

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS HUMANAS E LETRAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
Programa de Pós-Graduação em Geografia

**VARIABILIDADE NO APORTE DE SEDIMENTOS DO RIO PURUS
– AVALIAÇÃO POR SENSORES REMOTOS E ASPECTOS
OBSERVACIONAIS –**

Andre Luis Martinelli Real dos Santos

Manaus
2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS HUMANAS E LETRAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
Programa de Pós-Graduação em Geografia

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**VARIABILIDADE NO APORTE DE SEDIMENTOS DO RIO PURUS
– AVALIAÇÃO POR SENSORES REMOTOS E ASPECTOS
OBSERVACIONAIS –**

Andre Luis Martinelli Real dos Santos

Orientador: PhD Naziano Pantoja Filizola Jr.

Coorientador: PhD Jean Michel Martinez

Manaus
2015

Dedico aos meus pais, pelo esforço em me mostrar o caminho da retidão e a devoção à Deus. À minha irmã pela alegria que sempre contagia e aos meus afilhados que renovam a esperança no futuro da humanidade.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar a Deus e a Meishu-Sama pela permissão de servir com minha vida no plano terrestre; aos meus pais Paulo Roberto dos Santos e Roseane Martinelli Real dos Santos por todo amor e confiança que recebo; aos irmãos e amigos que encorajam e alegram; ao grande incentivador Achilles Eduardo Guerra de Castro Monteiro (em memória) pelo apoio dado e exemplo deixado; a família Filizola que me “adotou” com todo o carinho em Manaus; aos meus orientadores Naziano Pantoja Filizola Jr e Jean Michel Martinez pela confiança, aprendizado e principalmente pela amizade construída nessa relação mestre e aluno; aos amigos de trabalho da CPRM, Daniel Moreira, Daniel de Oliveira, Hertz Sousa, João Bosco Alfenas, Luna Gripp, Alice Amorim, Nilda Pantoja, Vanessa Cunha e Marco Antônio de Oliveira por toda a ajuda, credibilidade e aprendizado; aos amigos do Programa de Pós-graduação em Geografia da UFAM André Zumak e Thiago Marinho pela parceria nos trabalhos; aos amigos Pascal e Elisa pela companhia e aprendizado nos trabalhos de campo e pela amizade; aos companheiros de pesquisa Raul Espinoza, Edileuza Melo, Philippe Vauchel e Sylvain; a equipe de hidrologia e do LAMIN da CPRM (SUREG Manaus) e aos companheiros de viagem das campanhas do Projeto Hybam; a tripulação do Barco Yane José IV; às instituições CPRM, ANA e IRD pelo investimento na pesquisa e no elemento humano; aos demais professores, colegas e secretaria do Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFAM; aos membros do Laboratório de Potamologia Amazônica (LAPA) e do Grupo H₂A – Hidrossistemas e o Homem na Amazônia.

“É o tempo que determina o valor de todas as coisas”.

(Mokiti Okada).

RESUMO

O Rio Purus, um dos maiores tributários do Rio Solimões, percorrendo aproximadamente 2.770 km, atravessa vinte e um municípios, sendo treze na porção acreana da bacia e oito no estado do Amazonas. Este Rio drena uma área de quase 370.100,00 km², deste total 73% se encontra no Estado do Amazonas, 21% no Estado do Acre, 5,5% no Peru e 0,5% na Bolívia. Sua nascente está localizada no Peru perto de 500 metros de altitude e deságua no Rio Solimões, a cerca de 200 km de Manaus. Junto com outros tributários da margem direita do Rio Solimões, drena o chamado Arco de Fitzcarraldo que representa a deformação mais avançada dentro do continente decorrente do encontro das placas Nazca e Sul americana na costa oeste do continente. A dinâmica de formação e de erosão dessa zona, de difícil acesso, é ainda pouca estudada em relação as bacias vizinhas dos Rios Ucayali e Madeira. O objetivo deste trabalho será fornecer estimativas sobre a dinâmica hidrológica e sedimentológica do Rio Purus. Recentemente, com o uso de sensores da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) do tipo *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), Martinez (2009) demonstrou a possibilidade de monitorar as concentrações de sedimentos do Rio Amazonas para realizar um balanço da vazão sólida deste com uma série histórica de vários anos. Verificou-se nesses estudos que as propriedades ópticas das águas são fortemente influenciadas pelo conteúdo e tipo de sedimento. Para tanto haverá uma calibração das imagens de satélite da região de estudo a partir do ano 2000 (data de disponibilidade dos sensores MODIS), com as coletas mensais de dados radiométricos e amostras de sedimentos na parte mais a jusante do Rio, próximo a cidade de Beruri-AM e na comunidade de Paricatuba. É preciso investigar e qualificar a relação entre a refletância medida por satélite e a presença de sedimentos na bacia do Rio Purus que é geomorfologicamente diferente da bacia do sistema Solimões/Amazonas.

Palavras-chave: Amazônia, Rio Purus, Sensoriamento Remoto, Processamento de Imagens, MODIS, Sedimentos em Suspensão, Espectro radiometria, Hidrologia, Geomorfologia Fluvial.

ABSTRACT

The Purus river one of the major tributaries of Solimões river, stretches over almost 2770 km, extends across twenty one municipalities, thirteen in Acre state and eight in Amazonas state. This river drains an area of approximately 370.100,00 km², 73% in Amazonas state, 21% in Acre state, 5,5% in Peru and 0,5% in Bolivia. Its sources are in Peru all but 500 meters high and flows into Solimões 200 km above Manaus. With others tributaries of Solimões's right bank, it drains the Fitzcarraldo Arc which represents the most inner deformation due to the contact of Nazca and Southamerican plates in South America's western coast. The dynamics of formation and erosion of this basin is not well studied yet if compared with neighboring basins of Ucayali and Madeira rivers. The aim of this paper is to present some insights over hydrological and sedimentological dynamics of Purus river. Recently, Martinez et al. (2009) using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) sensors by National Aeronautics and Space Administration (NASA) showed that is possible to monitor Amazon river's sediment concentration and realize the balance between sediment discharge and time series of many years. The water's optical properties are strongly influenced by the sediments (type and chemical contents). The satellite's images from 2000 (MODIS images available) will be calibrated with radiometric data and sediments' samples from Purus near Beruri and Paricatuba community. It's also important to investigate and qualify the relationship between reflectance measured by satellite and water sediments in Purus river basin that is geomorphologically diverse compared to Solimões/Amazon river.

Keywords: Amazon, Purus River, Remote Sensing, Image processing, MODIS, Suspended Sediments, spectroradiometer, Hidrology, Fluvial Geomorphology.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	9
LISTA DE TABELAS	13
1. INTRODUÇÃO	14
2. JUSTIFICATIVA.....	16
3. OBJETIVOS	19
3.1. Geral.....	19
3.2. Específicos	19
4. REFERENCIAL TEÓRICO	20
4.1. Geomorfologia	20
4.2. Hidrologia	24
4.3. Climatologia.....	31
4.4. Sedimentologia.....	35
4.4.1. Sedimentos em suspensão na Bacia Amazônica.....	36
4.5. Sensoriamento Remoto aplicado em meio aquático	38
4.5.1. Propriedades Ópticas da Água	40
4.5.2. O Sensor MODIS presente nos satélites Terra e Aqua	42
4.5.3. Imagens MODIS no estudo de sedimentos em suspensão na Bacia Amazônica....	43
5. MATERIAIS E MÉTODOS	45
5.1. Área de estudo.....	46
5.2. Coleta de dados	51
5.3. Tipos de amostragens.....	52
5.3.1. Medição de descarga líquida.....	52
5.3.2. Sedimentos em Suspensão	54
5.3.3. Dados Radiométricos (Espectrometria)	57
5.4. Análises Laboratoriais.....	61
5.5. Obtenção e utilização das Imagens MODIS	63
5.5.1. GETMODIS e os produtos MOD09 e MYD09	63
5.5.2. MOD3R e o processamento das imagens	66
5.6. Análise das incertezas	68
5.6.1. Concentração de sedimentos em suspensão (C _{ss})	68
5.6.2. Reflectância de campo (R _{rs}).....	68
5.6.3. Reflectância por Satélite por imagens MODIS (R _s)	69
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO	69
6.1. Hidrologia e Sedimentologia	69
6.2. Radiometria.....	76
6.3. Calibração	78
6.3.1. C _{ss} x R _{rs}	78
6.3.2. R _s x R _{rs}	80
6.3.3. R _s x C _{ss}	81
6.4. Série temporal de concentração estimada por Satélite.....	83
6.5 Interpretação e Discussão.....	86
7. CONCLUSÃO	91
8. REFERÊNCIAS.....	93

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa com a lista de municípios prioritários da Amazônia. Fonte: Sítio do MMA, 2014	16
Figura 2. Mapa de localização da área de estudo. A imagem esclarece a complexidade geomorfológica da região da foz do Purus. Fonte: MDT extraído de imagem da missão Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), 2000.	18
Figura 3. Regime hidrológico do tipo tropical austral na estação de Seringal Fortaleza. Atualizado até agosto de 2014. Fonte: Adaptado de Filizola, 2011.....	26
Figura 4. Regime hidrológico do tipo tropical austral na estação de Lábrea. Atualizado até agosto de 2014. Fonte: Adaptado de Filizola, 2011.....	26
Figura 5. Regime hidrológico equatorial alterado na estação de Arumã-Jusante. Atualizado até agosto de 2014. Mudança de regime comparando com as estações de montante. Fonte: Adaptado de Filizola, 2011.	27
Figura 6. Regime hidrológico da estação de vazão na Foz do Purus baseados nos dados colhidos pelo Projeto SACE Amazonas do Serviço Geológico do Brasil no período de 72 meses entre 2009 e 2014. Fonte: Santos, 2015.	27
Figura 7. Mapa com a pluviosidade observada. Dados extraídos das Isolinhas da média dos totais anuais de precipitação, Projeto Atlas Pluviométrico do Brasil. Fonte: Projeto Atlas Pluviométrico do Brasil – CPRM (2010).....	29
Figura 8. Chuva Total Anual Média dos anos de 2001–2014 bacia do Rio Purus. Fonte: TRMM NASA.....	30
Figura 9. Hidrograma com a média mensal interanual entre os anos de 2001 a 2014 na bacia do Rio Purus. Fonte: TRMM NASA.....	30
Figura 10. Hidrograma com a média total anual entre os anos de 2001 a 2014 na bacia do Rio Purus. Fonte: TRMM NASA.	31
Figura 11. Distribuição dos climas no Brasil pelo método de classificação climática de Koppen (IBGE, 1990).....	32
Figura 12. Absorção e espalhamento da luz em água pura. Fonte: Jensen, 2009, p. 414.	39
Figura 13. Reflectância espectral de água com diferentes níveis de sedimentos em suspensão (mg.L^{-1}): (A) solo argiloso; (B) solo siltoso. Fonte: LODHI et al. 1997, p. 114.	40

Figura 14. Comparações entre a descarga líquida (média mensal) com a descarga de sedimentos em suspensão derivadas de medições de campo e por imagens MODIS (adaptado Martinez, 2009).....	44
Figura 15. Rio Madeira e seus principais afluentes com as estações estudadas. Fonte: Espinoza et al., 2012b.	45
Figura 16. Fluxograma com os materiais e métodos da pesquisa.	46
Figura 17. Imagem de satélite Landsat-5 com a localização das estações de medição de vazão da Foz do Purus e de Beruri. Fonte: NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).	48
Figura 18. Imagem de satélite Landsat-5 com a localização das estações de medição de vazão em Beruri e Paricatuba. Fonte: NOAA.	49
Figura 19. Imagem de satélite Landsat-5 com a localização das estações de medição de vazão em Paricatuba e Arumã-Jusante a 190 Km da Foz do Purus. Fonte: NOAA.....	50
Figura 20. ADCP Rio Grande 600 KHz. Fonte: Santos, 2013.....	53
Figura 21. Nivelamento topográfico (A) e por GPS (C) nas estações Fluviométricas (B) Exemplo de referência de nível (D). Fonte: Santos, 2015.	54
Figura 22. Amostrador pontual instantâneo tipo Callède com lastro de 50Kg. Santos, 2013...	55
Figura 23. Seção de medição de vazão e posição das verticais de coleta de sedimentos em Paricatuba feita com ADCP Rio Grande 600 Khz (RDI). Santos, 2013.....	56
Figura 24. Espectros radiômetros TrioS: (A) RAMSES-ARC: medição da energia radiante refletida (radiância); (B) RAMSESACC-VIS: medição da energia incidente (irradiância). Fonte: www.trios.de.	57
Figura 25. Configuração dos espectros radiômetros na embarcação. Santos, 2014.....	58
Figura 26. Variação da reflectância normalizada com respeito ao ângulo de visada do sensor radiométrico (Lu). Fonte: Espinoza, 2013.	59
Figura 27. Em (A) espalhamento de luz na superfície da água e em (B) posição com o correto ângulo azimutal. Santos, 2015.....	60
Figura 28. Tela do software Google Earth. Os retângulos amarelos são recortes na imagem original e os polígonos brancos contidos nas margens do Rio são as doze máscaras criadas. Fonte: Google, 2015.....	64
Figura 29. Os retângulos vermelhos são os recortes eleitos pelo Projeto HYBAM para armazenar de maneira automática as series temporais MODIS desde 2000. Um destes recortes	

compreende a área de estudo, contendo o município de Beruri-AM. Fonte: Projeto SO-HYBAM, 2014.....	66
Figura 30. Reflectância típica das águas brancas e a posição e largura espectral das bandas MODIS. Fonte: Espinoza, 2013.	67
Figura 31. Relação entre as cotas (cm) e as concentrações das campanhas ocorridas na estação de Beruri-AM. As barras de erro mostram o desvio padrão dos dados de concentração de campo. Santos, 2015.	72
Figura 32. Relação entre as Q m ³ /s e as C _{ss} (mg/L) das campanhas ocorridas na estação de Beruri-AM. As barras de erro mostram o desvio padrão dos dados de concentração de campo. Fonte: Santos, 2015.	73
Figura 33. Resultado das vazões durante o ciclo hidrológico 2013 – 2014 nas estações de Beruri e Paricatuba, Rio Purus, Amazonas. Santos, 2015.....	75
Figura 34. Razão entre as vazões medidas nas estações de Paricatuba e Beruri (PTB / BRI) durante o ciclo hidrológico 2013 – 2014. Apenas entre os meses de novembro a janeiro as vazões em Paricatuba superam as medidas em Beruri. Santos, 2015	75
Figura 35. Reflectância de campo por espectro radiômetros. Curvas espectrais para cada amostra obtida entre 2012 e 2015, estações de BRI (A) e PTB (B) no Rio Purus. Santos, 2015.....	77
Figura 36. Correlação da reflectância simulada em campo para a banda do vermelho com a concentração de sedimentos das amostras de água coletadas. As barras de erro mostram o desvio padrão em cada eixo, concentração na vertical e radiometria de campo na horizontal. Santos, 2015.....	79
Figura 37. Correlação da reflectância simulada em campo para a banda do infravermelho com a concentração de sedimentos das amostras de água coletadas. As barras de erro mostram o desvio padrão em cada eixo. Santos, 2015.....	79
Figura 38. Correlação entre a reflectância simulada em campo para a banda do vermelho com a reflectância por satélite também na região do vermelho. As barras de erro mostram o desvio padrão em cada eixo. Santos, 2015.	80
Figura 39. Correlação entre a reflectância simulada em campo para a banda do infravermelho com a reflectância por satélite também na região do infravermelho. As barras de erro mostram o desvio padrão em cada eixo. Santos, 2015.....	81

Figura 40. Correlação entre a concentração de sedimentos no campo, com a reflectância por satélite na banda do vermelho. As barras de erro mostram o desvio padrão em cada eixo. Santos, 2015.....	82
Figura 41. Correlação entre a concentração de sedimentos no campo, com a reflectância por satélite na banda do infravermelho. As barras de erro mostram o desvio padrão em cada eixo. Santos, 2015.	83
Figura 42. Gráfico com os dados de concentração e de reflectância no campo na Banda 1 que geraram a primeira equação para as estimativas de concentração por satélite. Santos, 2015...	84
Figura 43. Gráfico com os dados de concentração e de reflectância no campo na Banda 2 que geraram a primeira equação para as estimativas da concentração por satélite. Santos, 2015...	84
Figura 44. Série temporal de concentração por satélite no Rio Purus (Beruri – AM) no período completo de disponibilidade de Imagens MODIS (2000 - 2015). As barras de erro mostram o desvio padrão dos dados de concentração (campo e satélite). Santos, 2015.....	85
Figura 45. Série temporal de concentração por satélite no Rio Purus (Beruri – AM) com destaque ao período que ocorreu coleta de amostras de água para análise de concentração de sedimentos. As barras de erro mostram o desvio padrão dos dados de concentração (campo e satélite). Santos, 2015.....	86
Figura 46. Área várzea com muitos lagos e canais formando um delta, as setas indicam os principais aportes de água da várzea para a Bacia do Rio Purus, Amazonas. Santos, 2015.....	88
Figura 47. Cruzamento dos dados de C _{ss} com Q a fim de comparar com o efeito de histerese obtido em Óbidos por Filizola, 2011. Fonte: Filizola, 2011 e Santos, 2015.....	89
Figura 48. Histogramas com os regimes de C _{ss} , C _{ss} por satélite, R _{rs} –V, R _{rs} – IV, Q _s e Q...	90
Figura 49. Variabilidade no aporte de sedimentos do Rio Purus no Rio Solimões. Fonte: Santos, 2015.....	92

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Medidas lineares e parâmetros morfométricos da Bacia do Purus. Fonte: Adaptado de Melo, 2012.	21
Tabela 2. Hierarquia e mensuração dos canais. Fonte: Adaptado de Melo, 2012.	23
Tabela 3. Declividade em cada classe, porcentagem e média das áreas de contribuição hidrológica. Fonte: Adaptado de Melo, 2012.....	23
Tabela 4. Resultados de vazão líquida, vazão sólida, balanço do fluxo sólido e a produção específica de sedimentos em suspensão. Fonte: Filizola, 2011.....	25
Tabela 5. Histórico da estimativa de descarga de sedimentos em suspensão na estação de Óbidos, Rio Amazonas. Fonte: Filizola et al, 2011.	37
Tabela 6. Características do sensor MODIS a bordo das plataformas Terra & Aqua. * As bandas de 1 a 7 são usadas para aplicações terrestres e as bandas de 8 a 36 foram projetadas, para estudos atmosféricos e oceanográficos. ** Considerando-se a existência de dois sensores idênticos nas duas plataformas passando em horários diferentes. A frequência de passagem sobre o mesmo ponto diminui nas baixas latitudes. Fonte: Novo et al., 2007, p. 266.	42
Tabela 7. Volumes de amostras necessários para análise de concentração de sedimentos em suspensão (WMO, 1981).....	62
Tabela 8. Total de dados adquiridos e observados durante o período da pesquisa. Santos, 2015.....	70

1. INTRODUÇÃO

O processo erosivo presente na superfície da Terra leva, anualmente para os Oceanos, cerca de 20 bilhões de toneladas de sedimento através dos Rios (Allen, 2008). Contudo, nos sistemas tropicais, essa contribuição é mais significativa.

As grandes bacias fluviais tropicais representam 25% das terras emersas dos continentes e 57% da água doce disponível na superfície do planeta. Estas grandes bacias associadas contribuem com 50% dos sólidos em suspensão e 38% dos sólidos dissolvidos que vão para os oceanos, particularmente aquelas que drenam cadeias de montanha ativas (Pinet & Souriau, 1988; Milliman & Syvitzki, 1992; Summerfield & Hulton, 1994; Guyot, 1993; Latrubesse et al., 2005).

Bacia Tropical por excelência, a Bacia Amazônica, possui um dos ecossistemas mais ricos do mundo. Esta bacia se estende por cerca de 6 milhões de km² (5% das terras emersas continentais), aporta ao oceano um volume de água de aproximadamente $6,6 \cdot 10^{12} \text{m}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$, o que corresponde a cerca de 16% a 20% do total das águas doces continentais (Molinier et al., 1996).

Na Bacia Amazônica, 90% da descarga sedimentar, estimada em pouco mais de 800 milhões de toneladas/ano, são decorrentes dos tributários Andinos (Latrubesse et al., 2005, Filizola e Guyot, 2011 e Filizola et al., 2011).

Além do transporte do material em suspensão, há uma forte variabilidade no estoque de material sedimentar dentro da bacia, especialmente nas áreas de várzea (Meade, 2007).

Dentro deste contexto, da grande Bacia Amazônica, o presente estudo se detém no caso específico da bacia hidrográfica do Rio Purus, um dos maiores tributários do Rio Solimões, que percorre 2.765,65 km, desde suas nascentes no Peru até a sua foz no Rio Solimões-Amazonas e drena uma área de 370.091,13 km² (Melo, 2012). É uma bacia pouco antropizada e seus impactos decorrentes da ocupação são relacionados principalmente a atividades agropecuárias e exploração de madeira. Essas atividades estão aumentando como atesta a classificação do município de Lábrea dentre os que mais desmatam na Amazônia.

O aumento do desmatamento reduz a proteção do solo e pode gerar aumento de material em suspensão (MES), conseqüentemente provoca assoreamento e redução da profundidade do canal dos Rios, modificando a morfologia, a paisagem e possivelmente impactando as atividades das comunidades locais.

Por se tratar de uma zona de difícil acesso um monitoramento hidrometeorológico adequado se apresenta como bastante desafiador, sobretudo para ser realizado *in situ*. O monitoramento nesta área deveria ocorrer em intervalo de tempo regular, o suficiente para medir as variações das concentrações dos elementos geoquímicos e dos sedimentos depositados ao longo do ciclo hidrológico, em particular entre os períodos de águas baixas e altas.

Utilizando as imagens do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), Martinez (2009) demonstrou a possibilidade de monitorar as concentrações de sedimentos do Rio Amazonas e assim realizou um balanço da vazão sólida deste Rio, produzindo uma série histórica compatível com a disponibilidade de imagens deste sensor.

Esses dados permitem um monitoramento preciso em termos de resolução temporal e espacial (até duas imagens adquiridas por dia sobre qualquer ponto da bacia). Verificou-se nesses estudos que as propriedades ópticas das águas são fortemente influenciadas pelo conteúdo e tipo de sedimento.

Inserindo esta tecnologia de monitoramento por satélite aos aspectos observados em campo, o número de parâmetros monitorados e a quantidade de dados adquiridos poderão trazer maior precisão e consistência aos estudos sedimentométricos na região.

A fim de se obter uma boa calibração dos dados de campo com os dados de satélite foi desempenhado grande esforço para visitar mensalmente as estações de interesse, e neste sentido os aspectos observacionais deste trabalho apresentam muita robustez, se diferenciando da característica de trabalho presente na operação da rede hidrometeorológica nacional para a região Amazônica com visitas trimestrais.

Calibrando as imagens MODIS com dados obtidos em campo, espectro radiometria e amostras de água coletados *in situ*, poderá ser criada uma série histórica a partir de 2000, ano seguinte do lançamento do satélite Terra pela NASA, e a partir de então há possibilidades do monitoramento remoto de sedimentos para região de estudo.

2. JUSTIFICATIVA

A bacia do Rio Purus é pouco antropizada e seus impactos decorrentes da ocupação são relacionados principalmente a atividades agropecuárias e exploração de madeira que, no entanto, vêm crescendo nos últimos anos. Prova disso é a inserção de Lábrea e Boca do Acre como municípios prioritários no combate ao desmatamento, a Figura 1 exemplifica o conteúdo presente nas portarias do Ministério de Meio Ambiente 28/2008 e 175/2011 respectivamente.

