D. EVENSEN, N. M.; SMITH, P. E. **Dois eventos de magmatismo máfico mesozóico na fronteira Brasil-Guiana, escudo das Guianas: enfoque a região do rifte Tacutu North**

Savannas. In: SILVA, M. G.; FRANCA-ROCHA, W. J. S. (Org). Coletânea de Trabalhos Completos, Salvador: SBG, p. 459 a 464. 2008.

RICE, A. H. **Exploração na Guiana Brasileira.** São Paulo: Ed. Da Universidade de São Paulo. 1978.

RICCOMINI, C.; COIMBRA, A. M. Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. **Bol. IGUSP**, Série didática. n.6, . 1993.

RICCOMINI, C; GIANNINI, P. C. F; MANCINI, F. Rios e Processos Aluviais. In: TEIXEIRA, W. et al. (Org). **Decifrando a Terra.** São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2001.p. 191 – 214.

ROBERTO, M. C.; SANTANA, N. F.; THOMAZ, S.M. Limnology in the Upper Paraná River floodplain: large-scale spatial and temporal patterns, and the influence of reservoirs. **Braz. J. Biol.**, 69(2, Suppl.), p. 717-725, 2009.

ROCHA, P. C.. **Hidrologia do alto rio Paraná e o efeito acumulativo das grandes barragens.** Revista Caderno do Departamento de Planejamento, Presidente Prudente-SP. 2005.

ROCHA, P. C. Os processos geomórficos e o estado de equilíbrio fluvial no alto Rio Paraná, centro sul do Brasil. Florianópolis: **Geosul**, v. 24, n. 48, p 153-176, jul./dez. 2009.

ROCHA, P. C. Geomorfologia e conectividade em ambientes fluviais do Alto Rio Paraná, Centro-Sul do Brasil. Maringá: **Bol. geogr.**, v. 28, n. 2, p. 157-176, 2010a.

ROCHA, P. C. Indicadores de alteração hidrológica no Alto Rio Paraná: intervenções humanas e implicações na dinâmica do ambiente fluvial. **Sociedade e natureza** (UFU. Online), v. 22, p. 205-225, 2010b.

ROCHA, P. C.; SOUZA FILHO, E. E. de. Interações dinâmicas entre os materiais do leito de um canal secundário com o canal principal no trecho multicanal do Alto Rio Paraná, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, a. 6, v. 1, p. 19-32, 2005.

ROCHA, P. C.; SOUZA FILHO, E. E. **Erosão Marginal e evolução hidrodinâmica no sistema rio-planície fluvial do Alto Paraná-Centro Sul do Brasil.** In: NUNES, J. O. R.; ROCHA, P. O. **Geomorfologia: aplicação e metodologias.** 1ª ed. Expressão Popular, São Paulo, p.133-154. 2008.

ROMATSCHKE, U.; HOUZE JR. R. A. Characteristics of Precipitating Convective Systems in the South Asian Monsoon. **J. Hydrometeor**, 12, P. 3–26, 2011.

RORAIMA. **Plano de Desenvolvimento de Roraima 92/95 (I PDE).** Boa Vista: Secretaria de Estado do Planejamento, Indústria e Comércio (SEPLAN). 1992. 207 p.

RORAIMA. **Plano de Desenvolvimento de Roraima 92/95 (I PDE).** Boa Vista: Secretaria de Estado do Planejamento, Indústria e Comércio (SEPLAN). 207 p. 1992.

RUBERT, R. R.; SCHULTZ, C. L. Um Novo Horizonte de Correlação para o Triássico Superior do Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**, 31(1), p. 71-88, 2004.

SANDER, C.; GASPARETTO, N. V. L.; SANTOS, M. L. dos; WANKLER, F. L.; ALMEIDA, D. A. de; MORAGA, C. H. Fenômenos de cheias e eventos de inundação na cidade de Boa Vista. In: WANKLER, F. L.; HOLANDA, E. C.; VASQUEZ, M. L. **Contribuição à Geologia da Amazônia**. Belém: SBG – Núcleo Norte. Vol. 8, p. 221–234. 2013.

SANTOS, M.L. **Faciologia e evolução de barras de canal do rio Paraná na região de Porto Rico (PR)**. 1991. 113 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1991.