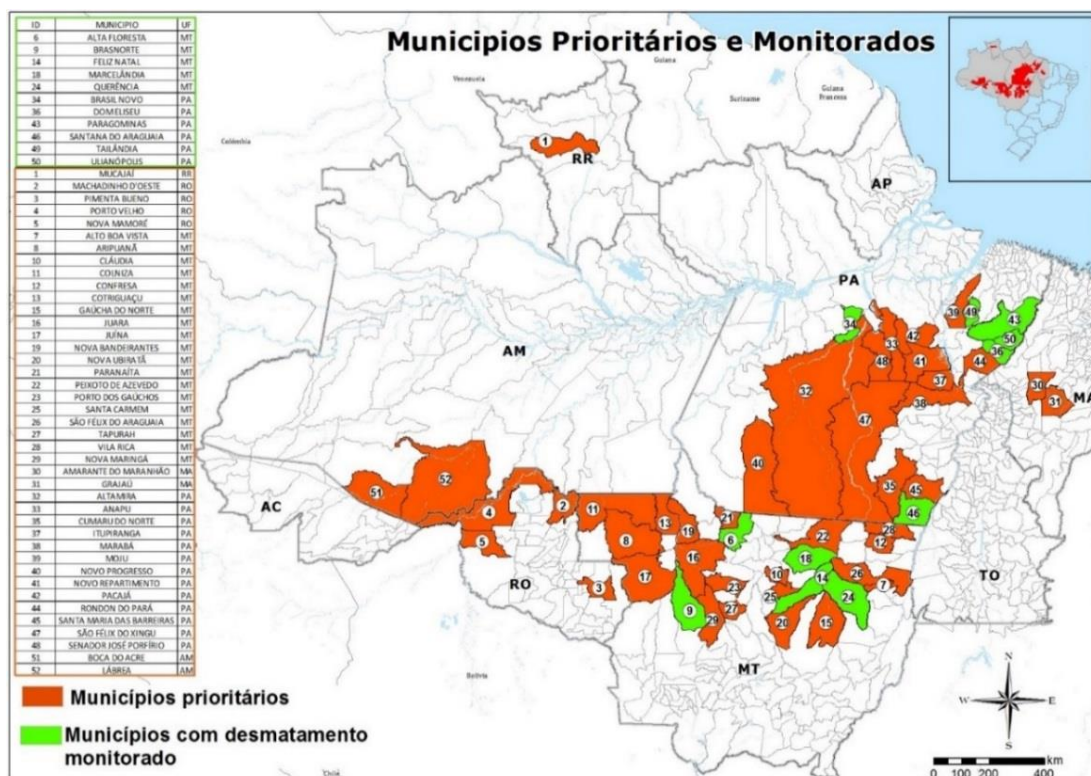


Figura 1. Mapa com a lista de municípios prioritários da Amazônia. Fonte: Sítio do MMA, 2014

Uma das formas de se monitorar os impactos de desmatamento é através da dinâmica de sedimentos. Filizola (2007) discorre sobre a capacidade dos Rios em interligar disciplinas como a hidrologia, a geomorfologia, a geoquímica e a ecologia na obtenção de respostas ambientais. A esta capacidade pode-se somar cátedras humana /sociais e biomédicas, pois através dos Rios avalia-se padrões de comportamento dos povos locais como também manifestação ou desenvolvimento de vetores associados a doenças.

Em um sistema de drenagem superficial é possível aferir parâmetros de vazão líquida bem como estabelecer balanços ou validar modelos que quantifiquem a erosão do relevo da bacia. Filizola (2007) diz que os Rios estão no coração do ciclo dos elementos, transportando para os oceanos a matéria sublevada dos continentes, eles dão respostas rápidas às condições existentes na superfície dos continentes, alguns meses para o caso do transporte em solução, e

alguns anos para o caso do transporte em suspensão. Portanto, são particularmente sensíveis a toda mudança, seja ela climática, ou resultante de atividades humanas (antrópicas).

O órgão responsável no Brasil pelo monitoramento dos Rios, ou seja, pela gestão da Rede Hidrometeorológica Nacional é a Agência Nacional de Águas (ANA). Esta rede é composta por 4.633 estações pluviométricas e fluviométricas, onde informações do nível, vazão, concentração de sedimentos e a qualidade das águas são geradas. Dos 12.978 Rios cadastrados no Sistema de Informações Hidrológicas da ANA, 2.176 (16,7%) são monitorados (ANA, 2014).

Desenvolver e operar a Rede Hidrometeorológica na região amazônica, uma área de difícil acesso e com grandes dimensões, é uma tarefa no mínimo custosa e que demanda uma estrutura logística muito específica. Quando então o assunto é medir sedimentos em suspensão, estas dificuldades relatadas se somam à carência de mão de obra especializada, e o resultado é a coleta de dados não confiáveis.

A possibilidade de determinar as fontes, os modos de transporte e a taxa de exportação dos elementos numa bacia hidrográfica constituem a base de um diagnóstico para a elaboração de planos de gestão e de preservação ambiental (Espinoza, 2011). Atualmente a operação da rede sedimentométrica na região amazônica, possui baixa densidade de estações, com visitas espaçadas a cada três meses e pouca credibilidade na correlação dos dados amostrados, é fundamental incorporar uma solução que retorne dados representativos tanto quantitativamente quanto qualitativamente.

Os primeiros estudos com a aplicação do sensoriamento remoto na hidrossedimentometria foram realizados por (Mertes et al. 1993) e no Brasil por (Novo et al. 1989), eles demonstraram a possibilidade de relacionar, por satélite, a cor das águas ao seu conteúdo de sedimentos (Martinez, 2009). Utilizando esta metodologia, poder-se-á entender a dinâmica de sedimentos em regiões afastadas ou com geomorfologia complicada.

Relativo a área de estudo, segundo Filizola et al. (2012), as influências decorrentes do Arco de Fitzcarraldo na produção de sedimentos, assim como sua existência, ainda é assunto que demanda esforços em pesquisa, sobretudo trabalho de campo, monitoramento e levantamento bibliográfico, também uma análise biogeográfica, geocronológica da área pode ajudar a entender a situação do alto estrutural e sua influência.

Há também a necessidade de conhecer a influência que o Rio Solimões exerce no regime hidrológico e no aporte de sedimentos na região do baixo Purus, em que a geomorfologia dos canais é bastante complexa.

A partir de agosto de 2011, o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) iniciou monitoramento mensal em uma estação hidrometeorológica localizada no município de Beruri, cerca de 30 km da foz, na margem direita do Rio Purus, este fato tornou possível a intensificação dos estudos nesta região.

Em abril de 2013, visando correlacionar os dados de Beruri, estendeu-se o monitoramento mensal com medições de vazão com uso de *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP), coletas de sedimentos e de dados radiométricos até a estação de Paricatuba, aproximadamente a 90 quilômetros a montante de Beruri.

Já a estação de Arumã-Jusante, a aproximadamente 70 quilômetros a montante da estação de Paricatuba, foi utilizada por Filizola et al., 2012 em seu trabalho sobre fluxo de matéria em suspensão na Amazônia Ocidental e serve de referência para o presente estudo.

Em outubro de 2013 realizou-se uma campanha a fim de avaliar esta estação em águas baixas. Vale ressaltar que a partir de outubro de 2014 a operação passou a ocorrer com periodicidade trimestral em Arumã-Jusante. A Figura 2 mostra a área de estudo.

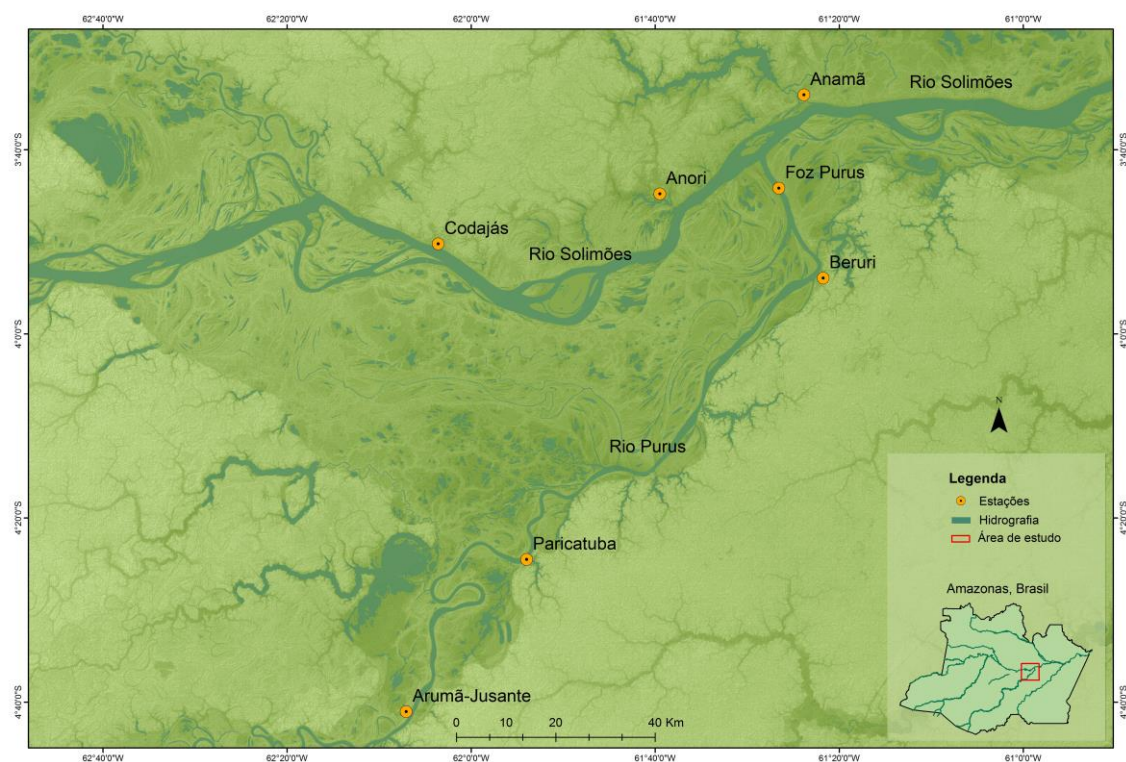


Figura 2. Mapa de localização da área de estudo. A imagem esclarece a complexidade geomorfológica da região da foz do Purus. Fonte: MDT extraído de imagem da missão Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), 2000.

Em trabalhos anteriores, por exemplo (Martinez et al. 2009; Espinoza et al., 2012a; Espinoza et al., 2012b; Soares, 2012 e Marinho, 2014), fez-se a aplicação da tecnologia de sensoriamento remoto para o monitoramento da concentração de sedimentos em superfície

como alternativa para diminuição dos custos operacionais e consistência ou preenchimento de falhas nas séries de dados nos principais Rios da Bacia Amazônica (Amazonas, Solimões e Madeira). Contudo, existe uma demanda de estudo, que é compreender a dinâmica de sedimentos em áreas de difícil acesso ou de grande complexidade geomorfológica.

3. OBJETIVOS

3.1. Geral

Identificar as principais características sazonais no transporte de material em suspensão (MES) da foz do Rio Purus no Rio Solimões com o auxílio de imagens de satélites associadas aos aspectos observacionais e de dados coletados em campo.

3.2. Específicos

1. Medição mensal, durante pelo menos um ciclo hidrológico, das informações de nível fluviométrico, descarga líquida, concentração de sedimentos em suspensão (C_{ss}) e reflectância de campo (R_{rs}) nas estações hidrometeorológicas de referência, Paricatuba (120 km da Foz) e Beruri (30 km da Foz), localizadas no Baixo Purus;
2. Aquisição e tratamento de imagens MODIS correspondentes ao mesmo período e na mesma região dos dados observados e coletados em campo, visando a extração das informações de reflectância por satélite (R_s) do trecho de Rio contido nestas imagens.
3. Avaliação da quantidade e do fluxo de sedimentos em suspensão (Q_s) no Rio Purus através das imagens MODIS calibradas com uso de amostras de água superficial e reflectância de campo (R_{rs}) nas duas estações de referência;
4. Determinação da sazonalidade dos fluxos de água com base em dados Doppler e de cotas nas estações fluviométricas de referência;
5. Determinação das relações existentes entre os dois tipos de fluxo destacados e eventuais relações com estruturas geomorfológicas existentes na área de estudo;
6. Criação de série histórica de concentração de sedimentos (C_{ss}) através de imagens de satélite na estação de Beruri-AM;
7. Determinação da sazonalidade dos fluxos de sedimentos em suspensão (Q_s) com base em dados de sensoriamento remoto e de amostras coletadas em campo.

4. REFERENCIAL TEÓRICO

4.1. Geomorfologia

Segundo Latrubesse (2005), durante as últimas décadas ocorreu um grande avanço na geomorfologia fluvial, principalmente no tocante aos grandes sistemas fluviais de ambos hemisférios que se estendem por diferentes zonas climáticas. Mais precisamente, esses estudos enfocaram os processos morfogenéticos (Coleman, 1969; Sabat, 1975; Tricart, 1977; Baker, 1978; Pickup, 1984; Pickup & Warner, 1984; Tricart et al., 1984; Iriondo & Suguio, 1981; Iriondo, 1993; Drago, 1990; Thorne et al., 1993; Mertes, 1994; Mertes et al., 1996; Sinha, 1996; Stevaux, 1994; Dunne et al., 1998; Goswamy, 1998; Dietrich et al., 1999; Latrubesse & Franzinelli, 2002; Orfeo & Stevaux, 2002; Latrubesse & Stevaux, 2002; Ramonell et al., 2002 e outros); os processos sedimentológicos e hidro-sedimentológicos (Smith, 1986; Bristow, 1987; Nordin & Perez Hernandez, 1989; Stevaux & Santos, 1998; Santos & Stevaux, 2000; Vital & Stattegger, 2000; Warne et al., 2002); a hidrologia de inundação (Sinha and Jain, 1998; Dhar and Nandargi, 2000; Kale, 1998; Latrubesse et al., 2002); e a relação entre o tectonismo e os processos fluviais (Iriondo and Suguio, 1987; Goswamy, 1988; Dumont, 1993; Dumont & Fournier, 1994; Franzinelli and Igreja, 2002; Latrubesse and Rancy, 2000). Mesmo assim, tendo em vista a grande extensão das regiões tropicais e a magnitude de seus Rios, pode-se dizer que o conhecimento dos Rios tropicais ainda é bastante limitado.

O Rio Amazonas está inserido neste contexto de grande sistema fluvial em região tropical, é um mega Rio que exhibe padrão anastomosado, com 2 ou 3 braços, grandes ilhas cobertas por vegetação, em formato elipsoidal e bancos de areia laterais (Latrubesse, 2008), possui grandes Rios como afluentes e nestes também há necessidade de se intensificar estudos sobre sua dinâmica.

Tributário da margem direita do Rio Solimões, o Rio Purus nasce no Peru, a pouco menos de 500 metros de altitude. Em sua porção brasileira a bacia do Purus está inserida nos estados do Acre, Rondônia e Amazonas, compreendendo limites com 31 municípios (Sousa Jr et al 2012).

Em estudo recente, em que comparou os índices morfométricos das bacias do Juruá e do Purus, utilizando imagens SRTM e o aplicativo Global Mapper v9.03m, Melo (2012) descreve as informações presentes na Tabela 1. Uma conclusão importante deste trabalho é que estas características mostram pouca suscetibilidade desta bacia à enchente em condições normais de

precipitação, ou seja, excluindo-se eventos de intensidades anormais e isso se deve aos baixos valores de coeficiente de compacidade afastados da unidade e fator de forma.

Tabela 1. Medidas lineares e parâmetros morfométricos da Bacia do Purus. Fonte: Adaptado de Melo, 2012.

Item	Rio Purus
Área Total (km ²)	370.091,13
Perímetro (km)	6.252,07
Canal Principal Total (km)	2.765,65
Comprimento Axial (km)	1.340,64
Largura (km)	457,3
Coeficiente de compacidade	2,88
Fator de forma	0,21
Índice de circularidade	0,12
Densidade de drenagem (km/km ²)	0,06
Altitude Máxima (m)	420,87
Altitude Média (m)	224,38
Altitude Mínima (m)	27,89
Declividade Máxima (%)	24,5
Declividade Média (%)	1,24
Declividade Mínima (%)	0
Orientação do Relevo (km ²)	Sul (45.785,97) Norte (93.324,39)

De forma generalizada, pode-se dizer que uma bacia hidrográfica é uma área da superfície terrestre de captação natural de água, definida topograficamente e drenada por um sistema interconectado de canais fluviais desde as nascentes até o ponto de saída da bacia, denominado de exutório (Christofolletti, 1980). O exutório pode ser demarcado na confluência de dois cursos d'água.

Christofolletti (1981) ressalta que o escoamento nos canais fluviais apresenta diversas características dinâmicas que se tornam responsáveis pelas qualidades atribuídas aos processos fluviais. A dinâmica do escoamento, no que se refere à perspectiva geomorfológica, ganha significância na atuação exercida pela água sobre os sedimentos do leito fluvial, no transporte de sedimentos, nos mecanismos deposicionais e na esculturação da topografia do leito. Através do trabalho dos Rios, que transportam, erodem e depositam material detrítico, os sedimentos são carregados de três maneiras diferentes, por solução, suspensão e saltação.

Baseada no acima relatado, Melo (2012), esclarece que os Rios desempenham a função de desagregar partículas dos solos e das rochas do embasamento sobre o qual fluem, bem como de transportar sedimentos fornecidos por escorregamentos e movimentos do regolito. Os sedimentos transportados pelos interflúvios podem provir, portanto, do fundo e paredes da

calha, onde o complexo água/sedimentos produzido propagar-se-á até a saída da bacia pelo canal fluvial; das planícies de inundação ou várzeas, que recebem sedimentos produzidos a montante; do deflúvio ou vertentes, que constituem a área de captação e produção de sedimentos.

Tributário da margem direita do Rio Solimões, o sistema de drenagem do Rio Purus possui ramificação de 5ª ordem, de acordo com a hierarquia de Strahler (Strahler, 1957). A densidade de drenagem é um fator importante na indicação do grau de desenvolvimento do sistema de drenagem de uma bacia, pois esses valores contribuem para o planejamento da bacia hidrográfica, a Tabela 2 denota a hierarquia dos canais. Na região hidrográfica do Rio Purus, 85,45% da área tem baixa declividade, a Tabela 3 apresenta uma análise deste parâmetro (Melo, 2012).

De acordo com Junk (1983), as planícies de inundação são áreas que recebem, periodicamente, o aporte lateral das águas de Rios, lagos, da precipitação direta ou de lençóis subterrâneos, sendo de particular interesse, na região amazônica, aquelas associadas a Rios e lagos. Em Rios com carga de sedimentos que os caracterizam como Rios de água branca, essas planícies são chamadas de várzeas. As áreas não inundadas são chamadas de terra firme.

Durante a cheia, os grandes Rios de água branca, tais como o Madeira, Purus, Juruá e Solimões/Amazonas, sofrem um transbordamento de suas margens e a água invade enormes áreas adjacentes, conhecidas como várzeas (Sioli, 1984). Esse alagamento das margens é sazonal e pode durar de três a onze meses por ano, variando com a intensidade das chuvas e com a topografia local (Goulding et al., 2003).

A área total alagada nas várzeas varia de ano a ano, e no canal principal do Rio Solimões/Amazonas, em território brasileiro, ela é de aproximadamente 92.390 km² (Sippel et al., 1992).

Nos meses de seca, com a água restrita à calha dos Rios, a várzea se mostra como um sistema complexo, formado por numerosos habitats, tais como ilhas, lagos, campos naturais, restingas, canais, paranás e praias (Junk, 1983).

Tabela 2. Hierarquia e mensuração dos canais. Fonte: Adaptado de Melo, 2012.

Ordem de Strahler	Rio Purus		
	Quantidade	Medida (km)	Média (km)
1 ^a	393	10.046,17	25,56
2 ^a	189	5.308,48	28,09
3 ^a	114	3.030,08	26,58
4 ^a	54	1.642,51	30,42
5 ^a	35	1.016,27	29,04
Total	785	21.043,52	139,68

Tabela 3. Declividade em cada classe, porcentagem e média das áreas de contribuição hidrológica. Fonte: Adaptado de Melo, 2012.

Áreas de contribuição hidrológica			
Classes de Declividade	Área (km ²) por classe de declividade	Porcentagem da área de cada classe (%)	Declividade Média (%)
0 – 2	316.229	85,45	85,45
2 – 3	48.719	13,16	32,91
3 – 4	4.059	1,10	3,84
4 – 6	764	0,21	1,03
6 – 10	251	0,07	0,54
>10	69	0,02	0,32

Outra questão importante é o entendimento da possível influência do arco de Fitzcarraldo na produção de sedimentos na bacia do Purus. Segundo Espurt et al., (2007) e Hampel (2002), este arco vem sendo submetido a erosão recente e se constitui de sedimentos da região de antepaís (bacia de frente de cadeia), de idades que variam do mioceno ao plioceno e para estes autores o arco controla uma boa parte da morfologia fluvial desta região hidrográfica.

Para Filizola e Gyot (2009), apesar de dados recentes de fluxo de matéria em suspensão (MES) indicarem uma significativa variação longitudinal destes fluxos no Rio Purus, não se pode assegurar que é algo influenciado por este arco, demandando assim estudos em hidrologia e sedimentologia para esta confirmação.

4.2. Hidrologia

O Rio Amazonas tem sua nascente na Cordilheira do Andes peruanos a montante do Rio Apurímac, acima de Cuzco. Este Rio andino que vai formar o Rio Ucayali recebe os aportes do Rio Pachitea antes de sair dos Andes. Na planície Amazônica o Rio Ucayali recebe aportes sucessivos dos Rios Marañón e Napo (também andinos) pela margem esquerda. A partir da confluência dos Rios Ucayali-Marañón o Rio passa a se chamar Amazonas no Peru e Solimões quando entra no Brasil (Filizola et al., 2002).

O Rio Solimões recebe os aportes dos Rios Putumayo-Iça e Caquetá-Japurá (andinos provenientes da Colômbia) pela margem esquerda e Juruá e Purus (com nascentes situadas numa zona de ante país na fronteira Peru-Brasil) na margem direita.

O Rio Purus, no seu alto curso, cujas nascentes encontram-se em território peruano, a estação a montante de Manuel Urbano (33.690 km²) apresenta um hidrograma plurimodal, mas com um período de cheias bem marcado de novembro a maio. Na estação de Lábrea (220.350 km²), a amplitude aumenta bruscamente, atingindo um pico de cheia único e suave de janeiro a junho, seguida de uma baixa rápida do nível das águas (Filizola, 2011).

Molinier et al (1995) fez uma definição dos regimes hidrológicos na bacia Amazônica adaptando para esta região a classificação francesa de Jean Rodier (1964) feita para Rios africanos. Assim, existem quatro tipos principais de regimes hidrológicos na bacia Amazônica.

a) Regime tropical austral: Caracterizado por um único pico de cheia que normalmente acontece no primeiro semestre do ano civil e o período de seca em meados do segundo semestre do ano civil. Este regime é representado pelos Rios originários do hemisfério sul, como o Purus, o Madeira e seus afluentes, o Xingu e o Tapajós.

b) Regime tropical boreal: É característico do Rio Branco em Roraima, afluente do Rio Negro. Tem o pico de cheia bem marcado no segundo semestre do ano civil e o período de seca na metade do primeiro semestre do ano civil;

c) Regime equatorial: Representado pelo Rio Negro e também pelos Rios Iça e Japurá. O pico de cheia é alcançado no meio do ano, sendo que por vezes observa-se até dois picos de máxima no ano. Nesses Rios o período de seca é observado na primeira metade do ano civil;

d) Regime equatorial alterado: É o regime observado nos Rios Solimões e Amazonas. Tem a influência dos três regimes citados anteriormente com as cheias entre maio e junho e a vazante máxima entre outubro e novembro.

Do ponto de vista dos regimes hidrológicos, Filizola realizou trabalho em três estações do Rio Purus presentes na Tabela 4 e mostrou características hidrológicas muito semelhantes entre Seringal Fortaleza e Lábrea.

Tabela 4. Resultados de vazão líquida, vazão sólida, balanço do fluxo sólido e a produção específica de sedimentos em suspensão. Fonte: Filizola, 2011.

Estação ANA	Q (m ³ .s ⁻¹)	QS (ton.ano ⁻¹)	Balanço (%)	Prod. Específica (ton.km ⁻² .ano ⁻¹)
Seringal Fortaleza	3,6E+03	1,03E+08		671
Lábrea	5,5E+03	6,84E+07	-33%	310
Arumã - Jusante	1,1E+04	4,72E+07	-31%	131

Na Figura 3 (Seringal Fortaleza) e na Figura 4 (Lábrea), onde o eixo das abscissas representa os 12 meses do ano e o eixo das ordenadas as vazões em m³/s, temos um regime predominantemente tropical austral.

Segundo Filizola et al. (2002), esse tipo de regime na Bacia Amazônica é representativo dos principais tributários à margem direita do Rio Solimões / Amazonas e caracteriza-se por vazões mais altas no início do segundo trimestre do ano civil, março e abril, e por vazões mais baixas no início segunda metade do ano civil, entre os meses de agosto e setembro.

No curso inferior do Rio Purus, na estação de Arumã Jusante (359.850 km²), observa-se na Figura 5 um hidrograma com um pico suave de abril a julho, essa discordância com as estações mais à montante é reflexo do barramento hidráulico que o Rio Solimões exerce no Rio Purus, e por isso nesta estação o padrão observado do hidrograma tem características de uma estação no Solimões.

Comparativamente, é apresentado o hidrograma com os dados de vazão coletados nos últimos seis anos (de 2009 a 2014) na estação de medição de vazão na Foz do Rio Purus, jusante a cidade de Beruri, nota-se o efeito de barramento hidráulico proporcionado pelo Rio Solimões. A Figura 6 ilustra esta informação em que esta estação tem comportamento idêntico ao apresentado em Arumã-Jusante, um regime do tipo equatorial, típico do Rio Solimões.

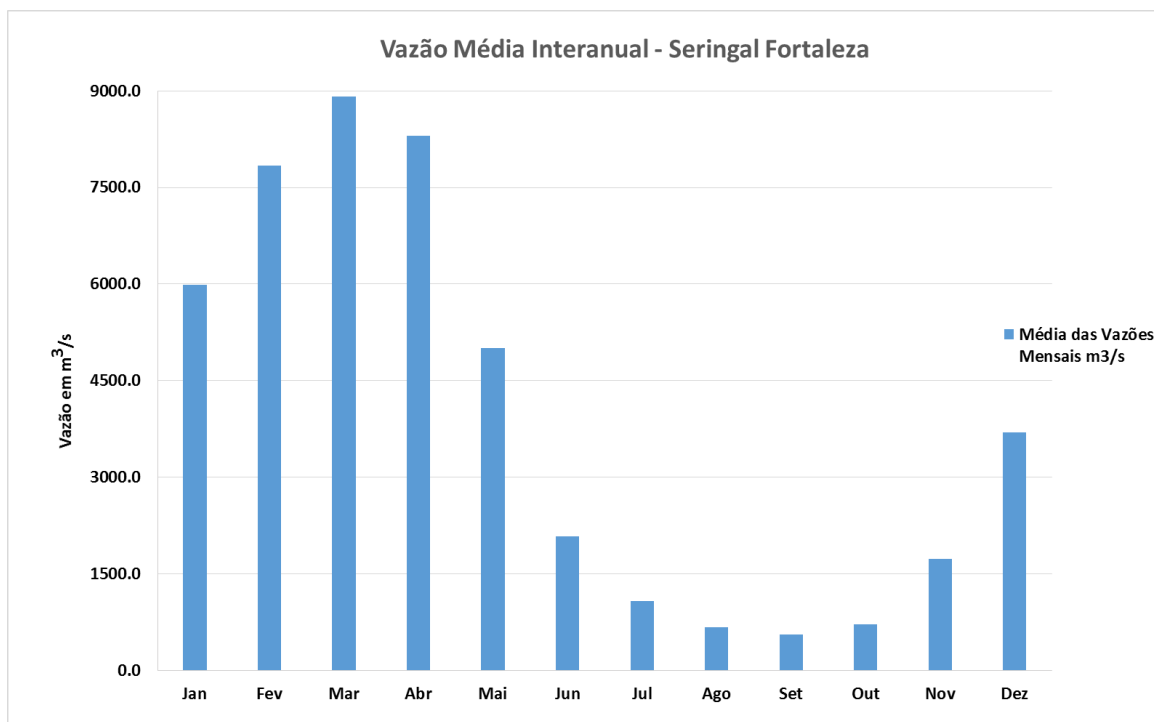


Figura 3. Regime hidrológico do tipo tropical austral na estação de Seringal Fortaleza. Atualizado até agosto de 2014. Fonte: Adaptado de Filizola, 2011.

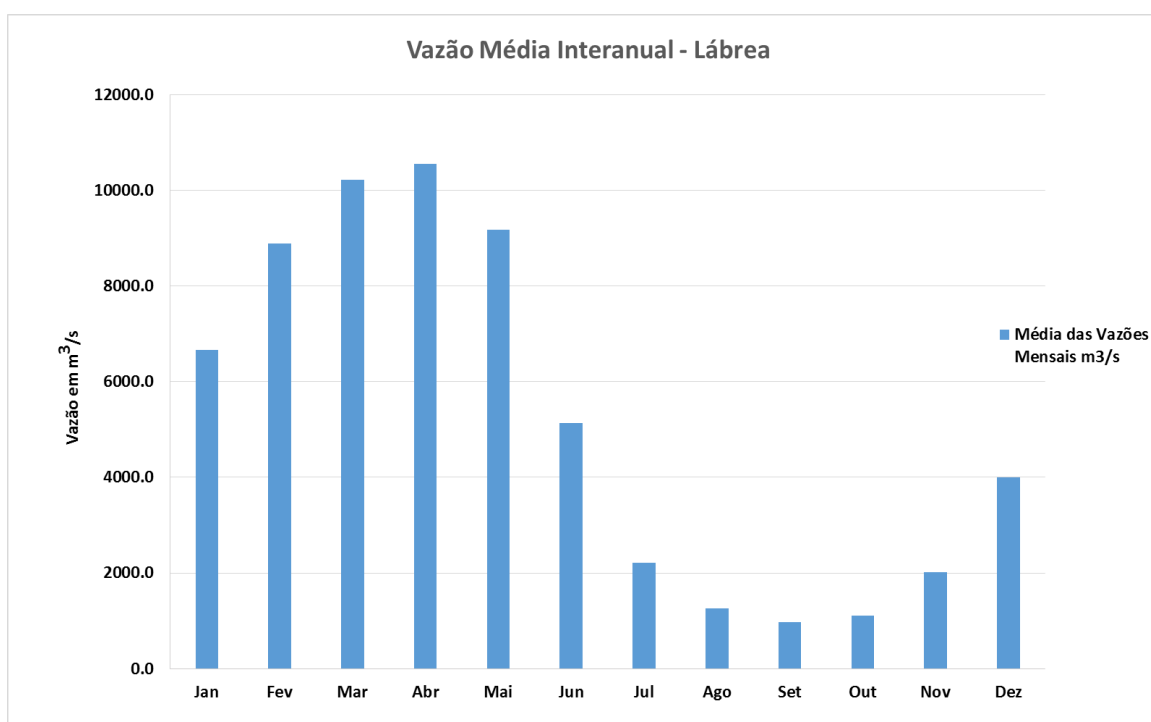


Figura 4. Regime hidrológico do tipo tropical austral na estação de Lábrea. Atualizado até agosto de 2014. Fonte: Adaptado de Filizola, 2011.

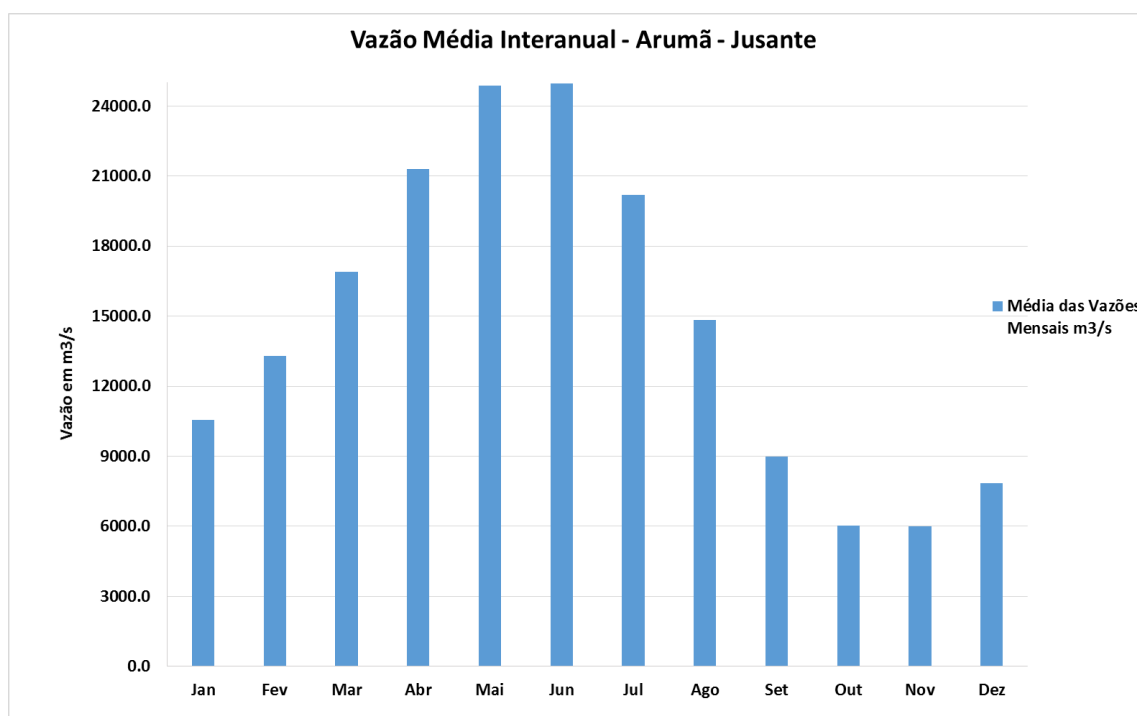


Figura 5. Regime hidrológico equatorial alterado na estação de Arumã-Jusante. Atualizado até agosto de 2014. Mudança de regime comparando com as estações de montante. Fonte: Adaptado de Filizola, 2011.

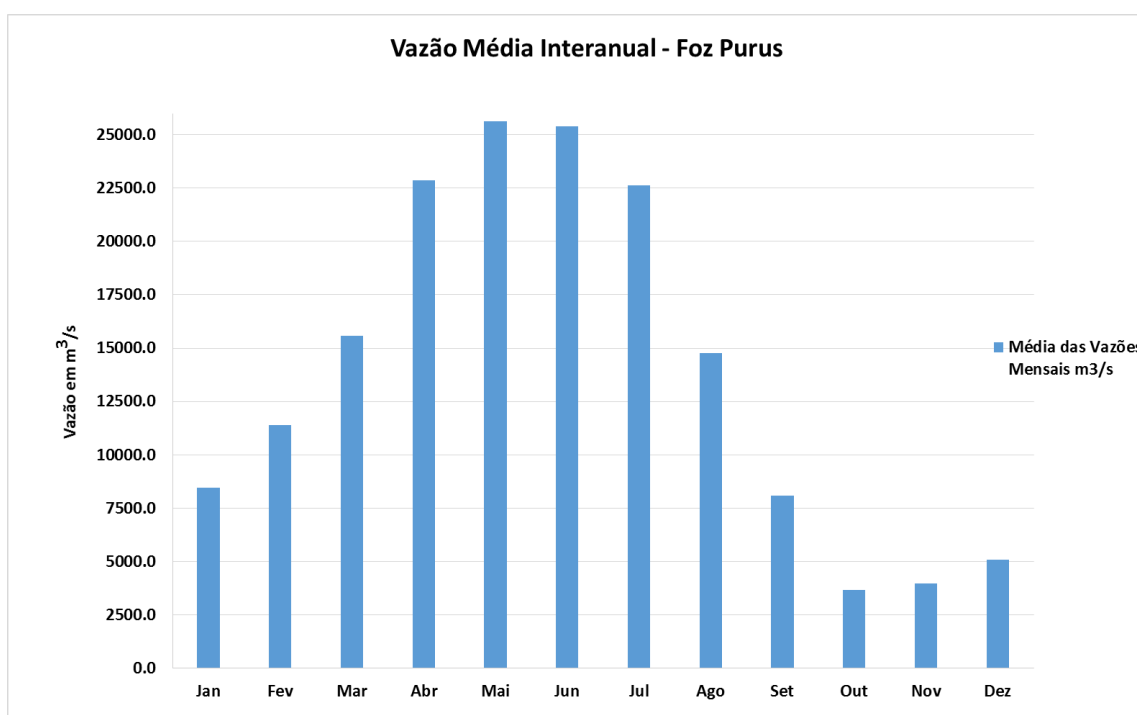


Figura 6. Regime hidrológico da estação de vazão na Foz do Purus baseados nos dados colhidos pelo Projeto SACE Amazonas do Serviço Geológico do Brasil no período de 72 meses entre 2009 e 2014. Fonte: Santos, 2015.

A distribuição sazonal da precipitação na Amazônia apresenta diferenças marcantes, principalmente, entre o norte e o sul. A precipitação média é da ordem de 2200 mm.ano⁻¹ (Espinoza et al., 2007). Próximo à foz do Amazonas, no litoral do Pará, e na porção ocidental da bacia, o total pluviométrico médio anual excede os 3000 mm.ano⁻¹. Nas porções centro-norte e sul-sudeste têm-se os valores menores e da ordem de 1750 mm.ano⁻¹ (Salati e Marques, 1984).

Sobre o regime de chuvas na bacia do Purus, utilizou-se duas fontes de dados das chuvas observadas, a primeira com base em dados do Projeto Atlas Pluviométrico do Brasil e a segunda com os dados do satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission do programa Earth Science* da NASA e JAXA).

O projeto Atlas Pluviométrico é uma ação dentro do programa de Levantamentos da Geodiversidade do Serviço Geológico do Brasil, que tem por objetivo reunir, consolidar e organizar as informações sobre chuvas obtidas na operação da rede hidrometeorológica nacional (www.cprm.gov.br).

O Atlas foi elaborado utilizando os dados de uma série histórica de dados pluviométricos que vai de 1977 a 2006. Estes dados foram processados através de um sistema de informações geográficas (SIG), para todo o território nacional, gerando informações sobre o comportamento das precipitações anuais, trimestrais, mensais e diárias máximas anuais, curvas IDF (intensidade, duração e frequência), entre outras.

Para este trabalho, extraiu-se os valores das precipitações médias anuais ocorridos dentro da bacia hidrográfica do Purus extrapolando os resultados para a área da bacia que está fora do território Brasileiro, esta área, de acordo com Sousa Jr (2006), representa apenas 6% desta bacia (Figura 7).

O *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) é um projeto espacial de cooperação científica que envolve a NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e a JAXA (*Japan Aerospace Exploration Agency*). O TRMM foi projetado para medir a precipitação tropical e sua variação a partir de uma órbita baixa da inclinação da combinação de um conjunto de sensores para superar muitas das limitações de sensores remotos previamente utilizados para essas medições a partir do espaço.

A equipe de ciência TRMM determinou que o objetivo fundamental da missão é compreender o papel do calor latente na condução da circulação da atmosfera global. Com a inclusão de um radar de chuva, o TRMM pode estimar o perfil vertical do calor latente que é libertado através de condensação. A precipitação tropical e consequente aquecimento estão concentrados na Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Isoietas Anuais na Bacia do Purus - 1977 a 2006

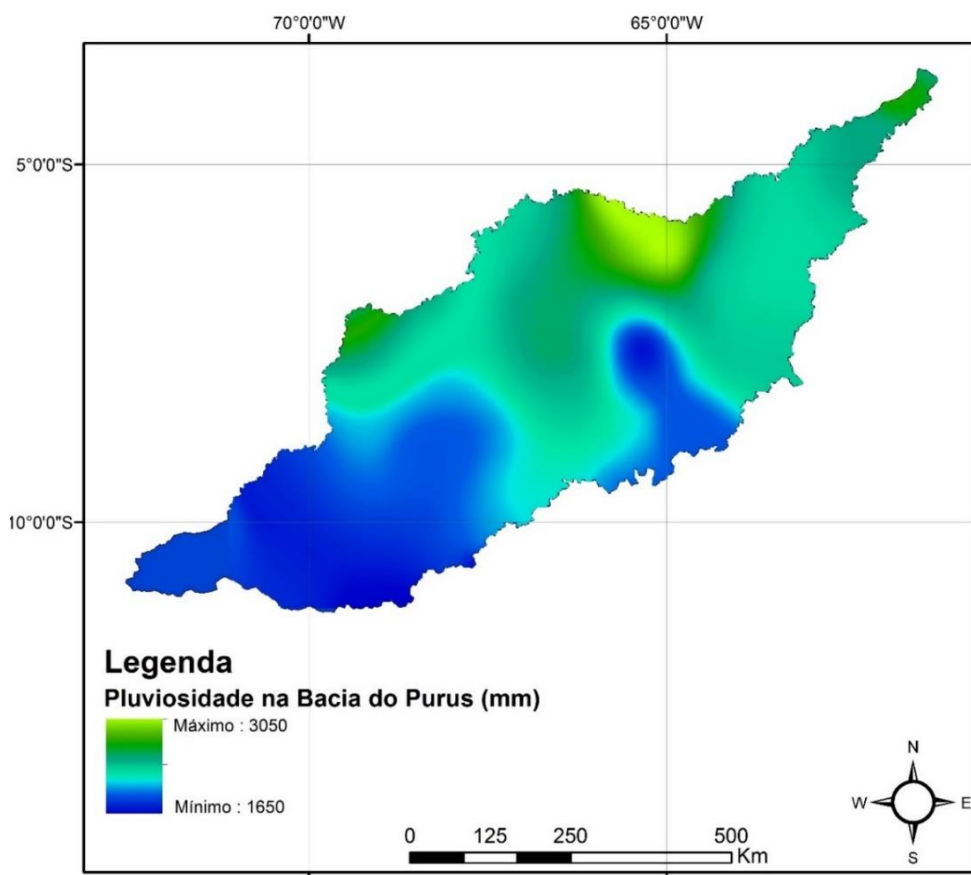


Figura 7. Mapa com a pluviosidade observada. Dados extraídos das Isolinhas da média dos totais anuais de precipitação, Projeto Atlas Pluviométrico do Brasil. Fonte: Projeto Atlas Pluviométrico do Brasil – CPRM (2010).

A Figura 8 mostra como a chuva está especializada na bacia, percebe-se que a maior concentração ocorre do meio para as regiões mais baixas, próximo da foz. Através destes dados elaborou-se também os hidrogramas com as médias mensais interanuais e as médias anuais da série de 12 anos de dados, Figura 9 e Figura 10.

Os dados de precipitação TRMM podem servir para estudos do ciclo hidrológico global e para testar o realismo dos modelos climáticos, sua capacidade de simular e prever o clima com precisão na escala de tempo sazonal e também outras questões científicas, tais como os efeitos do El Niño no clima poderiam ser resolvidos com uma série histórica confiável de observações de chuva tropicais (JAXA, 2015).

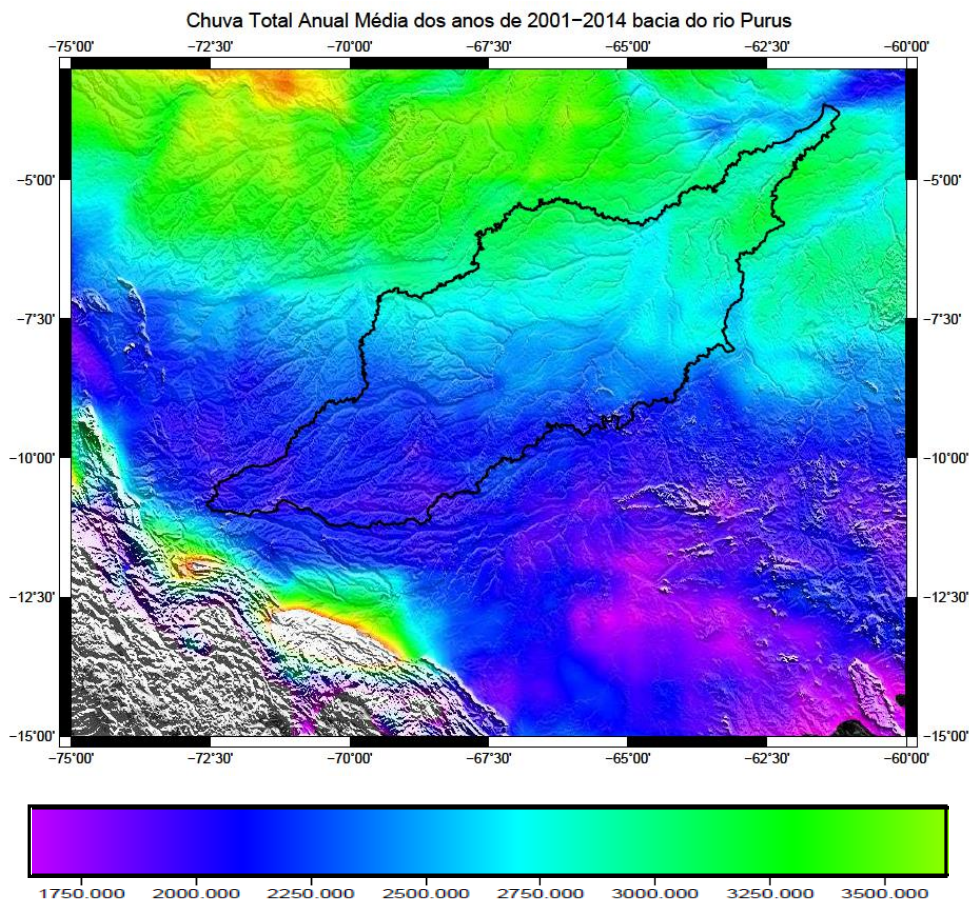


Figura 8. Chuva Total Anual Média dos anos de 2001–2014 bacia do Rio Purus. Fonte: TRMM NASA.

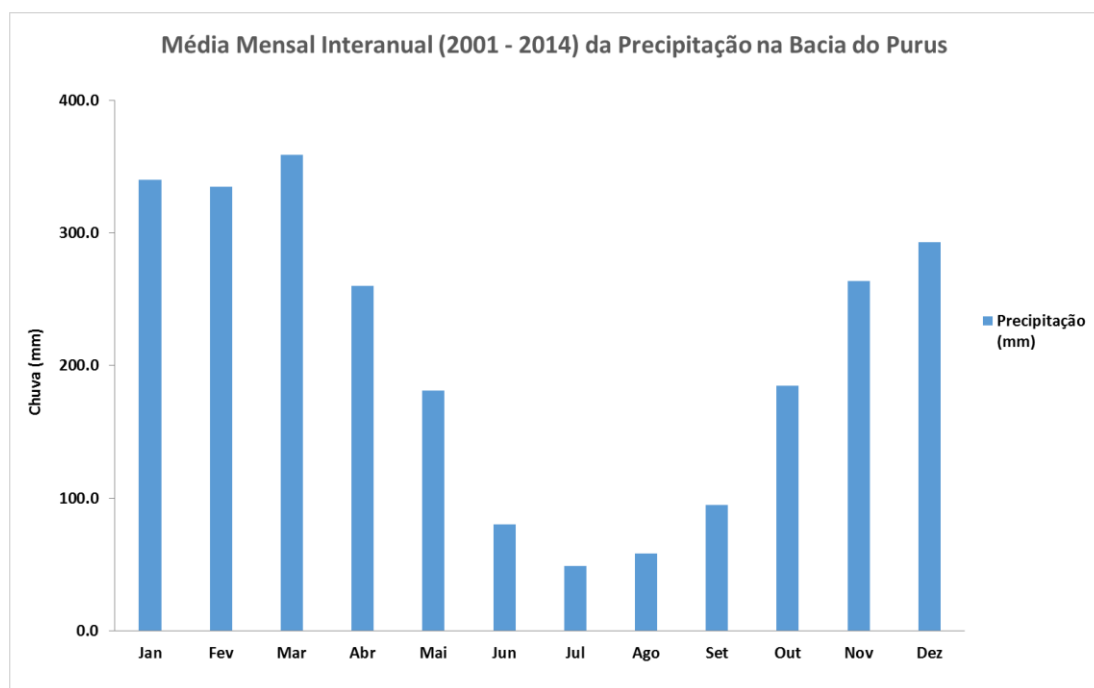


Figura 9. Hidrograma com a média mensal interanual entre os anos de 2001 a 2014 na bacia do Rio Purus. Fonte: TRMM NASA.