SANTOS, M. L. **Estratigrafia e evolução do sistema siliciclástico do rio Paraná no seu curso superior: ênfase à arquitetura dos depósitos, variação longitudinal das fácies e processos sedimentares**. 1997. 246 p. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (inédito), v. 2., 1997.

SANTOS, M. L. **Respostas geomórficas dos depósitos sedimentares do rio Paraná frente as mudanças climáticas do Holoceno Superior**. In: Oitavo Encuentro de Geógrafos da América Latina, 2001, Santiago. 8vo. Encuentro de Geógrafos da América Latina (CDROM), 2001. v. cdrom. p. 122-128.

SANTOS, M. L. Unidades Geomorfológicas e depósitos Sedimentares Associados no sistema Fluvial do rio Paraná, no seu Curso Superior. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Uberlândia, v. 1, p. 85-96, 2005.

SANTOS, M.L., STEVAUX, J.C. Facies and architectural analysis of channel sandy macroforms in the upper Parana river. **Quaternary International**, 72, p. 87– 94, 2000.

SANTOS, M. L.; FERNANDEZ, O. V. Q.; STEVAUX, J. C. Aspectos morfogenéticos de barras de canal do rio Paraná, região de Porto Rico. **Boletim de Geografia**, Maringá, a. 10, n. 1, p. 11-24, 1992.

SANTOS, M. L.; SOUZA, F. E. E.; TOMAZELLI, J. L. **Evolução do sistema anastomosado: estudo do sistema pré-atual do rio Paraná, na região do Cortado, Porto Rico, PR**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador. Anais do... Salvador, v.1, p. 235-237. 1996.

SANTOS, M. L. ; STEVAUX, J. C. ; GASPARETTO, N. V. L. ; SOUZA FILHO, Edvard Elias de. Geologia e Geomorfologia Da Planície Aluvial Do Rio Ivaí - Pr. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, p. 23-34, 2008.

SANTOS, I dos. **Modelagem geobiohidrológica como ferramenta no planejamento ambiental: Estudo da bacia hidrográfica do rio Pequeno, São José dos Pinhais – PR**. 2001, 92 f. Dissertação (Mestrado em Ciências dos Solos), Universidade Federal do Paraná, 2001b.

SANTOS, R.C. **Impacto ambiental promovido pela erosão na margem direita do baixo São Francisco, no estado de Sergipe**. VII Simpósio Nacional de Controle de Erosão, Goiânia (GO), 03 a 06 de maio de 2001.

SANTOS, A F. **Padrões Sinóticos de Circulação Atmosférica Associados ao Jato em Baixos Níveis a leste da Cordilheira dos Andes, na América do Sul**. 2006. Dissertação

(Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais, São José dos Campos. 2006.

SCHERER, C. M. S. **Sedimentologia e estratigrafia de sistemas fluviais e eólicos**. Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências – UFGRS/Petrobras. 2001.

SHRESTHA, D. **Study of the precipitation characteristics around mountainous regions in South Asia and South America**. 2012. Dissertation (Doctor of Science) - Department of Earth and Environmental Sciences, Graduate School of Environmental Studies, Nagoya University, 2012.

SCHAEFER, C. E. R.; J. F. do VALE JR. Mudanças climáticas e evolução da paisagem em Roraima: uma resenha do Cretáceo ao Recente. In.: BARBOSA, R. I.; FERREIRA, E. J. G.; CASTELLÓN, E. G. (Ed.). **Homem, Ambiente e Ecologia na Estado de Roraima**. INPA, Manaus, Brazil, p. 231-265. 1997.

SCHUMM, S. A. **A tentative classification of alluvial river channels**. . S. Geol. Surv. Circ. 477 p. 1963.

SHUKLA, U. K.; SINGH. I. B.; SHARMA, M.; SHARMA, S. A modelo of alluvial megafan sedimentation: Ganga Megafan. **Sedimentary Geology**, 144, p. 243-262, 2001.

SILVA, M. G. da **Processamento de dados sísmicos da Bacia do Tacutu**. 2004. 147 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2004.

SILVA, A.; ASSINE, M. L.; ZANI, H.; SOUZA FILHO, E. E. de; ARAÚJO, B. C. Compartimentação geomorfológica do rio Paraguai na borda norte do Pantanal Mato-Grossense, região de Cáceres – MT. **Revista Brasileira de Cartografia**, n. 59/01, Abril. 2007.