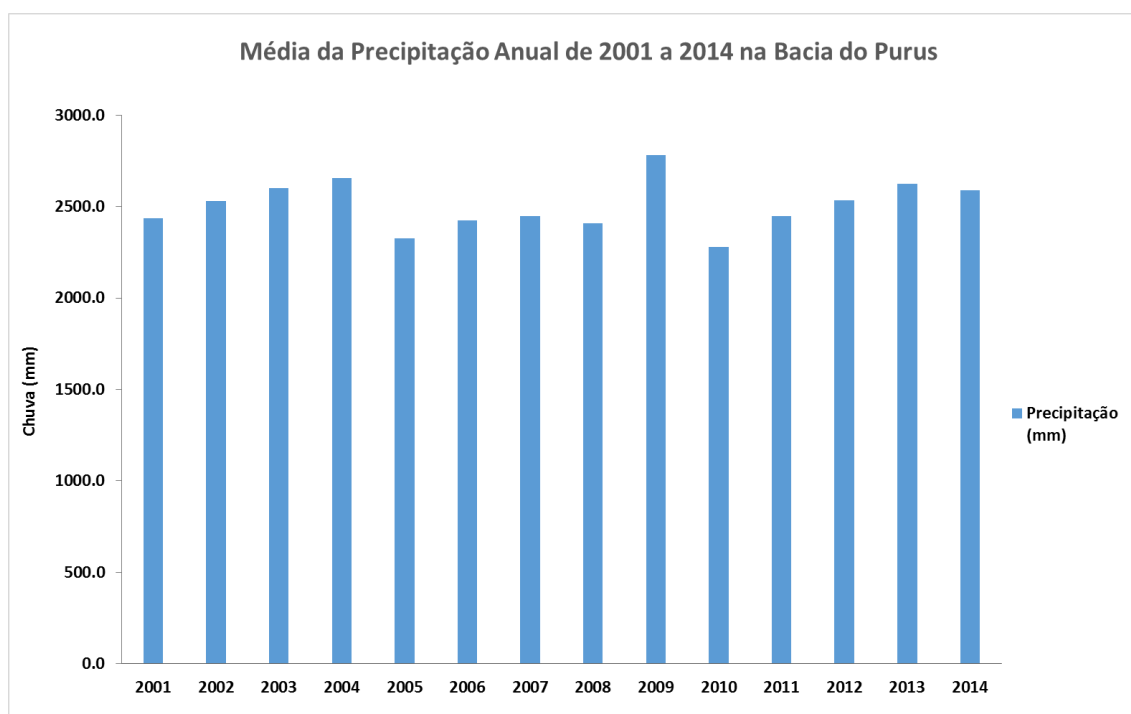


Figura 10. Hidrograma com a média total anual entre os anos de 2001 a 2014 na bacia do Rio Purus. Fonte: TRMM NASA.

4.3. Climatologia

A região Amazônica é cortada pela linha do equador, portanto detém áreas presentes em ambos os hemisférios, possui apenas duas estações distintas, chuvosa e seca (ou menos chuvosa). O clima da região estudada, definido segundo a consagrada classificação de Köepen (IBGE, 1990) apresenta variações (Af - Sempre úmido e Am – Curta estação seca), caracterizados por chuvas abundantes em especial no noroeste do Amazonas (Figura 11).

Dallarosa (1996) estudou os fluxos de energia envolvidos no balanço de radiação à superfície e destacou a importância da floresta na transformação de grande parcela da energia solar em calor latente de evaporação e ressaltando sua importância no controle natural do clima. A radiação solar constitui fator primordial sobre o regime das chuvas, determinando a posição de um dos principais sistemas produtores de tempo na região.

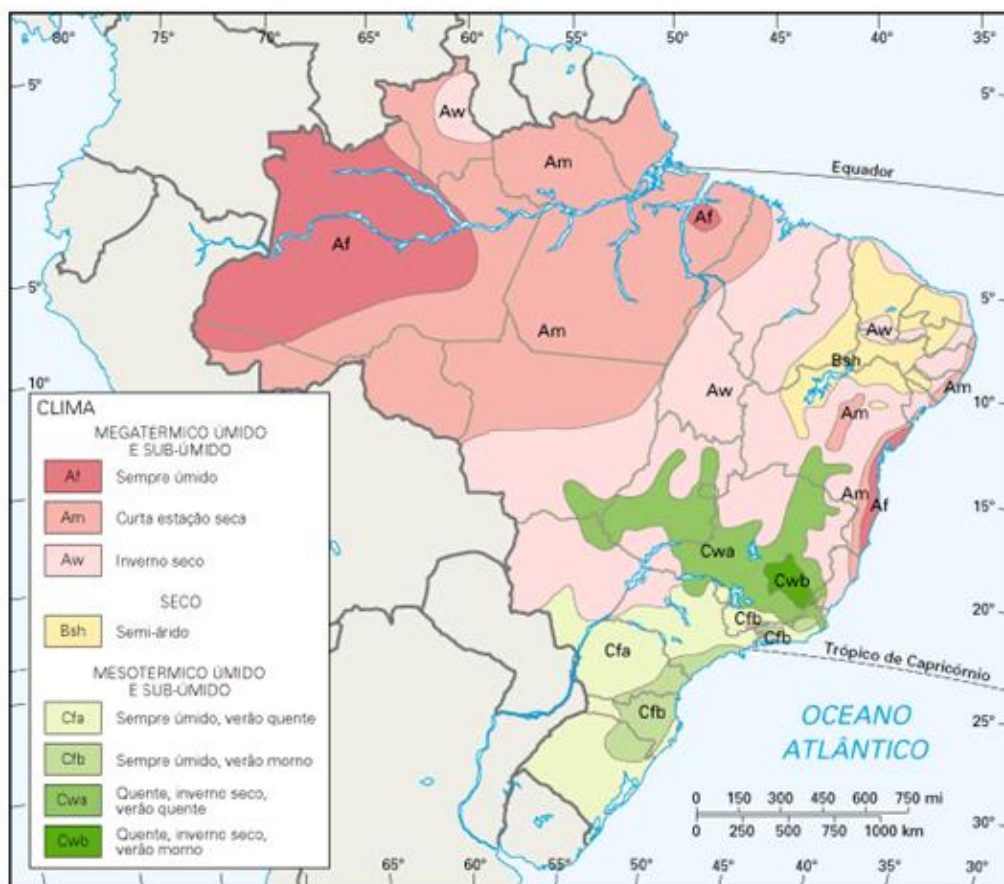


Figura 11. Distribuição dos climas no Brasil pelo método de classificação climática de Köppen (IBGE, 1990).

Outro aspecto relevante no estabelecimento do quadro de chuvas na região é o comportamento térmico dos oceanos. O oceano Pacífico contribui efetivamente durante períodos de anomalias positivas ou negativas de temperatura da sua superfície nas regiões conhecidas como Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 e Niño 4. Tal contribuição se dá por alterações temporárias nos padrões do escoamento troposférico sobre distintas regiões remotas, dentre as quais algumas áreas no setor norte da Amazônia.

No que diz respeito ao oceano Atlântico sua contribuição é mais regular uma vez que representa a fonte de vapor responsável por metade das chuvas que ocorrem na Amazônia (Salati e Marques, 1980).

Segundo Nobre e Molion (1988) a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é o ramo ascendente da Célula de Hadley na circulação de Hadley-Walker. A ZCIT, para os trópicos, é um dos mais importantes sistemas, fazendo parte da circulação geral da atmosfera.

A variabilidade interanual do sistema hidro climatológico está fortemente relacionada ao El Niño/Oscilação Sul. De modo mais geral, a temperatura da superfície do mar (TSM) do Pacífico e Atlântico tropicais controlam a variabilidade da precipitação na Amazônia, e as

anomalias da TSM do Atlântico Sudoeste influenciam a variabilidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Fisch et al., 2006).

A forte e extensiva convecção tropical sobre o continente durante o verão do Hemisfério Sul transporta o calor latente para a alta troposfera e o distribui às zonas temperadas. Ao fazer isso, floresta e convecção, juntas, resfriam a Amazônia, ao mesmo tempo em que se torna uma intensa fonte troposférica de calor para a circulação atmosférica global. Desse modo, a liberação de calor latente é uma grande fonte de calor na região e é responsável pelas características da circulação regional do verão austral (Silva Dias et al., 1987); ela também pode gerar anomalias significativas na circulação dos Hemisférios Norte e Sul como padrões de tele conexão (Grimm e Silva Dias, 1995).

Segundo Garcia (2010) a combinação de características oceânicas e atmosféricas forma uma região propícia para localização da ZCIT, como:

- a) zona de convergência dos alísios (de sudeste e de nordeste);
- b) região do cavado equatorial;
- c) zona de máxima Temperatura da Superfície do Mar (TSM);
- d) região de máxima convergência de massa e
- e) banda de cobertura de nuvens convectivas.

Outro sistema de grande escala atuante na região Amazônica é a Alta da Bolívia. Trata-se de uma circulação de alta troposfera sobre a América do Sul caracterizada por apresentar o desenvolvimento de um anti-ciclone em altos níveis (200 hPa) durante os meses de verão, associado com uma forte convecção da região Amazônica, resultado da convergência do ar mais aquecido e umidade nos baixos níveis (850 hPa) e divergência do ar que se resfria em altos níveis da atmosfera (200 hPa) com variação de sua posição tanto intra-zonal quanto inter-anual (FISH et al 1998).

Além dos sistemas de grande escala climática, existe a atuação das Linhas de Instabilidade tropicais (LI). A primeira descrição deste fenômeno atmosférico ocorreu em 1945 em estudos realizados por Hamilton e Archbold (1945). Entretanto, a primeira documentação desses sistemas ocorreu somente em 1969, com pesquisas realizadas por Zipser (1969) na região tropical.

As LI consistem basicamente de nuvens Cumulonimbus, que em geral possuem bastante precipitação, e apresentam na sua retaguarda uma nuvem do tipo bigorna. Estes sistemas que se formam ao longo da costa norte-nordeste da América do Sul, como resultado de convecção

induzida pela brisa marítima, foram chamados linhas de instabilidade costeiras na Amazônia (ACSL) (Garstang et al, 1994).

As LI's se formam na costa norte-nordeste da América do Sul, da Guiana Francesa até o estado do Maranhão, associadas à circulação de brisa marítima junto à costa. Para o nordeste do estado do Pará as LI's chegam a representar 45% das chuvas da região (Cohen, 1989).

Espinoza et al. (2009) complementaram os estudos sobre a distribuição espacial e temporal das chuvas na Amazônia realizados por Salati, Marquez e Molion (1978), Marengo (1995), Guyot et al. (1999); Sombroek (1999); Marengo e Nobre (2001) e Marengo (2004). No seu estudo, Espinoza aborda a porção brasileira da bacia Amazônica com um detalhamento do clima na região dos Andes.

Segundo os autores, a região possui uma precipitação média de, aproximadamente, 2200 mm.ano⁻¹, com três centros de precipitação abundante:

a) O primeiro localizado no noroeste da Amazônia (na fronteira entre Brasil, Colômbia e Venezuela), com chuvas de 4000 mm.ano⁻¹. Nessa região, não existe período seco. Esses valores de precipitação elevados próximo à Cordilheira dos Andes são associados à ascensão orográfica da umidade transportada pelos ventos alísios de leste da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT);

b) O segundo centro está localizado na parte central da Amazônia, com precipitação de 3000 mm.ano⁻¹, que está relacionado com a penetração de sistemas frontais da região sul, interligando e organizando a convecção local. A floresta tropical mantém a umidade elevada em baixos níveis, que é reciclada pela atividade convectiva: 50% do vapor de água que é precipitado pelas chuvas é gerado localmente pela evapotranspiração;

c) O terceiro está na parte leste da bacia Amazônica, no litoral do Pará ao Amapá, com precipitação de 4000 mm.ano⁻¹. Deve-se, possivelmente, às linhas de instabilidade que se formam ao longo da costa, durante o fim da tarde, forçadas pela circulação.

Na Amazônia as regiões mais chuvosas encontram-se no delta do Amazonas e no Noroeste da Bacia (Colômbia, norte do Equador, nordeste de Peru e noroeste de Brasil) devido a sua exposição à ZCIT (>3000 mm.ano⁻¹). As precipitações também são abundantes perto da posição média da ZCAS estabelecido durante o verão austral desde ao noroeste da Bacia Amazônica ao sudeste nas costas do Atlântico Sul (Carvalho et al., 2004).

4.4. Sedimentologia

Os sedimentos em suspensão são parte de um processo que é impossível de ser acompanhado em sua plenitude à escala de uma vida humana. Tal processo é denominado de ciclo das rochas. O sedimento presente no curso d'água é originado da erosão na bacia e da erosão no próprio leito e nas margens. Em ocasiões de chuvas as enxurradas transportam muitas partículas para o Rio onde esse sedimento se move em suspensão ou no leito, rolando, deslizando ou em saltos (Carvalho, 2000).

Dependendo da velocidade da corrente e do efeito de turbulência, partículas do leito podem entrar no meio líquido e ficar em suspensão e aí permanecer até que voltem a se mover no leito quando as forças atuantes se reduzirem. As partículas se movem no leito também sob a ação da corrente, mas cada uma está sujeita à resistência de atrito, o que resulta em menor velocidade de movimento do que aquelas que estão em suspensão (Carvalho, 2000).

A erosão é um conjunto de processos complexos, responsáveis por aplainar o relevo, por formar os solos e pela transferência dos sedimentos. Tais processos estão implicados no ciclo de evolução de uma rocha, desde sua desagregação mecânica ou de sua alteração química até o seu transporte para o oceano (Maneaux, 1988).

Em suspensão no meio líquido, as partículas finas como argilas e siltes encontram-se em maior quantidade, mas também é possível notar a presença de pequena quantidade de material grosso, como areias. Em regime de grandes velocidades e turbulência a quantidade de areia em suspensão pode aumentar. O movimento de partículas em suspensão é considerado igual à velocidade da corrente (Carvalho, 2000).

As montanhas têm fundamental importância na produção de sedimentos, pois se constituem como a grande matriz de desagregação e erosão das partículas sólidas transportadas pelos Rios. Na bacia Amazônica 82% do total da descarga de sedimentos suspensos nos Rios vêm de apenas 12% da área da bacia, a qual compreende o ambiente montanhoso, a Cordilheira do Andes (Sioli, 1975; Gibbs 1967; Meade et al. 1985; Filizola 1999; Filizola & Guyot, 2009).

O ciclo que consiste desde a desagregação de partículas sólidas nas montanhas até o seu depósito dentro da mesma bacia ou fora dela quando escoado para o oceano é chamado de ciclo hidrossedimentológico que está diretamente relacionado e completamente dependente do ciclo da água (Bordas & Semmelman, 2012).

O depósito ocorre quando há estagnação total das partículas em suspensão recém decantadas no fundo ou aquelas transportadas por arraste. E a consolidação é a continuação do

depósito das partículas quando ocorre o acúmulo de partículas sobre o fundo e sua compactação (Bordas & Semmelman, 2012).

O total da descarga sólida transportada por uma bacia hidrográfica para os oceanos depende de um conjunto de fatores além da produção de sedimentos. Na bacia Amazônica os Rios cujas nascentes estão na Cordilheira dos Andes (Rio Maranhão-Solimões-Amazonas e Rio Madeira, por exemplo) apresentam perfis longitudinais que caracterizam uma passagem abrupta de um domínio andino com forte gradiente em termos de altitude para uma planície com declividade extremamente baixa de 1 a 2 cm.Km⁻¹ (Filizola et al., 2002).

4.4.1. Sedimentos em suspensão na Bacia Amazônica

Desde os anos 50 a ciência vem estudando de maneira sistemática a hidrologia da Bacia Amazônica, o que permite hoje estimar que a contribuição desta grande bacia fluvial em relação à toda água doce que os Rios do globo fazem chegar aos Oceanos é entre 16% e 20% do total. (Filizola et al., 2009).

O cálculo do balanço hídrico constitui um dos modos comumente utilizados para apresentar o resultado desses estudos. Este cálculo, aparentemente simples, utiliza dados das variáveis precipitação, infiltração, escoamento e evapotranspiração, no entanto é bastante complexo e realizá-lo, em especial numa região com as características fisiográficas da Bacia Amazônica. (Filizola et al., 2009).

Essa complexidade, vem tanto de seu caráter regional/continental, quanto das dificuldades inerentes ao processo de monitoramento e coleta de dados em uma região de tão grandes dimensões (Filizola et al., 2009).

Determinar qual seria a descarga de sedimentos em suspensão que deságua no oceano da Bacia Amazônica não é uma tarefa simples. Isso é refletido no conjunto de publicações desde 1967 tendo como área de estudo tanto a estação de Óbidos, última estação hidrométrica do Rio Amazonas por onde passam cerca de 80% da descarga líquida da bacia, como a sua foz, com valores que variam desde 500 a 1.300 10⁶ t. ano⁻¹ (Filizola et al., 2009).

O primeiro trabalho a estimar a carga de sedimentos suspensos Rio Amazonas em 500 10⁶ t. ano⁻¹ foi de Gibbs (1967). Publicações posteriores aumentaram esse valor para 600 10⁶ t. ano⁻¹ (Oltman, 1968), 900 10⁶ t. ano⁻¹ (Meade et al., 1979), 1.100 – 1.300 10⁶ t. ano⁻¹ (Meade et al., 1985), 550 – 1.000 10⁶ t. ano⁻¹ (Nittrouer et al., 1986 e Nittrouer et al., 1995).

Filizola (1999) retoma valores anteriores e estima a descarga como sendo $600 \cdot 10^6 \text{ t.ano}^{-1}$. Posteriormente, Filizola & Guyot (2009) ampliaram a faixa de variação para valores entre $600 - 800 \cdot 10^6 \text{ t. ano}^{-1}$. Martinez et al. (2009) utilizando dados de sensoriamento remoto (sensor MODIS) estimou em $800 \cdot 10^6 \text{ t. ano}^{-1}$.

Wittmann et al. (2011) utilizando o método nuclídeos cosmogénicos Berílio 10, para estimar a carga de sedimentos de longo prazo e obteve um valor de $610 \cdot 10^6 \text{ t. ano}^{-1}$. Finalmente, Guyot et al. (2011) estimaram uma descarga de sedimentos em $872 \cdot 10^6 \text{ t. ano}^{-1}$. Essa variação de estimativas segundo Filizola et al. (2011) se deve por vezes aos diferentes métodos e abordagens utilizados, assim como diferentes períodos de medições.

Detalhando, os estudos mostraram ser os Andes a principal fonte de sedimentos para os Rios Amazônicos (Sioli 1964, 1984, Gibbs 1967, Guyot 1993, Filizola 1999, Filizola & Guyot 2009). Na região da planície Amazônica, processos de estocagem (sedimentação) e de ressuspensão já foram observados (Schmidt 1972). Tais fenômenos foram associados a mudanças no gradiente hidráulico ao curso do ciclo hidrológico (Meade 1985, 1988, Richey et al. 1986, Ferreira et al. 1988, Dunne et al. 1998).

A produção e o transporte de sedimentos em uma Bacia Hidrográfica são um marcador do uso de solo e de alterações naturais ou antrópicas. A Tabela 5 apresenta o histórico dos registros do transporte de material em suspensão da Bacia Amazônica, na estação de referência localizada no município de Óbidos-PA.

Tabela 5. Histórico da estimativa de descarga de sedimentos em suspensão na estação de Óbidos, Rio Amazonas. Fonte: Filizola et al, 2011.

Vazão Sólida (QS) 10^6 t. ano^{-1}	Fonte (Autor)
500	Gibbs, 1967
600	Oltman, 1968
900	Meade et al., 1979
1100 – 1300	Meade et al., 1985
550 – 1000	Nittrouer et al., 1995 e Nittrouer et al., 1986
600 – 700	Bordas, 1988; Filizola, 1999
600 – 800	Filizola, 2003; Guyot et al., 2005; Filizola e Guyot, 2009
800	Martinez et al., 2009
610	Wittmann et al., 2011
872	Guyot et al., 2011

O caso do Rio Purus, por se tratar de um Rio de difícil acesso, existem poucos estudos específicos no que diz respeito ao transporte de sedimentos. Analisando-se os fluxos de MES de um dos estudos realizados, percebe-se que no Rio Purus há uma mudança, ainda que pequena, na ordem de grandeza entre Seringal Fortaleza e Lábrea (rever Tabela 4). Em termos de balanço de fluxo de MES, o que se percebe é uma tendência de sedimentação ao longo dos trechos do Rio Purus com uma taxa aproximada em torno de 30%.

Do ponto de vista da produção específica, nota-se uma forte produção no alto-médio Purus (Seringal Fortaleza – estação mais a montante analisada). Na sequência, observa-se uma diminuição sucessiva na produção específica da ordem de 40% para as estações Lábrea e Arumã-Jusante.

4.5. Sensoriamento Remoto aplicado em meio aquático

Para as análises de sensoriamento remoto dos corpos d'água é necessário entender primeiramente como ocorre o processo de absorção e espalhamento da radiação incidente ou da luz solar descendente na coluna de água pura a fim de posteriormente compreender como o fenômeno ocorre na água não pura, ou seja, que contém matérias orgânicas e inorgânicas (Jensen, 2009).

Na água pura a mínima absorção e espelhamento da luz incidente na coluna d'água ocorre no comprimento de onda do azul (400 a 500 nm). Entre o violeta e o azul claro, a luz penetra mais do que qualquer outro tipo de luz na coluna d'água. No verde e vermelho (520 a 580 nm) a luz incidente é bem absorvida na coluna d'água, ocorrendo pouco espalhamento.

Contudo, nos comprimentos de onda do laranja e do vermelho (580 a 740 nm) o espalhamento da energia pelas moléculas de água torna-se insignificante quando comparado com a absorção por estas. No infravermelho próximo e médio (740 a 3000 nm) quase todo o fluxo radiante incidente que penetra em um corpo d'água pura e profunda é absorvido e pouco espalhamento acontece. Assim, a cor azul que vemos em uma coluna d'água pura se deve ao espalhamento molecular da luz violeta e azul e a significativa absorção de luz que ocorre nos comprimentos de onda do verde, amarelo, laranja e vermelho, (Figura 12).

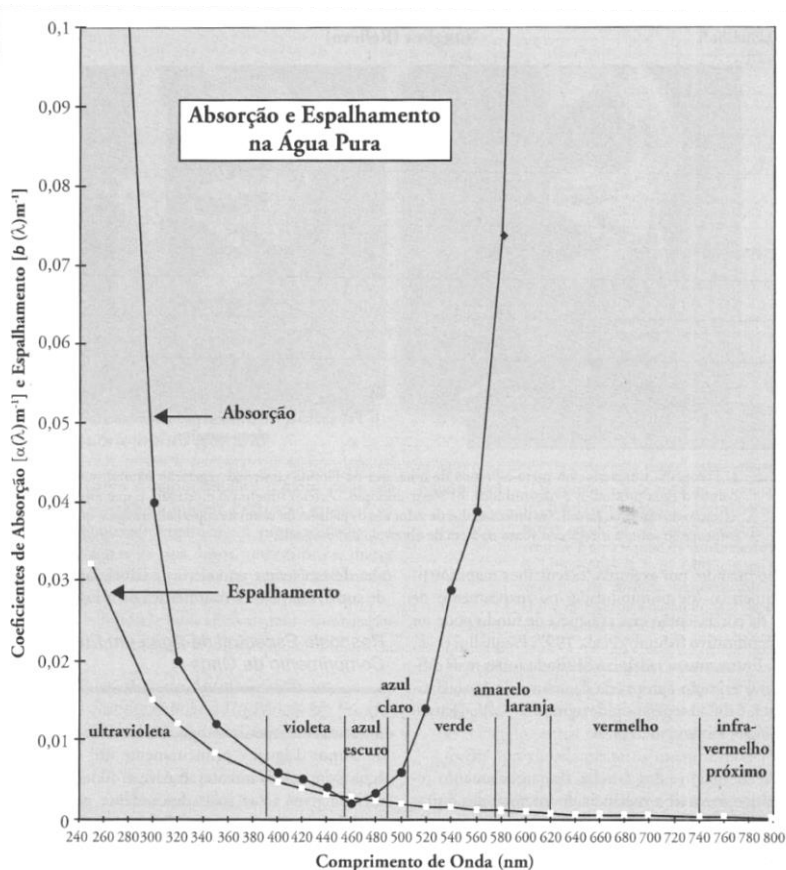


Figura 12. Absorção e espalhamento da luz em água pura. Fonte: Jensen, 2009, p. 414.

Quanto a concentração de sedimentos em suspensão em corpos d'água o trabalho de Lodhi et al. (1997), utilizando medidas *in situ* por meio de espectros radiômetros, conseguiu determinar as características de reflectância espectral de solos argilosos e siltosos na região de Nebraska, Estados Unidos, em várias concentrações de sedimentos em suspensão na água. Em uma análise comparativa da reflectância espectral da água clara (pura) com a da água que contém concentrações variáveis de sedimentos em suspensão de solos argilosos e siltosos, a água clara após cerca de 580 nm diminui sua reflectância espectral devido à absorção da coluna d'água. Quando a concentração de sedimentos em suspensão aumenta, a reflectância é maior em todos os comprimentos de onda para ambos os solos (Figura 13).

O solo siltoso apresentou aproximadamente 10% a mais de reflectância em todos os comprimentos de onda do que o solo argiloso. Isso se deveu ao fato do solo argiloso ter apresentado mais matéria orgânica e se tornado de cor mais escura. A reflectância aumentou na região de 580 a 690 nm (verde e vermelho) e na região do infravermelho próximo quando mais minerais estiveram suspensos nos corpos d'água (LODHI et al., 1997).

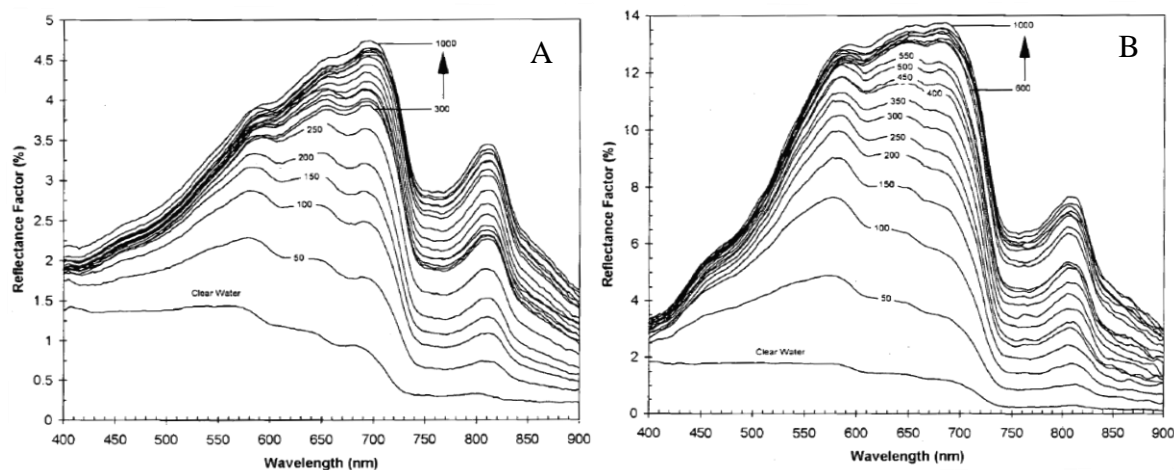


Figura 13. Reflectância espectral de água com diferentes níveis de sedimentos em suspensão (mg.L^{-1}): (A) solo argiloso; (B) solo siltoso. Fonte: LODHI et al. 1997, p. 114.

Como resultado Lodhi et al. (1997) conseguiram determinar que o comprimento de onda do visível de 580-690 nm fornece mais informações sobre o tipo de sedimentos (solos) em suspensão. Por sua vez, com o comprimento de onda do infravermelho próximo 714-880 nm é possível determinar a quantidade de sedimentos em suspensão presentes nas águas de superfície. Contudo, Jesen (2009) alerta que essas relações estatísticas podem não ser universalmente aplicáveis, sempre sendo necessário investigar as características de absorção e espalhamento da água e solos em suas áreas geográficas de interesse.

Os dados de concentração de sedimentos em suspensão obtidos por amostras *in situ* são fundamentais para se fazer uma boa correlação quantitativa com os dados espectrais extraídos por sensoriamento remoto, por meio de um coeficiente de correlação. Trabalhos anteriores realizados na Amazônia (Martinez et al., 2009; Espinoza et al., 2012a, Espinoza et al., 2012b, Soares, 2012 e Marinho, 2014) mostraram a possibilidade de se monitorar as concentrações de sedimentos em suspensão nos corpos d'água por sensoriamento remoto, descrevendo a relação entre essas concentrações e a reflectância observada nos mesmos.

4.5.1. Propriedades Ópticas da Água

A hidrologia óptica se refere ao estudo do comportamento da luz no meio aquático. Cabe distinguir por um lado as propriedades ópticas da água “pura” e pelo outro, das águas naturais. Evidentemente, as águas naturais são uma mistura de água “pura” com diferentes compostos em suspensão ou dissolução, que alteram significativamente as propriedades ópticas. Em geral,

devido às variações destes compostos, as propriedades ópticas das águas naturais mostram grandes variações temporais e espaciais (Bannister 1988).

A óptica é o ramo da Física que estuda o comportamento da luz em um meio material qualquer e, nesse contexto, a óptica hidrológica está relacionada com o comportamento da luz no meio aquático. Em águas naturais, as propriedades ópticas podem ser divididas em aparentes (POA) e inerentes (POI), e ambas afetam a intensidade e a composição espectral do campo de luz subaquático através de processos de absorção e espalhamento (Espinoza, 2013).

Segundo Espinoza (2013), as POA de um ecossistema aquático resultam da interação entre a radiação solar e o corpo d'água e, portanto, são influenciadas pelas condições climáticas, hidrológicas e a situação específica da medida *in situ* como por exemplo a profundidade, o período do dia, o período do ano, além das propriedades ópticas próprias do ecossistema aquático.

As POA são aquelas que dependem, tanto das características do corpo d'água, como da quantidade e a geometria do campo de luz. As principais POA são a reflectância e as funções de atenuação (funções K), são geralmente mais fáceis de medir, mas são mais problemáticas para relacionar com os parâmetros de interesse como exemplo o material em suspensão, pigmentos fotossintéticos e matéria orgânica dissolvida colorida, (Espinoza,2013).

Por sua vez, as POI de um ecossistema aquático são afetadas pela água propriamente dita, pela matéria orgânica dissolvida, fitoplâncton e pelo material em suspensão. Usualmente as propriedades ópticas inerentes são determinadas em laboratório e estudadas a partir de coeficientes ópticos. As POI mais importantes são o coeficiente de absorção e o coeficiente de espalhamento por unidade de volume. Outras são o coeficiente de atenuação e o albedo de espalhamento simples, são facilmente definíveis, mas podem resultar extremamente difíceis de medir (Espinoza,2013).

4.5.2. O Sensor MODIS presente nos satélites Terra e Aqua

De acordo com Novo et al. (2007), apesar do sensor MODIS não ter sido concebido para aplicações nos sistemas aquáticos continentais, seus produtos possibilitam a análise de material em suspensão (Tabela 6).

Tabela 6. Características do sensor MODIS a bordo das plataformas Terra & Aqua. * As bandas de 1 a 7 são usadas para aplicações terrestres e as bandas de 8 a 36 foram projetadas, para estudos atmosféricos e oceanográficos. ** Considerando-se a existência de dois sensores idênticos nas duas plataformas passando em horários diferentes. A frequência de passagem sobre o mesmo ponto diminui nas baixas latitudes. Fonte: Novo et al., 2007, p. 266.

Características		Relevância
Órbita	Heliossíncroma	Geometria de iluminação padronizada.
Altitude	705 Km	
Horário de Passagem (Equador)	10:30h / 13:30h	Resposta de curto prazo a forçantes climáticos tais como radiação, pressão e vento.
Bandas	36*	Quatro bandas para estudos da cor da água.
Resolução Espacial	250m / 500m	Limita as aplicações a grandes sistemas aquáticos – estudos regionais.
Resolução Temporal	1 ou 2 vezes ao dia **	Aumenta a probabilidade de aquisição de imagens sem cobertura de nuvens e a frequência de dados úteis.
Resolução Radiométrica	Quantização em 12 bits	Aumenta a capacidade de mudanças sutis na reflectância da água, aspecto fundamental tendo em vista a baixa radiação refletida pelos corpos d'água.
Largura da Faixa Imageada	2.330 Km	Permite o imageamento instantâneo de grandes corpos d'água, garantindo a aquisição de dados antes que haja modificação das propriedades do sistema.

Como visto na tabela, a largura da faixa imageada pelo sensor permite a aquisição instantânea de dados de grandes extensões de Rios e lagos, objeto do presente trabalho. Sensores como o TM (Thematic Mapper) do satélite Landsat-5 possuem um pequeno campo de varredura (185 Km de largura no terreno) e tempo de revisita para imagear a mesma feição de 16 dias. Esta característica dificultaria o uso de seus produtos em estudos de variabilidade da dinâmica de sedimentos nos sistemas aquáticos, em função da alteração deste parâmetro entre as aquisições das imagens (Novo et al, 2007).

A resolução radiométrica de 12 bits presente no sensor MODIS é um dos fortes parâmetros que o tornam eficientes para realização do trabalho pois permite registrar variações sensíveis de intensidade de sinal, discretizadas em 4.096 níveis. Assim torna-se possível detectar variações de energia refletida pelos sistemas aquáticos, que são caracterizados por baixas intensidades de sinal.

Com uma alta resolução radiométrica torna-se possível que a amplitude de níveis digitais das imagens seja acomodada para o realce de feições sutis, não detectáveis em sensores com

resolução radiométrica de 8 bits como é o caso do sensor TM do satélite Landsat-5 (Novo et al, 2007).

As imagens MODIS possuem ainda uma vantagem no seu processamento, o qual permite que elas sejam corrigidas “radiometricamente” e convertidas para imagens de reflectância na superfície, permitindo assim a geração de séries temporais de imagens e com menor dependência da variação de condições atmosféricas e da geometria de iluminação (Novo et al., 2007).

4.5.3. Imagens MODIS no estudo de sedimentos em suspensão na Bacia Amazônica

Martinez et al. (2009) analisaram o aporte de sedimentos em suspensão no Rio Amazonas, na estação de Óbidos, utilizando dados de amostras de campo a cada 10 dias desde 1995 (390 amostras disponíveis) do Projeto ORE/HYBAM e estimativas de sensoriamento remoto derivada do sensor MODIS (atualmente com mais de 700 imagens disponíveis desde 2000).

Os resultados mostraram que os fluxos líquidos em escala de tempo interanual variaram pouco no período avaliado. Na média, a variabilidade pode inclusive ser desprezada. Porém no mesmo período, registrou-se um aumento no fluxo de sedimentos da ordem de 20% aproximadamente. Neste caso, em Óbidos, a variabilidade interanual é muito mais significativa para a descarga de sedimentos do que a vazão do Rio (Martinez et al. 2009).

Segundo Martinez et al. (2009) a descarga líquida em Óbidos apresentou no período da pesquisa uma fraca correlação com a concentração de sedimentos em suspensão durante o ciclo hidrológico anual. Assim, a descarga de sedimentos do Rio foi avaliada multiplicando-se diariamente as medidas de descarga da água por parte da concentração média de sedimentos em suspensão em uma base mensal.

As comparações de descargas anuais de sedimentos realizadas usando amostras de campo e dados de satélite mostraram uma boa correlação com uma diferença média inferior a 1%. Os dados de concentração de sedimentos do Rio Amazonas derivadas do satélite foram combinados com os de campo para se obter uma série ininterrupta das médias mensais de descarga de sedimentos no período de 1995-2007 na estação de Óbidos (Figura 14).

Espinoza et al. (2012a) utilizaram imagens de satélite, sensor MODIS, para construir uma série de dados de sedimentos em suspensão em uma estação mal calibrada. Foram

analisados o caso das três estações perto da confluência dos Rios Marañon e Ucayali que formam o Rio Amazonas na Amazônia Peruana. Duas estações apresentavam séries temporais completas de amostras de sedimentos em suspensão a cada 10 dias sendo utilizado o período de 2004-2008. Contudo, a terceira localizada ao logo do Rio Ucayali falhou em fornecer estimativas válidas de concentração de sedimentos em suspensão do Rio.

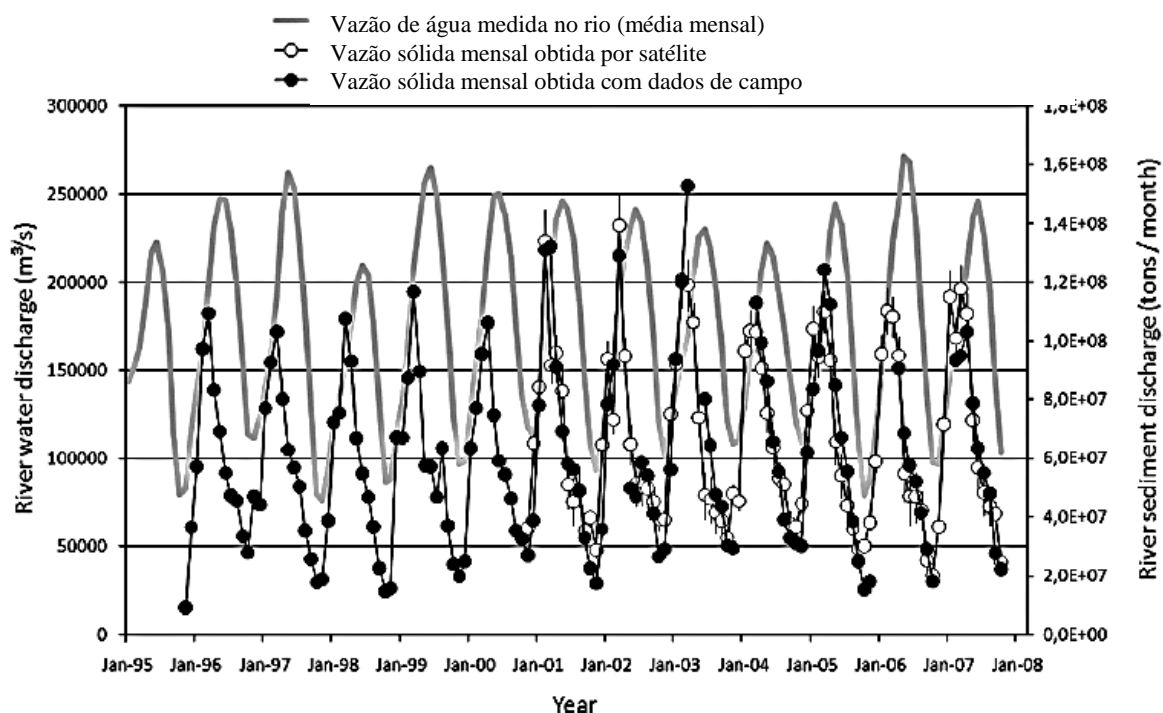


Figura 14. Comparações entre a descarga líquida (média mensal) com a descarga de sedimentos em suspensão derivadas de medições de campo e por imagens MODIS (adaptado Martinez, 2009).

Espinoza et al. (2012b) utilizaram imagens MODIS para analisar o processo de transporte de sedimentos em suspensão no Rio Madeira (Figura 15). Foram feitas medições de campo para coleta de amostras de água superficial, radiância espectral e granulometria durante 10 campanhas de 2007-2011. A relação entre a radiância espectral e a concentração de sedimentos em suspensão foi realizada utilizando tanto medições radiométricas de campo quanto dados de satélite. Além disso, foram utilizadas as amostras de sedimentos em suspensão, coletadas a cada 10 dias adquiridas pela rede de monitoramento do Projeto ORE/HYBAM, para realização de correlações com as imagens de satélite para o período de 2000-2011.

Espinoza et al. (2012b) realizaram uma recuperação por meio das imagens de satélite da série temporal da concentração de sedimentos em suspensão que apresentou uma boa precisão

durante o período de 11 anos em duas estações diferentes localizadas a uma distância de 800Km, entre si. Além disso, os dados de satélite serviram para analisar o padrão espaço temporal da concentração de sedimentos em suspensão ao longo de todo o Rio Madeira demonstrando evidências de sedimentação significativa e ressuspensão.

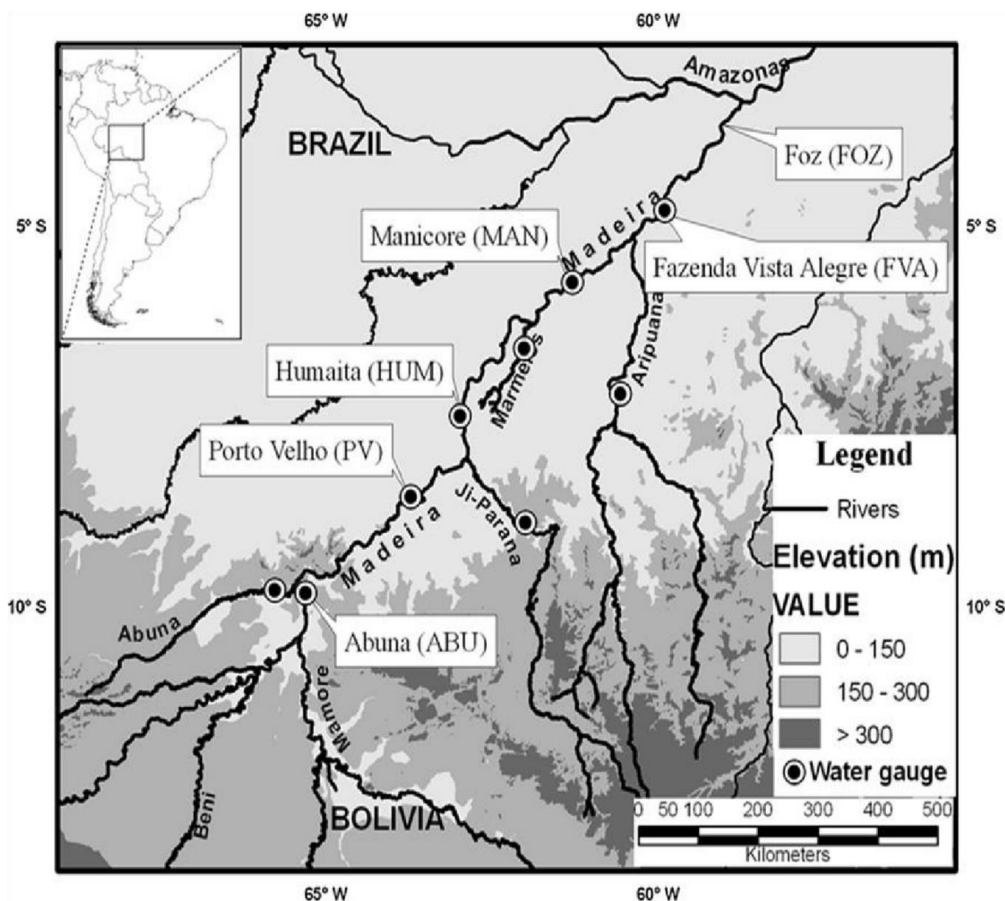


Figura 15. Rio Madeira e seus principais afluentes com as estações estudadas. Fonte: Espinoza et al., 2012b.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

Para alcançar os objetivos deste trabalho foi necessário organizar uma logística complexa de campo, laboratório e escritório. Na etapa de campo foram utilizadas técnicas de medições hidrométricas para obtenção da descarga líquida, nível fluviométrico, dados sedimentométricos e procedimentos para medição da radiometria *in situ*.

No laboratório ocorreram as análises das amostras de água coletada para extração de dados de concentração de sedimentos e granulometria. Após a consistência destes dados, ocorreu a correlação dos resultados de C_{ss} *in situ* com os dados processados de Rrs.

O trabalho de escritório consistiu na montagem do banco de dados das imagens MODIS, do banco de dados hidrológicos das medições realizadas bem como dos dados extraídos da Rede Hidrometeorológica Nacional e Rede SO-HYBAM, no processamento das imagens MODIS para extração das informações de reflectância por satélite (Rs) e na correlação destas informações com os resultados extraídos de campo (Css e Rrs).

A Figura 16 apresenta um fluxograma que expõe os eixos metodológicos deste trabalho.

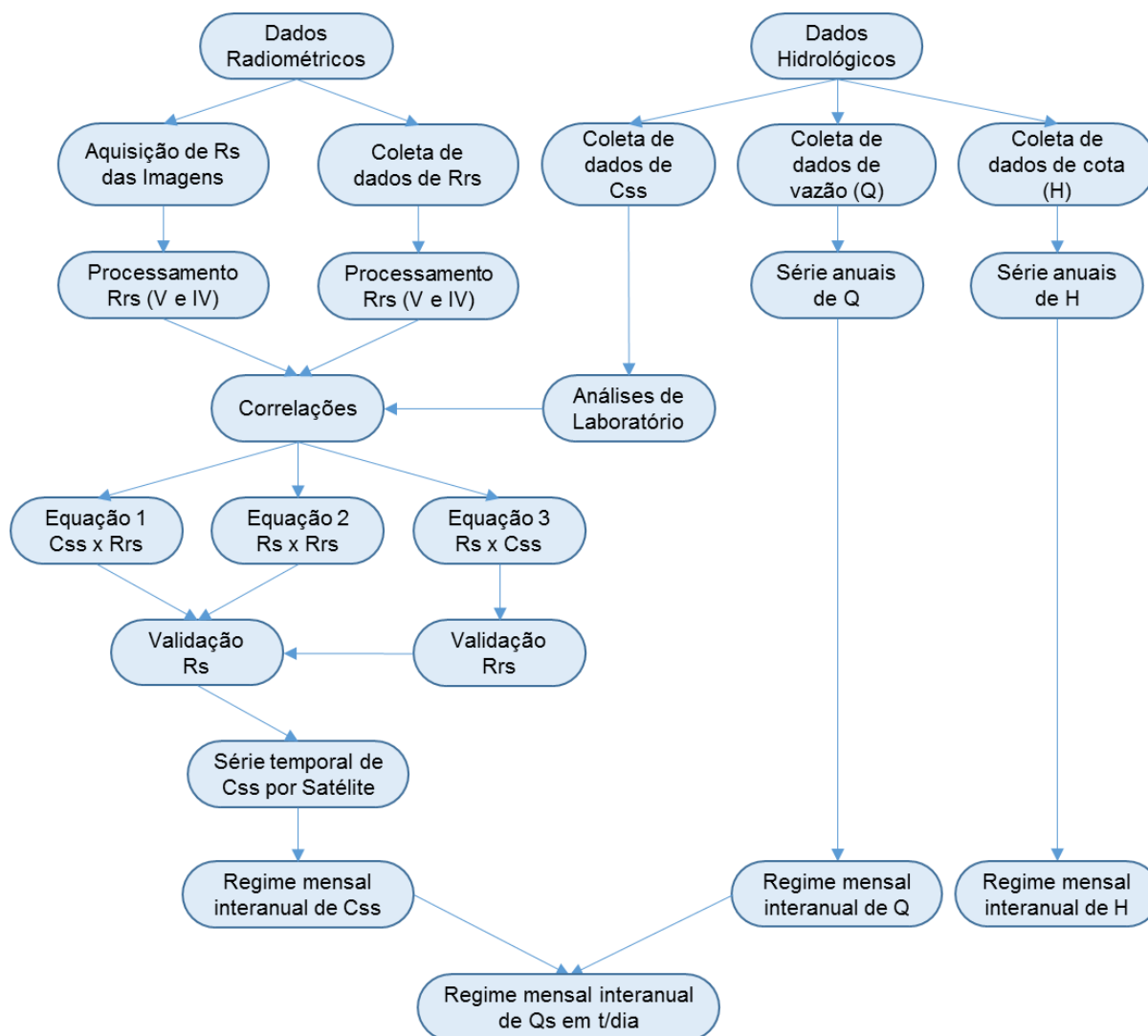


Figura 16. Fluxograma com os materiais e métodos da pesquisa.

5.1. Área de estudo

Para obter uma quantidade de dados hidrológicos suficientes e fazer uma boa correlação com os dados de satélite, optou-se em trabalhar nas estações hidrometeorológicas que

estivessem inseridas no plano de trabalho dos projetos financiadores desta pesquisa. Este fato ao mesmo tempo viabilizou a logística de campo.

Favoravelmente, as estações escolhidas são representativas das características geomorfológicas particulares existentes no baixo Purus e sua zona de confluência com o Solimões, além disso são estações bem conhecidas pela equipe de hidrotécnicos que realizam o trabalho de operação e manutenção da rede hidrometeorológica nacional.

Recentemente, em 2008, a CPRM iniciou um projeto que visava medir mensalmente a vazão do Rio Amazonas e seus principais afluentes e o Rio Purus foi contemplado com estas visitas mensais. As medições no Rio Purus ocorriam bem próximas a sua foz, a cerca de 8 km de distância.

Durante este processo existia uma dificuldade em relacionar a vazão medida na Foz do Purus com a cota da estação fluviométrica mais próxima, em Beruri. Esta estação não era operada pela CPRM e era necessário esperar a publicação dos dados no site da ANA.

Após uma visita de campo na estação de Beruri, através do projeto HYBAM em junho 2010, percebeu-se a importância de estender o estudo até esta estação, realizando junto com a medição o nivelamento da seção de réguas limétricas. Baseado nesta ideia, o monitoramento contínuo em Beruri foi iniciado, em maio de 2011. A Figura 17 mostra a região inicial de trabalho com as estações da Foz do Purus e Beruri.

Notou-se que em águas altas existia uma diferença significativa entre as medições realizadas na Foz do Purus e em Beruri, com distância relativamente pequena entre elas (aproximadamente 20 Km) e sem nenhuma influência de afluentes.

Em maio de 2012, realizou-se medições de vazão e coleta de sedimentos na estação de Paricatuba, uma estação mais a montante, a aproximadamente 120 km da foz do Purus.