SILVA, A.; SOUZA, C. A.; ZANI, H.; FREITAS, D. R. Avaliação da erosão na margem direita do rio Paraguai a jusante da praia do Julião município de Cáceres-MT. **Rev. Geogr. Acadêmica**, v.1, n.1, p. 5-19, 2007.b.

SILVA, M. G.; PORSANI, M. J. Aplicação de balanceamento espectral e DMO no processamento sísmico da bacia do Tacutu. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 24(2), p. 273 – 290, 2006.

SINHA, R. Geomorphology of the Ganges fluvial system in the himalayam foreland: na update. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 5, 1, p. 71-83, 2004.

SINHA, R; JAIN, V.; BABU, G. P.; GHOSH, S. Geomorphic characterization and diversity of the fluvial systems of the Gangetic Plains. **Geomorphology**, 70, p. 207–225, 2005a.

SINHA, R.; TANDON, S.; GIBLING, M. BHATTACHARJEE, A. Late Quaternary geology and alluvial stratigraphy of the Ganga basin Dasgupta Himalayan. **Geology** 26 (1), p. 223-240, 2005b.

SINHA, R.; TANDON, S. K.; CHAKRABORTY, T. Large river systems of India. **Proc. Indian Nat. Sci. Acad.**, 78, p. 277–294, 2012.

SOUZA, C. A. DE; CUNHA, S. B. Dinâmica do canal do rio Paraguai entre a Fazenda Santo Antonio das Lendas e a Estação Ecológica da Ilha de Taiamã –MT. *Geomorfologia Tropical e subtropical: processos métodos e técnicas*, Goiânia- GO, 6 – 10 de Setembro. 10 p. 2006.

SOUZA, C. A. DE; CUNHA, S. B. Pantanal de Cáceres - MT: Dinâmica das margens do rio Paraguai entre a cidade de Cáceres e a Estação Ecológica da Ilha de Taiamã –MT, **Revista Eletrônica da Associação dos Geógrafos Brasileiros – Seção Três Lagoas**, v. 1, n. 5, p. 18– 42, 2007.

SOUZA FILHO, E. E. **Aspectos da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR)**. 1993. 214 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

SOUZA FILHO, E. E.; ROCHA, P. C.; COMUNELLO, E.; STEVAUX, J. C. Effects of the Porto Primavera Dam on the downstream floodplain. In: AGOSTINHO, A.A.; RODRIGUES, L.; GOMES, L.C.; THOMAZ, S.M.; MIRANDA, L.E. (Eds.). **Structure and functioning of the Paraná River and its floodplain (LTER - site 6)**. Editora Universidade Estadual de Maringá, Maringá, PR, Brazil, p. 55-74. 2004.

STEVAUX, J.C. **O Paraná: geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária do seu curso superior (região de Porto Rico, PR)**. 1993. 242f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.

STEVAUX J.C., The upper Paraná river (Brazil) Geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary international**, 21, p. 143–161, 1994.

STEVAUX, J.C.; SOUZA; I.A. Floodplain construction in an anastomosed river. **Quaternary International**, 114, p. 55–65, 2004.

STEVAUX, J. C.; PAROLIN, M. Síntese do Período Quaternário do Estado do Paraná. In: PAROLIN, M.; VOLKMER-RIBEIRO, C.; LEANDRINI, J. A. (Org.). **Abordagem ambiental interdisciplinar em bacias hidrográficas no Estado do Paraná**. Campo Mourão: Editora da Fecilcam, 158 p. 2010.

STRASSER, M. A. **Dunas fluviais no rio Solimões-Amazonas – dinâmica e transporte de sedimentos**. 2008. 160 p. Tese (Doutorado), Programa de Pós-Graduação de Engenharia, Univ. Fed. do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

TANDON, S. K.; SINHA, S. Geology of Large River Systems. GUPTA, A. (ed.) Large Rivers. **Geomorphology**, 44, 2002.

TAPPONNIER, P.; LACASSIN, R.; LELOUP, P. H.; SCHÄRER, U.; ZHONG, D.; HAIWEI, W.; XIAOHAN, L.; SHAOCHENG, J.; LIANSHANG, A.; JIAYOU, Z. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. **Nature**, 343, p. 431 – 437, 1990.