Uma diferença muito grande entre as vazões de Beruri e Paricatuba evidenciou a influência do Solimões não apenas no remanso hidráulico, mas também no aporte de água no Rio Purus por meio de furos conectando os dois Rios na zona de confluência.

Este momento foi determinante para confirmar a hipótese de que somente os estudos realizados com dados obtidos a montante do Rio (ou seja, da estação de Beruri) poderiam fornecer informações robustas sobre as características do Rio Purus sem influência do Rio Solimões. Assim definiu-se a área de estudo apresentada na Figura 18.

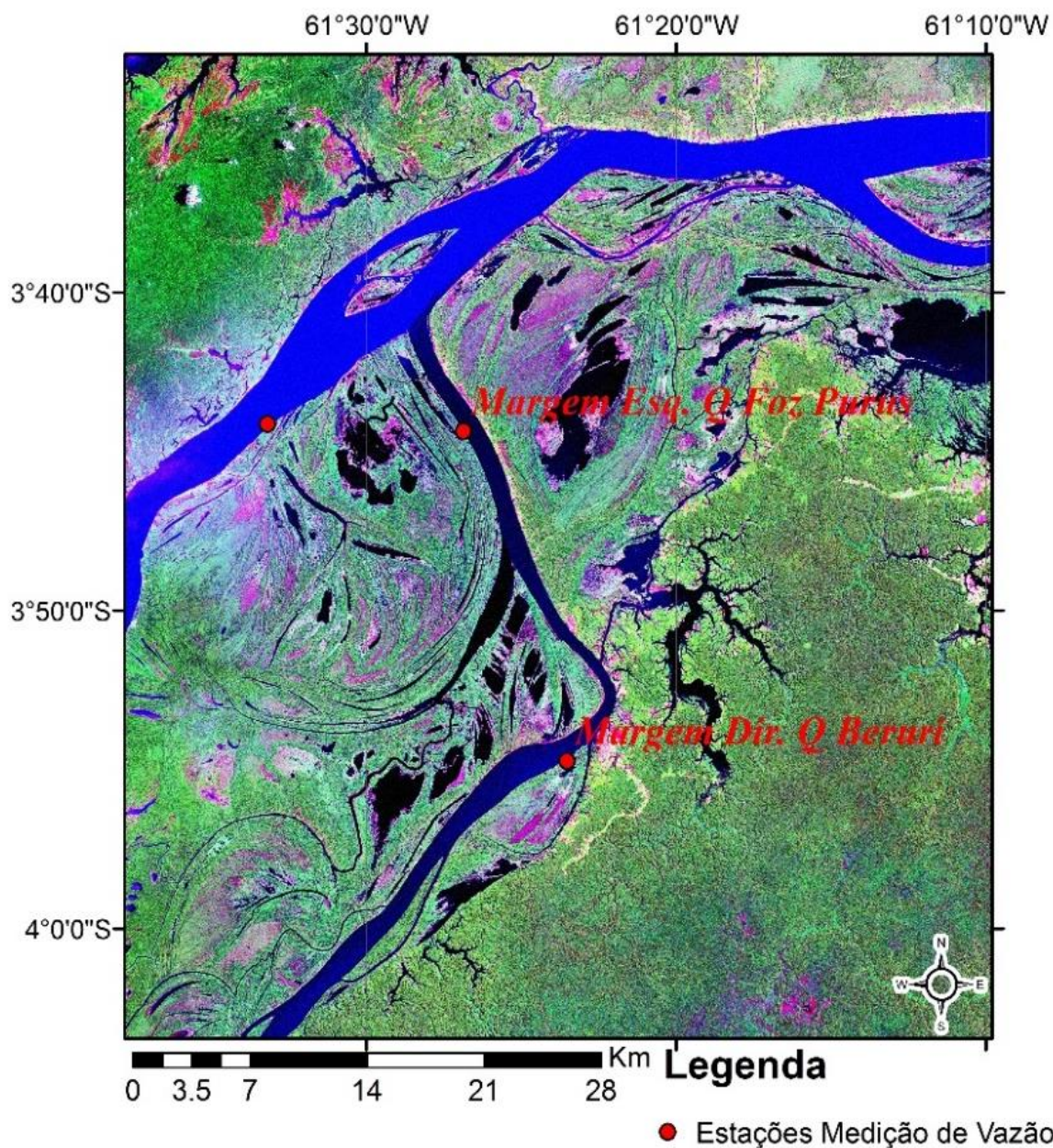


Figura 17. Imagem de satélite Landsat-5 com a localização das estações de medição de vazão da Foz do Purus e de Beruri. Fonte: NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

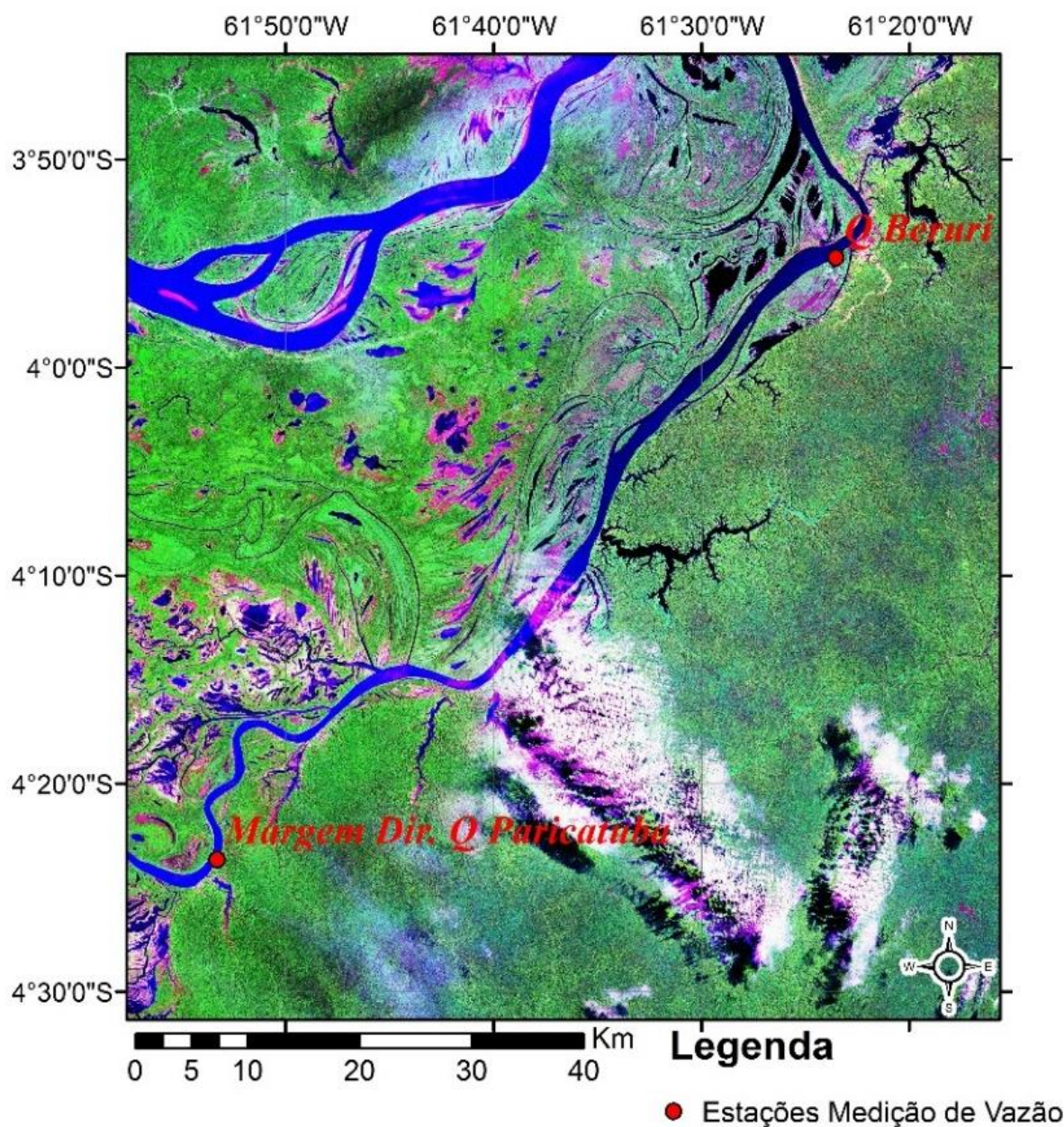


Figura 18. Imagem de satélite Landsat-5 com a localização das estações de medição de vazão em Beruri e Paricatuba. Fonte: NOAA.

Ao término do ciclo hidrológico 2013 / 2014, período que serviu para as coletas de dados do presente trabalho na região da figura 18, a CPRM passa a assumir a operação e manutenção das estações de Beruri, Paricatuba e Arumã Jusante, e a partir de janeiro de 2015 as visitas mensais se estenderam até a região da Figura 19.

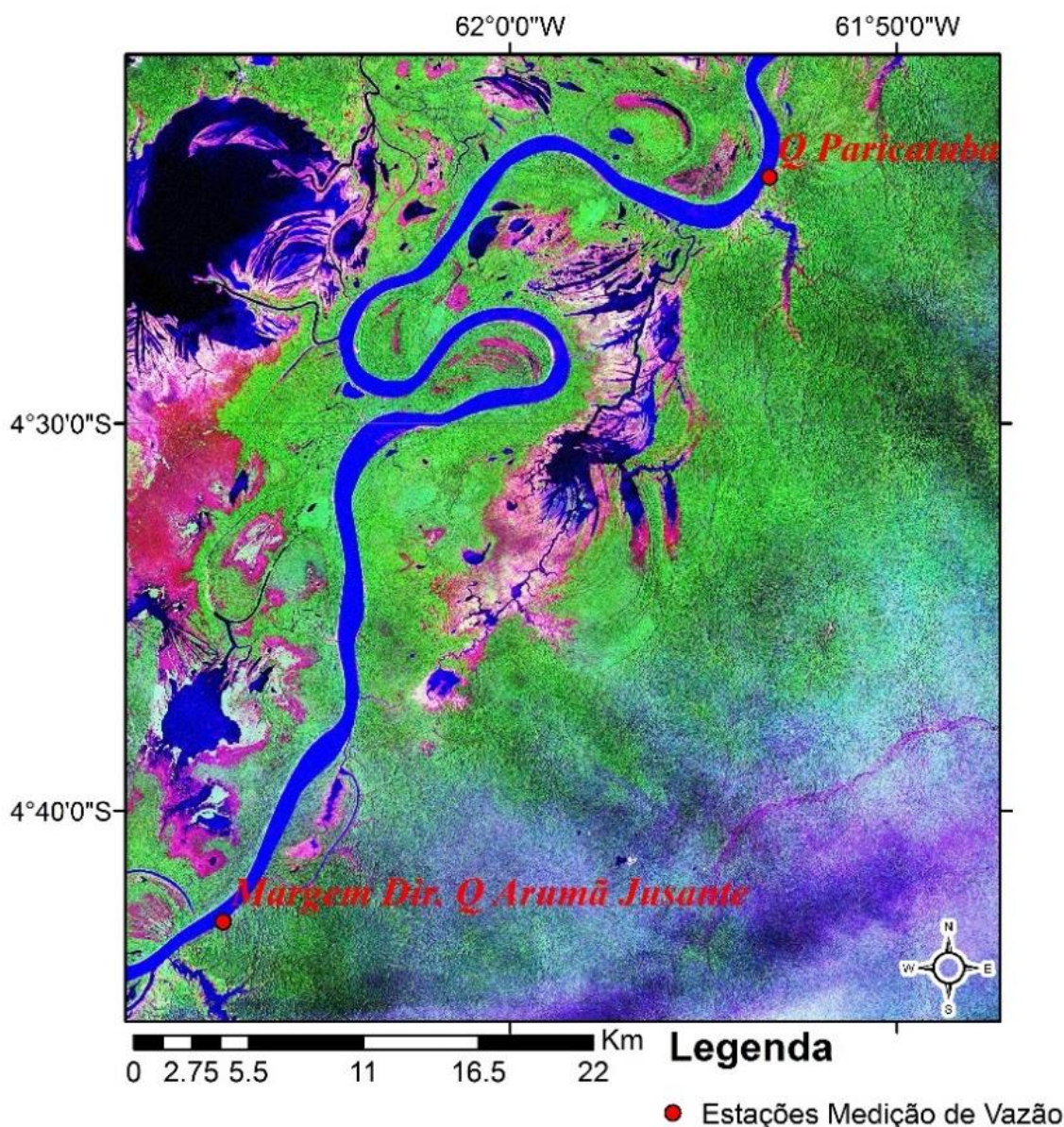


Figura 19. Imagem de satélite Landsat-5 com a localização das estações de medição de vazão em Paricatuba e Arumã-Jusante a 190 Km da Foz do Purus. Fonte: NOAA.

Ressalta-se que apesar da atuação de pesquisa e levantamento de dados nas estações de Paricatuba e Arumã Jusante, os resultados apresentados neste trabalho se limitam a estação de Beruri. Isso se deve pelo maior tempo de coleta de dados que ocorreram nesta estação. Os dados de Paricatuba e Arumã Jusante trazem subsídios nas interpretações e discussões, além de influenciar em futuras pesquisas.

5.2. Coleta de dados

Como mencionado, utilizou-se neste trabalho a logística das campanhas de campo de projetos operados e financiados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e pela Agência Nacional de Águas (ANA): Sistema de Alerta de Cheias do Amazonas (SACE-Amazonas), Dinâmica Fluvial do Sistema Negro-Solimões-Amazonas e Rede Hidrometeorológica Nacional da ANA.

Houve também um aporte técnico para a capacitação e padronização das coletas de dados de espectro radiometria e sedimentometria durante as campanhas do Projeto Hybam que atua em toda a bacia Amazônica e tem como instituições parceiras a ANA, a CPRM, o instituto francês IRD (*Institut de recherche pour le développement*) e a Universidade Federal do Amazonas (UFAM) entre outros.

De acordo com o objetivo de investigar e qualificar as relações entre a refletância medida por satélite e a presença de sedimentos na bacia do Rio Purus, e sabendo da complexidade geomorfológica presente no sistema Purus/Solimões a observação e coleta de dados no campo foi fundamental neste estudo.

Entre as atividades de campo destacam-se a medição de descarga líquida com equipamento de efeito doppler (ADCP), o nivelamento topográfico altimétrico das réguas fluviométricas com uso de nível topográfico e com uso de GPS para futura estimativa da declividade entre as estações, a coleta de amostras de água superficial utilizando um guincho hidrométrico com amostrador de sedimentos de tubo horizontal pontual instantâneo e tomada de dados radiométricos utilizando espectros radiômetros.

A fim de obter os dados durante um ciclo hidrológico completo deu-se início as coletas de amostras em junho de 2010 encerrando em fevereiro de 2015, totalizando 42 campanhas, sendo 18 destas com trabalho de radiometria de campo (Rrs) e 11 com coleta de sedimentos estratificada (superfície e profundidades nas verticais). As medições foram realizadas com frequência mensal e com apoio das equipes de hidrometria da CPRM, ANA e da rede HYBAM.

Também se utilizou dados isolados de radiometria coletados nas campanhas do Projeto HYBAM ocorridas entre 2010 e 2012 e dados hidrológicos da CPRM para o mesmo período.

5.3. Tipos de amostragens

5.3.1. Medição de descarga líquida

Um dos grandes desafios da hidrometria é a medição de vazão em grandes Rios, principalmente os da região amazônica, que muitas vezes apresentam largura da calha de mais de três quilômetros, com profundidades de até noventa metros. Se somada a essas características o trabalho do hidrólogo for realizado com molinete, a medição se torna cansativa e demorada, aumentando a probabilidade de inserção de erros.

O correntômetro acústico de efeito doppler (ADCP) é uma ferramenta que utiliza o efeito doppler para medir a vazão dos Rios através do somatório de sucessivas verticais compostas de velocidades instantâneas obtidas em tempo real. Este equipamento é composto por uma sonda, com quatro transdutores e um compartimento onde os sinais são filtrados e transmitidos para um computador. A interface com o usuário é feita por um software desenvolvido pelo fabricante dos equipamentos (RDI *Instruments*) chamado Winriver II que recebe, processa e armazena a informação (RDI, 2002).

O advento do ADCP trouxe inúmeras vantagens na realização das medições em grandes Rios, como por exemplo a precisão no cálculo da vazão, tempo inferior de trabalho, acompanhamento instantâneo da medição e um número de verticais muito superior se comparado com a medição por molinete.

A metodologia empregada pelo ADCP busca determinar com efeito doppler a direção do percurso, a profundidade do leito, a velocidade do barco e a velocidade da água, sendo que esta última é obtida indiretamente pois é originada da subtração da velocidade relativa da água (medida direta) pela velocidade do barco.

Para trazer maior precisão no posicionamento do barco, utiliza-se um GPS diferencial acoplado no barco e integrado ao ADCP através do WinRiver II. Para isso o GPS deve estar configurado para emitir sentenças no formato *National Marine Eletronics Association* (NMEA) 0183. Ao ser utilizado o GPS, antes de iniciar a medição, realiza-se a calibração da bússola do ADCP a fim de eliminar os efeitos magnéticos presentes no barco e energização do equipamento.

Uma vez calibrada a bússola do ADCP, o barco se dirige até o ponto de início (PI) da medição, marcado por um alvo ou com coordenadas estipuladas. Mede-se com um instrumento chamado distanciômetro o comprimento entre o barco e a margem, a informação é inserida no

software para que a vazão de margem seja calculada, em seguida inicia-se a travessia até a margem oposta onde existe o ponto final (PF).

Importante manter as velocidades da água e do barco mais homogêneas possível, assim como é necessário tentar manter retilínea a direção de travessia. Ao chegar na outra margem é medida novamente a sua distância para o barco encerrando-se a travessia.

Para uma medição completa, deve-se realizar pares de medições, podendo apenas com um par efetivar o trabalho de forma satisfatória. A Figura 20 ilustra um dos ADCP de 600 KHz utilizados no trabalho.



Figura 20. ADCP Rio Grande 600 KHz. Fonte: Santos, 2013.

Para uma boa medição, é necessário correlacionar a vazão medida com uma cota confiável. Neste sentido em todas as oportunidades que ocorreram medições de vazão era realizado nivelamento da seção fluviométrica com uso de nível topográfico. A Figura 21 mostra o trabalho de nivelamento e o cuidado com a manutenção das estações limnéticas.



Figura 21. Nivelamento topográfico (A) e por GPS (C) nas estações Fluviométricas (B) Exemplo de referência de nível (D). Fonte: Santos, 2015.

5.3.2. Sedimentos em Suspensão

As técnicas para amostragem de sedimentos usadas neste trabalho levaram em consideração não somente os dados necessários, mas também a natureza do escoamento e outras condições típicas do local onde as determinações foram realizadas.

Seguindo o Guia de Práticas Sedimentométricas (Carvalho et al, 2000) observou-se a característica da seção transversal para garantir a efetividade e qualidade da aquisição dos dados. A relação largura-profundidade traz consequências na razão entre sedimentos em suspensão e descarga sólida total, assim como na variação da concentração ao longo do tempo.

A fim de correlacionar os dados coletados com a morfologia regional, foi utilizada uma seção média para as medições, portanto houve constância na seção de medição durante todo o registro de dados.

O Produto profundidade x velocidade afeta a ação dos amostradores, quanto maior o produto, mais pesado deverá ser o seu lastro para aumentar a estabilidade, diminuir o ângulo de arraste e assim garantir uma boa amostra, neste caso deve-se atentar para a capacidade do gerador da embarcação, quanto maior o peso do conjunto, mais potente deverá ser o sistema elétrico de alimentação de energia.

De acordo com Carvalho, 2000, em profundidades maiores que 4,5 metros, ou quando a combinação da profundidade e velocidade causar o transbordamento da garrafa, para a velocidade máxima de trânsito permitida, teoricamente devem ser usados amostradores pontuais, coletando amostras em um único sentido.

Além desta referência, utilizou-se a experiência em medições de grandes Rios realizadas pelos técnicos do projeto HYBAM. São necessárias diversas tentativas para definir o equipamento mais conveniente em Rios com estas características, e ao longo dos mais de 20 anos de pesquisa na Amazônia, os pesquisadores colaboradores deste projeto definiram que o método pontual instantâneo é o que melhor representa a coleta de sedimentos em grandes Rios.

Nas coletas realizadas aqui, foi utilizado um amostrador pontual hidrodinâmico, um equipamento de amostragem pontual instantânea, especialmente desenvolvido para as campanhas do projeto HYBAM na Amazônia, batizado de Callède I, em homenagem ao seu projetista Jacques Callède.

O referido amostrador possui um formato semelhante ao de um submarino com uma garrafa de PVC de 10 litros presa à sua parte inferior. A garrafa possui duas aberturas nas extremidades ligadas a um gatilho para desarme. O desarme do gatilho é feito com o lançamento de um peso (mensageiro). Quando o mensageiro toca o gatilho a garrafa se fecha, guardando no seu interior a água coletada à profundidade onde o amostrador se encontrar posicionado. Preso a estrutura que sustenta a garrafa é colocado um lastro de 50 Kg visando dar estabilidade à medição (Figura 22).



Figura 22. Amostrador pontual instantâneo tipo Callède com lastro de 50Kg. Santos, 2013.

Em cada estação de medição, foram coletadas amostras em 2 verticais, eventualmente em 3 (águas altas) localizadas a 25%, 50% e 75% (no caso de águas altas) da largura da seção e, em cada vertical, são tomadas de 4 a 5 amostras (dependendo da profundidade em função do período hidrológico). A Figura 23 representa a seção de Paricatuba onde é possível visualizar o posicionamento das verticais.

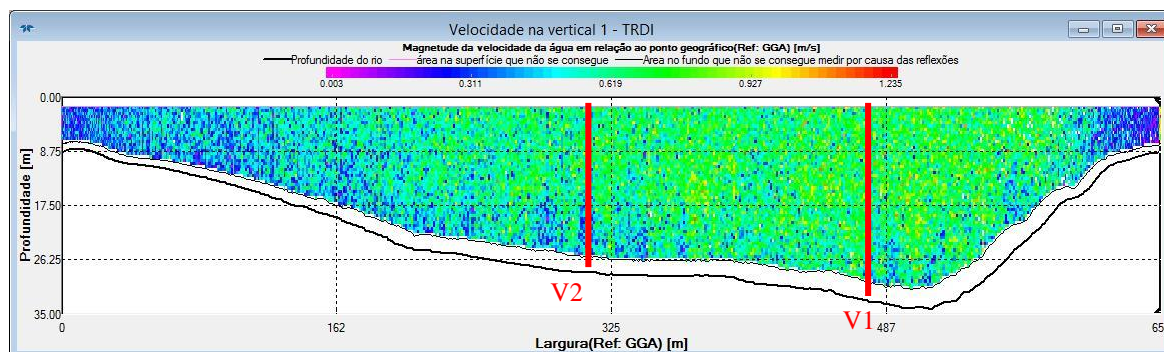


Figura 23. Seção de medição de vazão e posição das verticais de coleta de sedimentos em Paricatuba feita com ADCP Rio Grande 600 Khz (RDI). Santos, 2013

A amostragem numa vertical requer aproximadamente 40 minutos, sendo que a maior parte do tempo é gasto com o correto posicionamento da embarcação. A fim de evitar a influência da velocidade da embarcação durante o exato momento de coletar a amostra, trabalha-se com o barco à deriva.

Utilizando um GPS, partindo do ponto que contem a vertical de trabalho, navega-se em direção perpendicular à seção de medição, no sentido de jusante para montante. Percorrida certa distância, em função da velocidade do Rio, o motor da embarcação é desligado e o barco inicia a descida do Rio à deriva até o ponto de partida (localização da vertical).

Antes da chegada ao ponto representativo da vertical, o amostrador é baixado pelo guincho até a profundidade desejada, assim que a localização do barco está na eminência de cruzar a seção, monitorado pelo GPS, é lançado o mensageiro para aprisionamento da amostra. Em seguida o motor do guincho é acionado a fim de suspender o amostrador para a retirada da amostra. O processo é repetido até o término da tomada de pontos da vertical de trabalho.

Para o cálculo da concentração média na vertical, de acordo com Carvalho et al 2000, quando a coleta na vertical ultrapassar três pontos, é feita a média ponderada calculada com os valores nas profundidades dos pontos medidos.

Um passo importante está relacionado a identificação e acomodação para transporte das amostras coletadas. É fundamental que no momento da coleta exista uma garrafa pronta para receber a amostra.

A garrafa deve ter uma etiqueta de identificação que contenha a data e hora da coleta, localização (nome da estação), número da vertical e profundidade de coleta. Além disto a garrafa deve estar limpa, sem resquício de nenhum tipo de impureza que possa mascarar o resultado. Não deve encher totalmente o volume da garrafa, encher com 75% de seu volume será uma boa conduta.

5.3.3. Dados Radiométricos (Espectrometria)

A metodologia para espectrometria seguirá a proposta feita por Mobley (1999) realizada com os espectros radiômetros TrioS – RAMSES (Figura 24) que trabalham na faixa espectral do ultravioleta e infravermelho próximo, os quais possuem as seguintes características ópticas:

- Região de comprimento de onda: 320-950 nm
- Tipo de detector: 256 fotodiodos de silício
- Amostragem espectral: 3,3 nm/pixel
- Resolução espectral: 0,3 nm
- Canais usáveis: 190
- Saturação típica (em 200 nm): $1 \text{ W m}^{-2} \text{ nm}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ detecção
- Campo de visada: 7° (no ar)



Figura 24. Espectros radiômetros TrioS: (A) RAMSES-ARC: medição da energia radiante refletida (radiância); (B) RAMSESACC-VIS: medição da energia incidente (irradiância). Fonte: www.trios.de.

Para se obter a reflectância foram utilizados três aparelhos, sendo dois de radiância e um de irradiância colocados fora da água e obedecendo uma disposição geométrica espacial. Os medidores de radiância foram posicionados com ângulo de 40° , em off nadir para um deles e

com o zênite para o outro. Já o sensor de irradiância colocado verticalmente a 90° (Martinez, 2009)

A configuração usada no campo está retratada na Figura 25. O sensor a 40° off nadir mede a radiância da água de forma direta (Lu), mas dependendo do tamanho das ondas ele também mede uma pequena porção da luz do céu que é refletida pela água. O sensor a 40° com o zênite mede a radiância proveniente do céu que seria refletida pela água (Ld). O sensor colocado a 90° mede a irradiância que chega sobre o local (Ed),

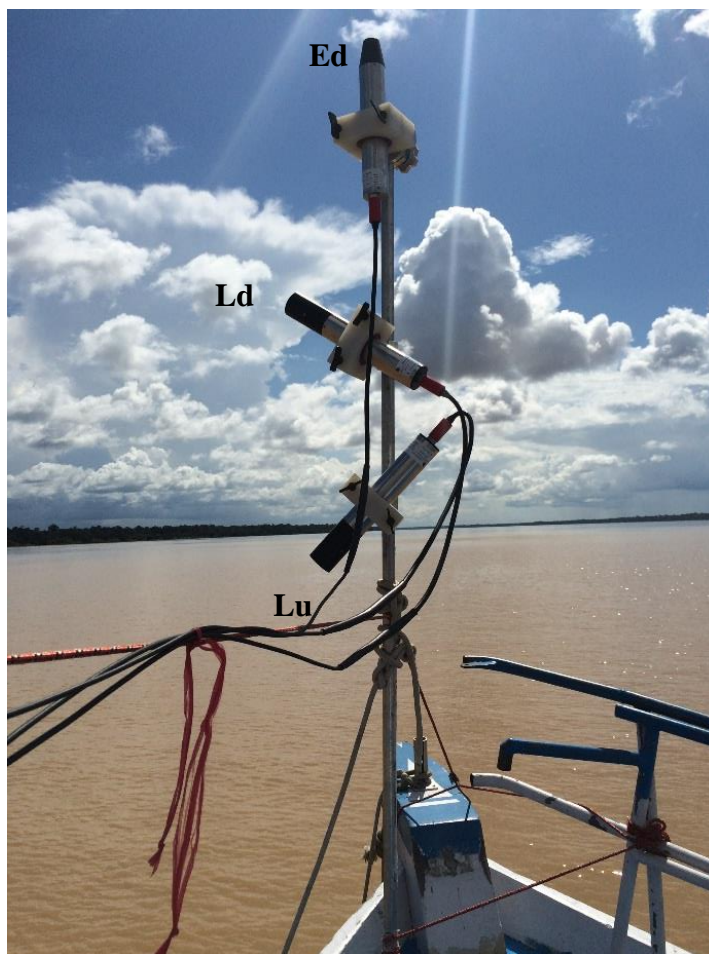


Figura 25. Configuração dos espectros radiômetros na embarcação. Santos, 2014.

As principais grandezas radiométricas são a irradiância e a radiância. A Irradiância (E) é a razão entre o fluxo de radiação irradiante por área em um elemento de superfície, cuja unidade é $W/m^2\lambda$. A irradiância pode ser caracterizada de duas maneiras, a Irradiância descendente (Ed - *downward irradiance*), que representa a radiação descendente do hemisfério superior, e a irradiância ascendente (Eu - *upward irradiance*) que representa a radiação ascendente do hemisfério inferior em razão a uma superfície horizontal (Espinoza, 2013).

Por exemplo, o Ed medido acima da superfície da água representa a quantidade de luz proveniente do céu que vai entrar na coluna da água.

A Radiância (L), expressa em $W / (m^2 \cdot \lambda)$, é a razão entre a intensidade de radiação que deixa um certo elemento de superfície após incidir-lo numa determinada direção, com a área da projeção ortogonal deste elemento em um plano perpendicular na direção de radiação. (Espinoza, 2013).

Para o cálculo de reflectância de campo (Rrs) é usada a equação a seguir:

$$Rrs = \frac{Lu - f * Ld}{Ed}$$

Onde f é um fator que depende do tamanho das ondas, geralmente usado 0,028 como sugere Mobley (1999).

Espinoza (2013) a fim de medir a sensibilidade das medições à precisão da geometria testou os ângulos de visada calculando a reflectância em diferentes posições dos sensores. Na Figura 26 é apresentada a variação da reflectância em função da mudança de ângulo do sensor para diferentes comprimentos de onda. Observou-se que alterando o ângulo de visada de 30° para 60°, a maior variação ocorre no comprimento de onda 400 nm (70%).

Para os comprimentos entre 500 nm e 750 nm, a variação é menor que 20%, e para os valores maiores que 750 nm a variação não passa dos 20%.

Observa-se que para uma pequena variação da geometria, de 30° para 40° (10° de variação), a reflectância será alterada em menos de 10%, em todo o espectro, o que confirma a robustez da configuração do sistema de medição.

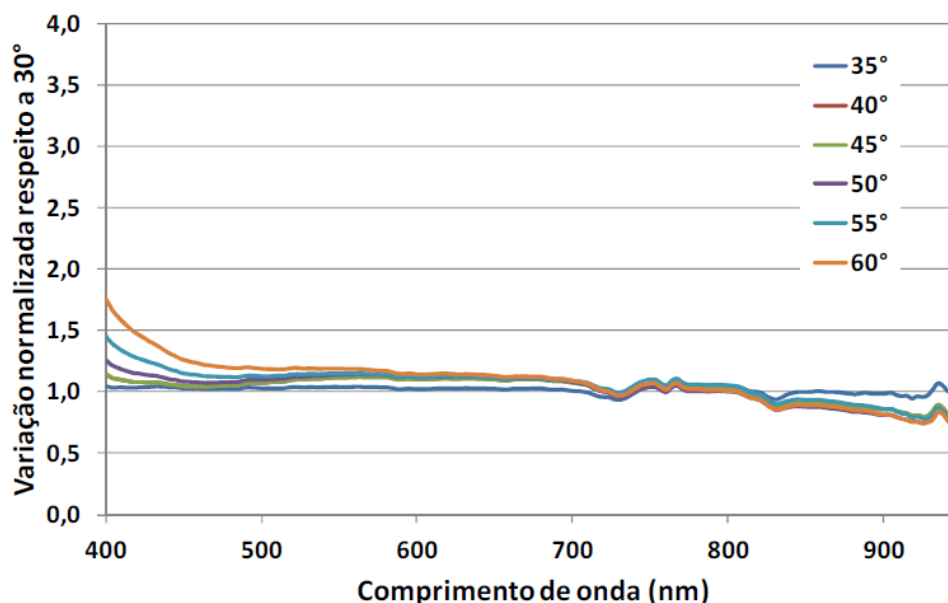


Figura 26. Variação da reflectância normalizada com respeito ao ângulo de visada do sensor radiométrico (Lu). Fonte: Espinoza, 2013.

Ainda sobre a geometria, para a aquisição de dados radiométricos existe a preocupação com o ângulo solar. A irradiância solar varia de acordo com o ângulo de incidência dos raios solares. Esse ângulo formado entre o zênite local e os raios solares denomina-se ângulo zenital (Z). Quanto maior o Z menor a irradiância. Define-se que as medições devem ser realizadas em situações com Z acima de 45 graus. Portanto as medições devem ocorrer aproximadamente das 10 horas até as 15 horas (Mobley 1999).

A posição do sol depende também da localização do observador (ângulo azimutal), por isso durante as medições deve haver o cuidado em manter o barco na mesma direção (mesmo azimute) a fim de homogeneizar os resultados, o ângulo azimutal ideal durante as medições é de 135° (Mobley 1999). Caso este ângulo seja menor que 45° haverá captura de dados que superestimarão a reflectância, pois o sensor de radiância medindo Lu estará em capacidade de medir o reflexo direto da luz do sol na superfície da água (Figura 27).



Figura 27. Em (A) espalhamento de luz na superfície da água e em (B) posição com o correto ângulo azimutal. Santos, 2015.

Logicamente, para o trabalho de aquisição de dados radiométricos existe uma dependência do clima. Não é sempre que ocorrem dias ensolarados sem a influência de nuvens. Neste sentido sempre que possível as amostras com os espectros radiômetros foram feitas durante as coletas de dados de sedimentos, nas verticais correspondentes. Essa limitação de

condições climáticas fez com que algumas das medições radiométricas ocorressem pouco antes ou pouco depois da coleta de sedimentos.

No campo, um dos indicadores de que a coleta traria boa qualidade era o valor de E_d , convencionou-se que valores de E_d iguais ou superiores a $1400 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{nm}^{-1}$ seriam validados. Uma vez adquiridos 5 minutos de dados com amostras espaçadas de 10 em 10 segundos, nas condições de geometria e irradiância referidas acima, a medição estaria aceita.

A radiometria de campo serve para validar e simular os valores de reflectância que o sensor presente nos satélites AQUA e TERRA estaria gerando, com vantagem de não sofrer interferência da atmosfera e estar captando os dados instantaneamente, já que os produtos MODIS utilizados neste trabalho resultam de uma composição de imagens extraídas de 8 em 8 dias.

5.4. Análises Laboratoriais

As análises para obtenção da concentração de sedimentos das amostras são realizadas no LAMIN do Serviço Geológico do Brasil em Manaus pelo método de filtração e seguem o seguinte roteiro:

- Pesagem da membrana filtrante $0,45 \mu\text{m}$ na balança analítica anotando a massa tara.
- Pesagem das garrafas com as amostras
- Leitura da condutividade elétrica na amostra.
- Deixar as amostras em repouso para decantar os sedimentos em suspensão por no mínimo 48 horas.
- Reduzir ao máximo o volume de água das amostras por sucção a vácuo, sem perturbar os sedimentos decantados no fundo da garrafa.
- Colocar a membrana filtrante no receptáculo do conjunto de filtração.
- Lançar jato de água no copo de filtração com a membrana filtrante.
- Ligar o vácuo por alguns minutos.
- Filtrar, a vácuo, a amostra.
- Inverter as garrafas sedimentométricas vazias de boca para baixo e colocar a tampa na parte de cima das mesmas.
- Levar a membrana filtrante com as amostras à estufa a $105 \pm 5^\circ \text{C}$ por quatro horas.
- Deixar a membrana esfriar no dessecador por um pernoite.

- Pesar as garrafas sedimentométricas vazias com a tampa e anotar as massas da tara.
- Pesar a membrana com a amostra na balança analítica e anotar a massa bruta.
- Após estes procedimentos realiza-se o cálculo com a equação a seguir:

$$C = \frac{m_{SB} - m_{ST}}{(m_{ABi} - m_{ATi})} \times 10^6$$

Onde:

C Concentração de sedimento em suspensão, mg.L-1

mSB Massa bruta do sedimento (membrana + sedimento), g

mST Massa tara do sedimento (membrana), g

mABi Massa bruta da i-ésima sub-amostra (garrafa + amostra), g

mATi Massa tara da i-ésima sub-amostra (garrafa), g

10⁶ Fator para transformar g/g para mg/kg, mg.kg-1

Cada método de análise laboratorial de sedimentos tem sua restrição própria, exigindo quantidades adequadas de sedimento contidos na amostra. O método de filtração é utilizado para amostras com concentrações até 200mg/l, e pequeno volume, para não colmatar muito o filtro. Segundo a OMM (WMO, 1981) os volumes necessários a uma correta análise com precisão adequada, são aqueles apresentados na

Tabela 7.

Tabela 7. Volumes de amostras necessários para análise de concentração de sedimentos em suspensão (WMO, 1981)

Concentração esperada de sedimento em suspensão (g/m ³ , mg/l, ppm)	Volume da Amostra (Litros)
>100	1
50 a 100	2
20 a 30	5
< 20	10

A concentração é normalmente determinada como a razão entre o peso do sedimento seco em relação ao volume da mistura água-sedimento, em mg/l, ou a razão entre o peso do sedimento seco em relação ao peso da mistura água-sedimento, em ppm (= mg/kg = mg/1.000.000mg). Os valores de ppm podem ser usados como mg/l até 16.000 ppm sem correção de densidade. Os dados podem ser apresentados com três algarismos significativos até 999 (0,32 ppm, 3,21 ppm, 32,1 ppm, 321 ppm).

5.5. Obtenção e utilização das Imagens MODIS

5.5.1. GETMODIS e os produtos MOD09 e MYD09

O GETMODIS é um software desenvolvido pelo IRD (Gérard Cochonneau) na linguagem de programação JAVA, linguagem orientada a objetos, robusta, livre e amplamente utilizada em todo mundo, que permite a criação de executáveis independentes do tipo de máquina, proporcionando boa portabilidade.

O objetivo deste software é acessar o banco de dados de imagens da NASA, fazer o download das imagens de interesse e fazer um recorte destas imagens que contenham o trecho do Rio que se deseja trabalhar.

É um aplicativo que faz interface com Google Earth, um programa de computador livre, desenvolvido e distribuído pela empresa Google. Uma vez com o banco de imagens das estações de interesse baixado, utiliza-se o Google Earth para confeccionar uma máscara e selecionar um trecho específico da imagem de interesse.

No Google Earth é criado um polígono respeitando os limites que compreenda apenas o corpo d'água. Esse polígono é utilizado pelo GETMODIS, que cria na imagem MODIS uma máscara de pontos, onde cada um representa uma coleta de dados espectrais. Para o atual trabalho foram construídas 12 máscaras separando trechos compreendidos entre a região pouco a montante da estação de Paricatuba e a Foz do Purus. Além destas 12 máscaras foi feita uma máscara única que compreende toda a área de estudo (máscara união).

Com a subdivisão de máscaras, foi possível detalhar a variabilidade temporal de C_{ss} em confronto com a hidrologia ao longo do ciclo hidrológico em cada trecho estudado. Na Figura 28 é possível perceber, preenchidas de amarelo, as duas máscaras utilizadas para representar as estações de Paricatuba e Beruri. Mais uma vez ressalta-se que, para fins de resultados, foram utilizados apenas os dados da estação de Beruri, com a máscara união.

Para esta pesquisa foram utilizados os produtos MODIS MOD09 e MYD09. Ambos possuem dois tipos de resolução espacial A1 (500m) e Q1 (250m), para o sensor TERRA a imagem terá o prefixo “mod” e para o sensor AQUA o prefixo do arquivo será “myd”.

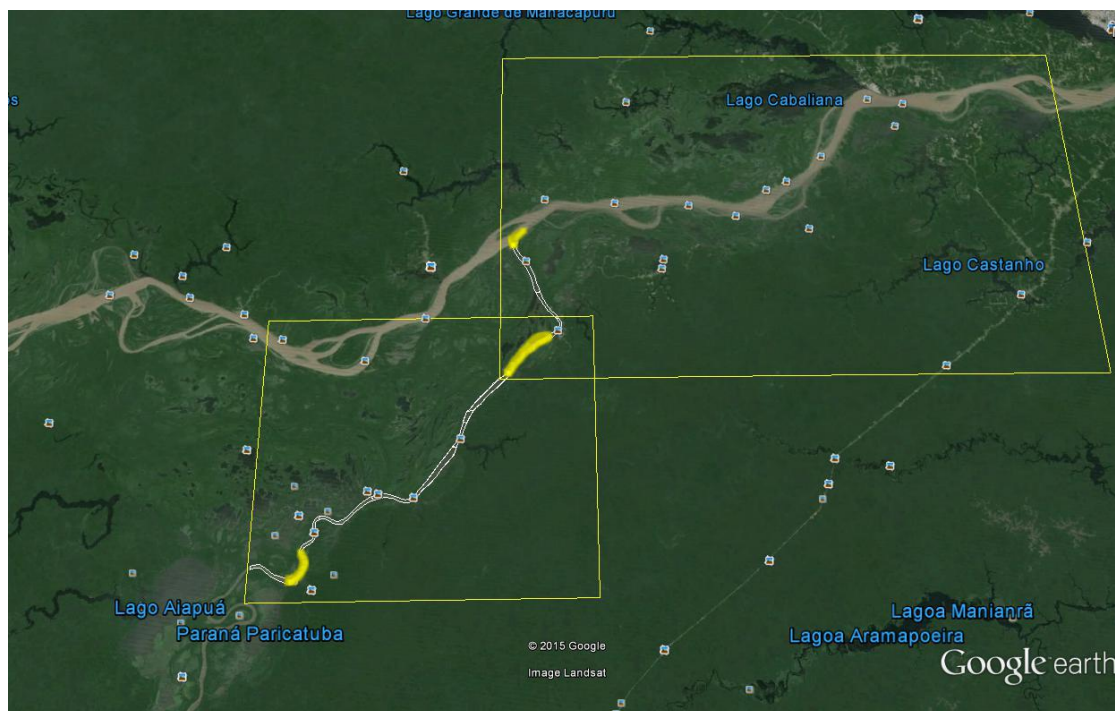


Figura 28. Tela do software Google Earth. Os retângulos amarelos são recortes na imagem original e os polígonos brancos contidos nas margens do Rio são as doze máscaras criadas. Fonte: Google, 2015.

As imagens com resolução espacial de 500m são compostas por 7 bandas radiométricas, com uma banda de qualidade que providencia informações para cada pixel como o ângulo zenital de visada do satélite, ângulo zenital do sol, azimute relativo, presença de nuvens, sombra de nuvens e carga de aerossóis.

As imagens com resolução espacial de 250m possuem as bandas 1 e 2 (vermelho e infravermelho próximo) com uma banda qualidade menos precisa do que a banda fornecida a 500 metros. As duas bandas possuem uma faixa menos larga em comparação com os sensores ETM (LANDSAT 6) e AVHRR (NOAA) gerando uma resolução radiométrica mais refinada e conseqüentemente com menos ruído.

As 7 bandas são:

- Banda 1 – Vermelho (620 – 670 nanômetros - nm) (presente no produto a 250 metros)
- Banda 2 – Infravermelho próximo (841 – 876 nm) (presente no produto a 250 metros)
- Banda 3 – Azul (459 – 479 nm)
- Banda 4 – Verde (545 – 565 nm)
- Banda 5 – Infravermelho médio 1 (1230 – 1250 nm)
- Banda 6 – Infravermelho médio 2 (1628 – 1652 nm)
- Banda 7 – Infravermelho médio 3 (2105 – 2155 nm)

Os produtos MOD09 e MYD09 são resultados da formação de imagens compostas por 8 dias. Cada pixel contém a melhor observação diária possível contida no período de 8 dias. Os critérios de seleção são a melhor qualidade de observação incluindo o mais baixo ângulo de visada, a ausência de nuvens ou de sombras de nuvens e a menor carga de aerossóis.

O tratamento das imagens foi iniciado carregando-se um arquivo.hdf qualquer do banco de imagens elaborado. Após a escolha do arquivo, o programa abre no Google Earth a localização imediata da máscara que represente a região de interesse. No Google Earth, é feita a seleção do polígono, ou seja, é selecionada uma área para o processamento (Figura 28).

É interessante o teste desta máscara, fazendo uma seleção mais restrita, comparando depois os resultados com uma seleção mais representativa. Deve-se salvar a máscara com a extensão kml, a partir do arquivo kml criado, após retornando ao aplicativo GetModis, é feita a criação do arquivo de extensão hdr. O arquivo hdr é o produto para utilização no aplicativo MODIS *River Reflectance Retrieval* (MOD3R).

A máscara nada mais é do que um polígono de onde foram extraídas as informações espectrais. Somente a partir desta máscara foi possível a execução no software MOD3R a fim da referida extração. Caso não houvesse esta etapa, o resultado seria uma média de todos os corpos d'água presentes no recorte o que prejudicaria a análise do Rio analisado, aqui o Rio Purus.

As imagens do sensor MODIS têm dimensões de $10^\circ \times 10^\circ$ (ou seja 1000 por 1000 km) demandando potência de sistemas computacionais ou um longo tempo processamento. O Projeto HYBAM, elencou áreas de interesse no Brasil e assim promoveu recortes de áreas menores específicas dentro de cada imagem MODIS.

Atualmente o projeto HYBAM conta com 57 recortes na Amazônia e nordeste brasileiro para quais são armazenadas no banco de imagem do GETMODIS series temporais desde 2000 dos produtos MOD09Q1, MYD09Q1, MOD09A1, MYD09A1. No Amazonas são 17 recortes, um deles no Rio Purus área de estudo deste trabalho, todos os recortes compreendem uma área onde se localizada uma estação hidrométrica, e por isso o nome/código destas estações, estabelecido pela Agência Nacional de Águas (ANA), é mantido nos recortes. A Figura 29 mostra os recortes dentro da interface do Google Earth.



Figura 29. Os retângulos vermelhos são os recortes eleitos pelo Projeto HYBAM para armazenar de maneira automática as series temporais MODIS desde 2000. Um destes recortes compreende a área de estudo, contendo o município de Beruri-AM. Fonte: Projeto SO-HYBAM, 2014.

5.5.2. MOD3R e o processamento das imagens

O MOD3R é um algoritmo para o cálculo da reflectância da água dos Rios capaz de processar uma grande quantidade de imagens. Foi desenvolvido pelo Doutor Jean-Michel Martinez e o engenheiro Gérard Cochonneau, ambos do IRD. Tem objetivo de determinar com precisão e consistência a quantidade de pixels de água pura em uma imagem MODIS ao longo do tempo, independente da morfologia dos Rios (Martinez, 2009).

Com a extração dos valores de reflectância nas bandas do vermelho e do infravermelho das imagens MODIS, é possível determinar as concentrações de sedimentos em superfície da água. O software tem a capacidade de processar as imagens gerando um relatório descritivo com os dados extraídos da máscara. Para cada imagem processada são gerados dois produtos, um gráfico e uma planilha (Martinez, 2009).

No gráfico são indicados os pontos onde foi possível, ou não, a obtenção de dados e na planilha (formato .xml) são listados todos os dados extraídos com um índice de qualidade da informação extraída em cada imagem.

O valor zero indica que a imagem teve cobertura total de nuvens referente a máscara. O valor três indica que houve aquisição dos dados em parte da máscara, mas em condições insuficientes para a análise.

O valor “dois” indica que houve aquisição de dados em parte significativa da máscara, mas os dados devem ser vistos com cautela. O valor “um” indica que houve aquisição dos dados em toda ou grande parte da máscara e que a interferência por nuvem foi insignificante. Para este trabalho foram selecionadas as imagens apresentando valor de critério de qualidade um e dois.

Para conferir a precisão das reflectâncias MODIS extraídas por este algoritmo, foram comparadas as medições de reflectância realizadas no campo com as reflectâncias determinadas, a partir dos sensores MODIS, em locais e datas coincidentes, e para imagens de ótima qualidade (baixa cobertura de nuvens).

Para a comparação das reflectâncias MODIS com as reflectâncias hiperespectrais obtidas no campo, executou-se uma rotina em Excel que faz a média ponderada e extrai os dados apenas nos comprimentos de ondas disponíveis nos produtos MODIS, conforme a posição das bandas mostradas na Figura 30, Espinoza (2013).

A correlação da simulação da radiometria de campo com a radiometria por satélite levará em conta apenas as bandas disponibilizadas no sensor MODIS e o resultado é uma série temporal de reflectância de acordo com o período de imagens disponíveis.