TASSINARI, C. C. G. Tectônica global. In: TEIXEIRA, W. et al. (Org). **Decifrando a Terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, p. 191 – 214. 2001.

TEIXEIRA, S. G.; MAIA, M. A. M. **Análise da dinâmica das margens do rio Madeira (AM) no período de 1987 à 2007, a partir de imagens de sensores remotos ópticos**.

Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 1559-1566.

TUCCI, C. (Organizador). **Hidrologia: Ciência e Aplicação**. Editora da UFRGS. Porto Alegre, RS. 1997.

TUCCI, C. E. M.; BERTONI, J. C. (Org.) **Inundações Urbanas na América do Sul**. Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 156 p. 2003.

VALE, R. do; FRIZOLA, N.; SOUZA, R.; SCHONGART, J. A cheia de 2009 na Amazônia Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, 41(4), p. 577-586, 2011.

WALKER R.G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER R.G. E JAMES N.J. (eds.) **Facies Models: response to sea level changes**. St. John's, Geological Association of Canadá, p. 1-14. 1992.

WANKLER, F. L. **Arquitetura Depositional e Compartimentação Estrutural do Aquífero Passo das Tropas, na região de Santa Maria, RS: influências no comportamento Hidrogeológico**. 2006. 193 p. Tese (Doutorado), PPGeo, UNISINOS, São Leopoldo, 2006.

WANG, J. J.; LU, X. X.; KUMMU, M. Sediment load estimates and variations in the Lower Mekong River. **River. Res. Applic.**, 27, p. 33-46. 2011.

WARD, J. V. et al. Biodiversity of floodplain river ecosystems: ecotones and connectivity. **Regulated Rivers: Research & Management, West Sussex**, v. 15, p. 125-139, 1999.

WARD, J. V.; STANFORD, J. A. Ecological connectivity in alluvial river ecosystem and its disruption by flow regulation. **Regulated Rivers: Research and Management**, v. 11, p. 105-119, 1995.

WENDE, R.; NANSON, G.C. Anabranching rivers: ridge-form alluvial channels in tropical orthern Australia. **Geomorphology**, 22, p. 205-224, 1998.

WOHL, E. E. Hydrology and Discharge In: GUPTA, A. (Ed.). **Large rivers: geomorphology and management**. United Kingdom: John Wiley e Sonsp., p. 29-44. 2007.

WOLDEGABRIEL, G.; HEIKEN, G. Volcanism, tectonism, sedimentation, and the paleoanthropological record in the Ethiopian Rift System. **Geological Society of America**, Special Paper 345, p. 83-99, 2000.

WOLFERT, H.P. **Geomorphological Change and River Rehabilitation: Case Studies on Lowland Fluvial Systems in the Netherlands**. 2001. 200 f. PhD Thesis, Scientific Publications 6, Alterra Green World Research (Wageningen), 2001.

WOODWARD, J. C.; MACKLIN, M. G; KROM, M. D.; WILLIAMS, M. A.J. The Nile: Evolution, Quaternary River Environments and Material Fluxes. In: GUPTA, A. (Ed.). **Large rivers: geomorphology and management**. United Kingdon: John Wiley e Sons, p. 261 – 292. 2007.

XU, K.; MILLIMAN, J. D. Seasonal variations of sediment discharge from the Yangtze River before and after impoundment of the Three Gorges Dam. **Geomorphology**, 104, p. 276–283, 2009.

ZANI, H.; ASSINE, M. L.; ARAÚJO, B. C.; MERINO, E. R.; SILVA, A.; FANCICANE, E. M. **Lobos deposicionais na evolução do megaleque do rio Taquari, Pantanal Matogrossense**. Anais 1º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal, Campo Grande, Brasil, 11-15 novembro 2006, Embrapa Informática Agropecuária/INPE, p. 285-292.

ZANI, H.; ASSINE, M. L.; SILVA, A. Batimetria fluvial estimada com dados orbitais: estudo de caso no alto curso do rio Paraguai com SENSOR ASTER. São Paulo: UNESP, **Geociências**, v. 27, n. 4, p. 555-565, 2008.

ZANI, H., **Deteção e caracterização do megaleque Viruá (RR) com dados multisensores e geológicos: influencia nos padroes atuais de vegetação**. 2013, 145 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São José dos Campos, 2013.