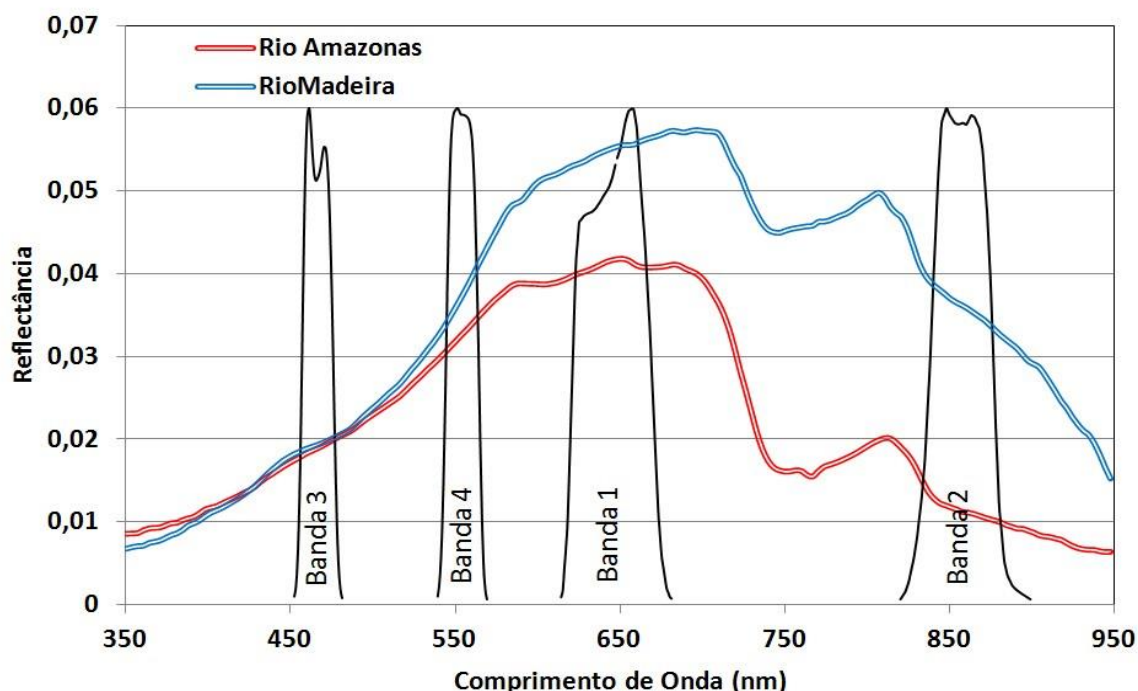


Figura 30. Reflectância típica das águas brancas e a posição e largura espectral das bandas MODIS. Fonte: Espinoza, 2013.

O passo seguinte foi correlacionar a série temporal dos dados de reflectância por satélite com os resultados de Rrs e com as análises das amostras de água superficial coletadas, assim criar a série de concentração estimada por satélite.

Uma vez alcançada a etapa de calibração das imagens foi possível determinar os regimes de C_{ss} , relacionar este regime com os regimes de cota e vazão para assim determinar a variabilidade dos fluxos de sedimentos aportados do Purus no Solimões.

5.6. Análise das incertezas

No item 6.4 (Calibração) do presente trabalho serão apresentados gráficos de correlação entre os dados de campo (C_{ss} e R_{rs}) e satélite (R_s), e neles serão apresentados em barras (verticais e horizontais) as incertezas de cada amostra, conforme descrito a seguir.

5.6.1. Concentração de sedimentos em suspensão (C_{ss})

As incertezas presentes nas coletas de amostra de água superficial, visando os dados de concentrações de sedimentos em suspensão, estão relacionadas ao que ocorre no campo e no laboratório.

As incertezas do campo se referem a mudanças na localização dos pontos de amostragem de superfície e as incertezas pela mudança do fluxo de água. As de laboratório estão ligadas a diferenciação do peso dos filtros, determinação do volume e filtragem das amostras (Marinho, 2014).

Para este trabalho levou-se em consideração para cálculo de incertezas da concentração de sedimentos das estações de referência, apenas o desvio padrão entre as repetições ocorridas em cada vertical de coleta de amostras de água superficial.

5.6.2. Reflectância de campo (R_{rs})

As incertezas presentes nas aquisições de reflectância no campo, estão relacionadas ao que ocorre no próprio campo e no pós-processamento. O processo de obtenção de cada curva espectral (1 *sample*) possui incertezas referentes ao ângulo dos sensores em relação ao sol, à geometria dos sensores que são afetadas até pelo balanço do barco e às incertezas produzidas pelas condições atmosféricas (Marinho, 2014).

No pós-processamento as fontes de incerteza estão relacionadas à seleção das *samples* que servirão para o cálculo da média que represente a amostra (valores de irradiância), as

samples dos valores de reflectância e os desvios relacionados ao conjunto de dados presentes no intervalo espectral de cada Banda (1 e 2).

Para este trabalho levou-se em consideração para cálculo de incertezas da reflectância de campo apenas o desvio padrão entre a média dos valores de reflectância em cada amostra contidos nos intervalos das Bandas (620 – 670 nm na Banda 1 e 841 -876 nm na Banda 2).

5.6.3. Reflectância por Satélite por imagens MODIS (Rs)

Para as estimativas de concentrações de sedimentos em suspensão das imagens MODIS as principais fontes de incerteza produzidas são a incerteza do tamanho do pixel, os ruídos atmosféricos, os desvios provocados pela influência das margens devido à adjacência de diferentes feições (solo / floresta e água) contidas no pixel e o ângulo de visada do sensor. No pós-processamento uma fonte de incerteza está na escolha de imagens que representem a semana da data de trabalho em campo (Marinho, 2014).

No presente trabalho foram utilizados apenas os desvios referentes à adjacência de feições contidas no pixel.

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1. Hidrologia e Sedimentologia

A realização das amostragens e obtenção de dados hidrossedimentológicos *in situ* com revisitas mensais na área de estudo permitiu demonstrar de forma muito consistente as relações existentes entre a hidrologia e a sedimentologia da área do estudo.

A Tabela 8 apresenta a quantidade de levantamentos de campo ocorridos, datados para as duas estações de Beruri (BRI) e Paricatuba (PTB). Mostra os parâmetros hidrológicos medidos *in situ*, bem como exibe os dados de Rs. Os dados de Rrs foram multiplicados por 10000 e por Pi (π) e apresentados nas colunas Rrs Simulação MODIS (V e IV).

A constante Pi é aplicada para transformar reflectância de satélite em reflectância de superfície que é a quantidade de luz refletida pela superfície da terra, uma proporção de radiância de superfície com irradiância superfície, é adimensional e tem tipicamente valores entre 0,0 e 1,0 (NASA, 2011).

Os valores de reflectância de superfície dos produtos MODIS são dimensionados em 10000 para em seguida serem convertidos em inteiros de 16 bits, logo os valores de reflectância de superfície dos arquivos MOD09 e MYD09 estão entre 0 e 10000. Portanto, somente após a aplicação destes fatores na reflectância de campo ($10^4 \cdot \pi$) é possível a comparação destes dados com os de reflectância MODIS (NASA, 2011).

Tabela 8. Total de dados adquiridos e observados durante o período da pesquisa. Santos, 2015

Local	Data coleta	Rs V	Rs IV	Rrs Simulação Modis V	Rrs Simulação Modis IV	CSS (mg/L)	Cota (cm)	Vazão m ³ /s
BRI	24/06/2010	403.14	155.12	-	-	18.40	1974	16146
BRI	21/07/2011	207.09	144.36	-	-	5.60	1998	14944
BRI	16/08/2011	214.54	192.91	-	-	4.80	1807	10568
BRI	26/09/2011	1332.53	495.23	-	-	30.60	841	4071
BRI	19/10/2011	1437.80	295.20	-	-	35.60	934	2270
BRI	09/12/2011	1138.43	528.75	-	-	36.80	1068	3550
BRI	18/01/2012	2138.52	1087.90	-	-	195.40	1527	8514
BRI	10/02/2012	1846.37	766.75	-	-	138.40	1726	11303
BRI	05/03/2012	990.45	299.09	-	-	47.00	1954	14200
BRI	15/04/2012	669.92	145.12	-	-	27.90	2084	24860
BRI	15/05/2012	396.73	133.93	456.82	79.02	14.57	2190	24631
BRI	20/06/2012	384.51	185.84	356.64	51.51	8.83	2187	22692
BRI	07/07/2012	389.98	159.97	-	-	9.35	2138	21984
BRI	18/08/2012	231.58	143.27	-	-	3.75	1792	13451
BRI	13/09/2012	489.69	280.32	-	-	15.87	1268	6762
BRI	24/10/2012	860.11	410.62	-	-	22.51	706	2301
BRI	25/11/2012	1452.22	447.84	-	-	44.26	629	2819
BRI	11/12/2012	2005.11	702.24	-	-	59.18	806	4426
BRI	29/01/2013	1949.01	1318.34	-	-	176.54	1356	9713
BRI	26/02/2013	1317.57	529.91	-	-	49.52	1551	12309
BRI	15/03/2013	917.02	320.97	-	-	23.66	1810	16019
BRI	25/04/2013	578.06	239.31	512.66	128.90	10.00	2055	23335
BRI	22/05/2013	459.54	252.43	502.08	132.88	18.43	2145	23383
BRI	27/06/2013	165.48	72.04	265.97	78.50	4.70	2142	22566
BRI	20/07/2013	198.39	141.31	180.77	24.25	5.23	2070	19173
BRI	20/08/2013	318.11	248.35	339.57	109.79	6.10	1870	13421
BRI	11/09/2013	242.00	162.18	240.08	33.29	6.09	1652	8668
BRI	24/10/2013	903.08	333.34	811.79	120.53	27.63	1109	3755
BRI	01/12/2013	1648.21	534.22	1740.59	450.03	50.85	1283	6113
BRI	12/12/2013	2051.54	849.22	1939.75	471.45	68.25	1355	6724
BRI	22/01/2014	1878.87	752.07	1960.18	617.71	85.29	1515	10775
BRI	25/02/2014	1102.51	429.25	1210.68	295.65	32.52	1685	15408

Local	Data coleta	Rs V	Rs IV	Rrs Simulação Modis V	Rrs Simulação Modis IV	CSS (mg/L)	Cota (cm)	Vazão m ³ /s
BRI	17/03/2014	996.03	455.85	846.47	231.98	23.19	1792	18539
BRI	12/04/2014	649.56	236.78	553.50	109.63	15.45	1961	22221
BRI	20/06/2014	421.03	91.80	-	-	10.24	2172	22915
BRI	15/07/2014	343.58	105.42	-	-	7.02	2154	21382
BRI	12/08/2014	220.08	166.60	-	-	2.98	2041	16830
BRI	14/09/2014	344.85	259.11	-	-	3.28	1733	10978
BRI	22/10/2014	991.96	482.68	-	-	20.78	1201	5384
BRI	19/11/2014	1570.60	483.12	-	-	39.21	1258	5409
BRI	20/01/2015	2379.55	1194.00	2784.98	1264.17	322.18	1609	10691
BRI	24/02/2015	1375.48	553.23	1384.23	248.82	67.83	1757	13991
PTB	24/04/2013	604.98	294.31	553.34	155.56	10.36	2070	15888
PTB	23/05/2013	529.43	311.65	479.43	143.62	10.48	2168	14646
PTB	26/06/2013	309.18	191.94	261.82	50.38	3.59	2139	11210
PTB	19/07/2013	274.79	170.95	273.02	68.84	6.78	2045	9313
PTB	19/08/2013	480.50	285.23	458.06	79.56	7.04	1810	7876
PTB	12/09/2013	484.26	358.26	373.57	36.62	10.18	1569	6016
PTB	25/10/2013	1095.12	407.20	1015.40	151.20	35.93	1028	3615
PTB	30/11/2013	1302.42	551.97	1781.35	410.38	54.81	1217	6247
PTB	11/12/2013	1775.88	890.25	1993.27	503.29	81.42	1296	7128
PTB	23/01/2014	1779.59	667.04	1841.13	598.01	90.50	1497	11832
PTB	24/02/2014	1132.94	512.13	1191.87	323.23	44.26	1686	14654
PTB	18/03/2014	951.37	508.77	1132.77	420.26	30.56	1818	16897
PTB	22/06/2014	516.56	228.41	-	-	8.27	2185	13609
PTB	16/07/2014	451.22	227.20	-	-	6.57	2146	10677
PTB	12/08/2014	409.28	280.53	-	-	4.01	2006	8234
PTB	12/09/2014	463.20	439.78	-	-	5.26	1692	6851
PTB	18/11/2014	1507.92	556.67	-	-	49.60	1189	5513
PTB	18/01/2015	2253.53	1079.06	2849.37	1390.62	390.45	1507	10628
PTB	23/02/2015	1606.35	631.14	1392.52	269.97	76.10	1730	13548

A efetivação de trabalho de campo com revisitas mensais durante um ciclo hidrológico completo permitiu evidenciar as características sazonais para os parâmetros estudados (sedimentos e hidrologia).

A Figura 31 apresenta as relações entre as cotas observadas na estação de Beruri com os resultados de concentração extraídos das amostras de água coletadas na seção de medição durante três ciclos hidrológicos.

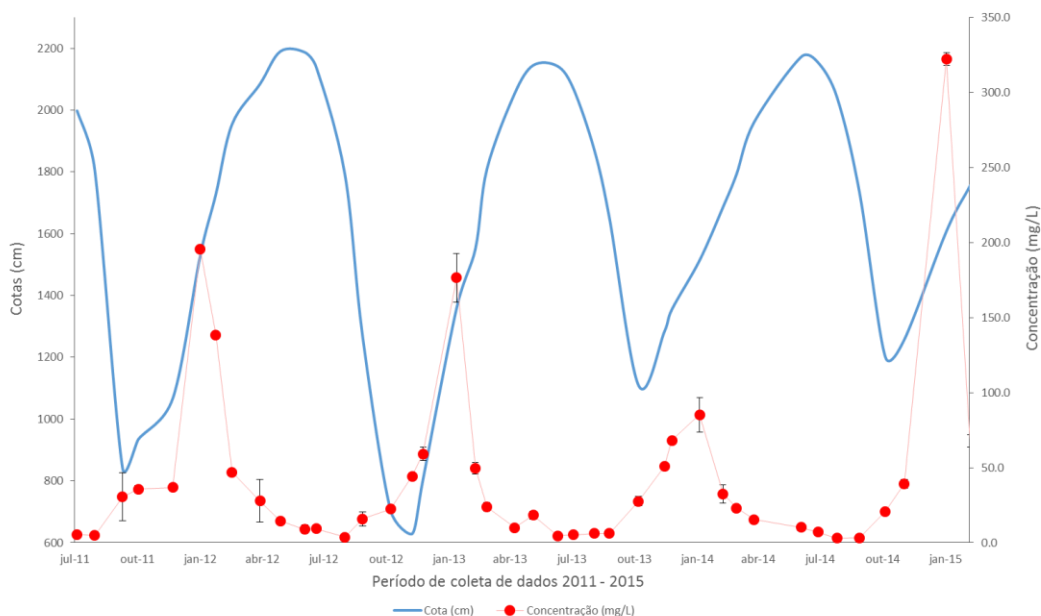


Figura 31. Relação entre as cotas (cm) e as concentrações das campanhas ocorridas na estação de Beruri-AM. As barras de erro mostram o desvio padrão dos dados de concentração de campo. Santos, 2015.

O eixo vertical principal (esquerda) representa as cotas observadas e o eixo vertical secundário (direita) as C_{ss} obtidas em cada campanha de campo ocorrida entre julho de 2011 e fevereiro de 2015 (eixo horizontal) na estação de Beruri. A linha azul representa a variabilidade de nível fluviométrico ao longo do período e os círculos vermelhos as C_{ss} obtidas durante as medições de vazão líquida. As barras de erro mostram o desvio padrão dos dados de C_{ss}.

O que se observa é uma defasagem entre o pico de C_{ss} (janeiro) com o ápice dos níveis (maio-junho), além disso quando as cotas são máximas é onde se percebe os menores valores de C_{ss}.

Analogamente, realizou-se a análise dos mesmos dados de concentração com as medições de descargas líquidas ocorridas no mesmo período relatado anteriormente (Figura 32).

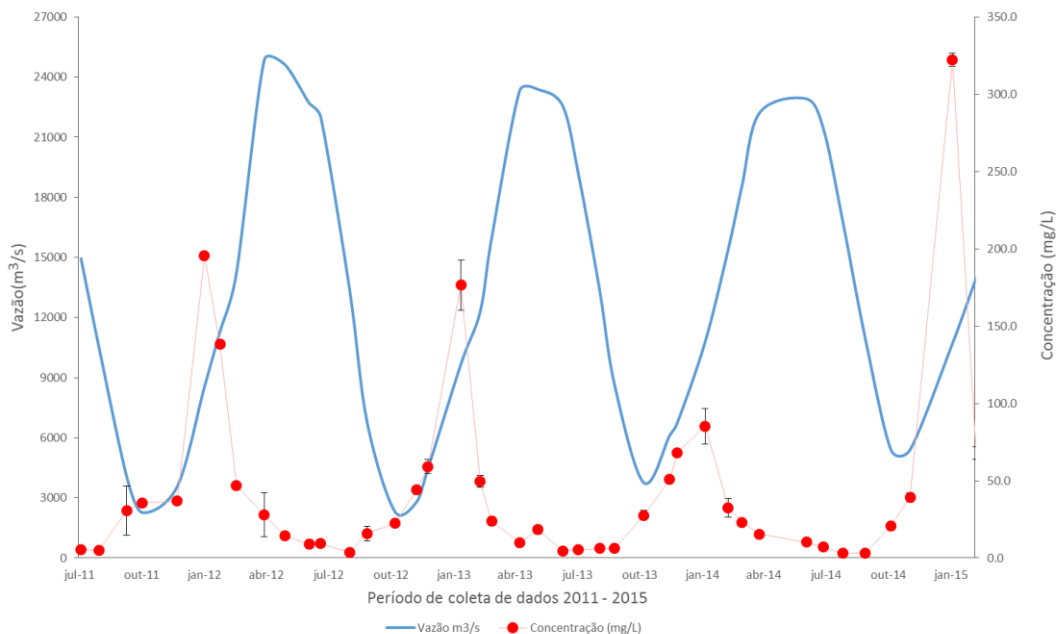


Figura 32. Relação entre as Q m³/s e as C_{ss} (mg/L) das campanhas ocorridas na estação de Beruri-AM. As barras de erro mostram o desvio padrão dos dados de concentração de campo. Fonte: Santos, 2015.

O eixo vertical principal (esquerda) representa as vazões medidas e o eixo vertical secundário (direita) as C_{ss} obtidas em cada campanha de campo ocorrida entre julho de 2011 e fevereiro de 2015 (eixo horizontal) na estação de Beruri. A linha azul representa a variabilidade de descarga líquida medida ao longo do período e os círculos vermelhos as C_{ss} obtidas durante estas medições. As barras de erro mostram o desvio padrão dos dados de C_{ss} .

Como ocorreu na relação $H \times C_s$ é observada a mesma defasagem entre o pico de C_{ss} (janeiro) com o pico de vazão (maio), da mesma forma, quando as vazões são máximas encontram-se os menores valores de C_{ss} .

Com relação ao pico de cota e vazão, os dados puderam confirmar um fenômeno hidrológico curioso. Geralmente, até meados de junho, existe a elevação da cota na estação de Beruri, quando é observado o nível máximo de água. Porém este valor máximo de nível não correspondente ao pico de vazão (geralmente em maio), e isto se deve ao efeito de barramento hidráulico que o Rio Solimões provoca no Rio Purus em sua foz.

Estabelecido o pico de vazão, é esperado o início da diminuição progressiva deste parâmetro e ao mesmo tempo o rebaixamento do nível do Rio, porém este último não ocorre. Apesar de a quantidade de água que passa por segundo na secção diminuir, o nível do Rio continua a subir por estar em fase com o pico de vazão da bacia do Solimões.

Ficou claro também a dificuldade em medir exatamente o pico de sedimentos nesta estação. O período em que ocorre o ápice de sedimentos nas estações do Rio Purus, e não diferentemente em Beruri, é muito curto, havendo atraso ou antecipação de apenas uma semana no trabalho de campo, já é tempo suficiente para não perceber as condições de C_{ss} nas categorias extremas deste parâmetro.

Prever com exatidão o momento em que o pico de C_{ss} ocorrerá e em paralelo montar uma logística para monitorá-lo não é possível, e por isso deve-se fazer tentativas ano a ano a fim de se obter dados que representem esta condição extrema.

Especificamente sobre os dados de concentração de sedimentos, analisando apenas os dados de campo não é possível afirmar que no ano de 2014 o pico de sedimentos apresentou valores abaixo da média, pois a coleta destes pode ter ocorrida em período anterior ou posterior ao pico.

Já no caso de janeiro de 2015, os resultados sugerem que o trabalho de amostragem e coleta de sedimentos coincidiu com o curto período de pico de sólidos em suspensão nas estações do presente estudo, pois os valores são os maiores da série histórica e muito acima da média dos dados coletados anteriormente. Mas o que traz esta sugestão é a análise da Figura 33 que apresenta as relações entre as vazões de Beruri e Paricatuba.

É possível perceber que a partir de outubro há uma equiparação dos valores de vazão entre as estações, período correspondente ao pico de vazante, este fato mostra que o fluxo de água que ocorre na bacia do Purus não sofre influência de remanso pelo Solimões nesta época.

O mais interessante é que ao iniciar o processo de enchente (outubro - novembro) é visto uma inversão na razão de vazão Paricatuba/Beruri que fica maior que 1 apenas nos meses de novembro a janeiro (Figura 34). Este fato prova que as condições hidrológicas estudadas entre Outubro e janeiro correspondem ao Rio Purus, portanto o pico de C_{ss} em janeiro representa uma característica sedimentológica deste Rio.

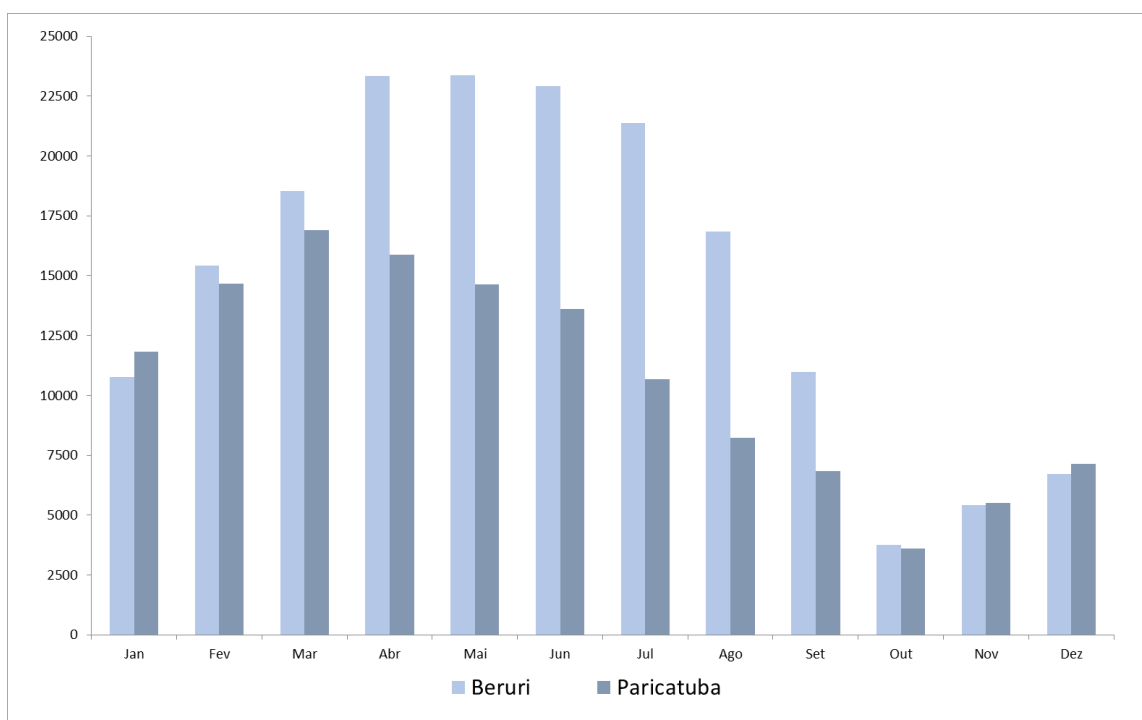


Figura 33. Resultado das vazões durante o ciclo hidrológico 2013 – 2014 nas estações de Beruri e Paricatuba, Rio Purus, Amazonas. Santos, 2015

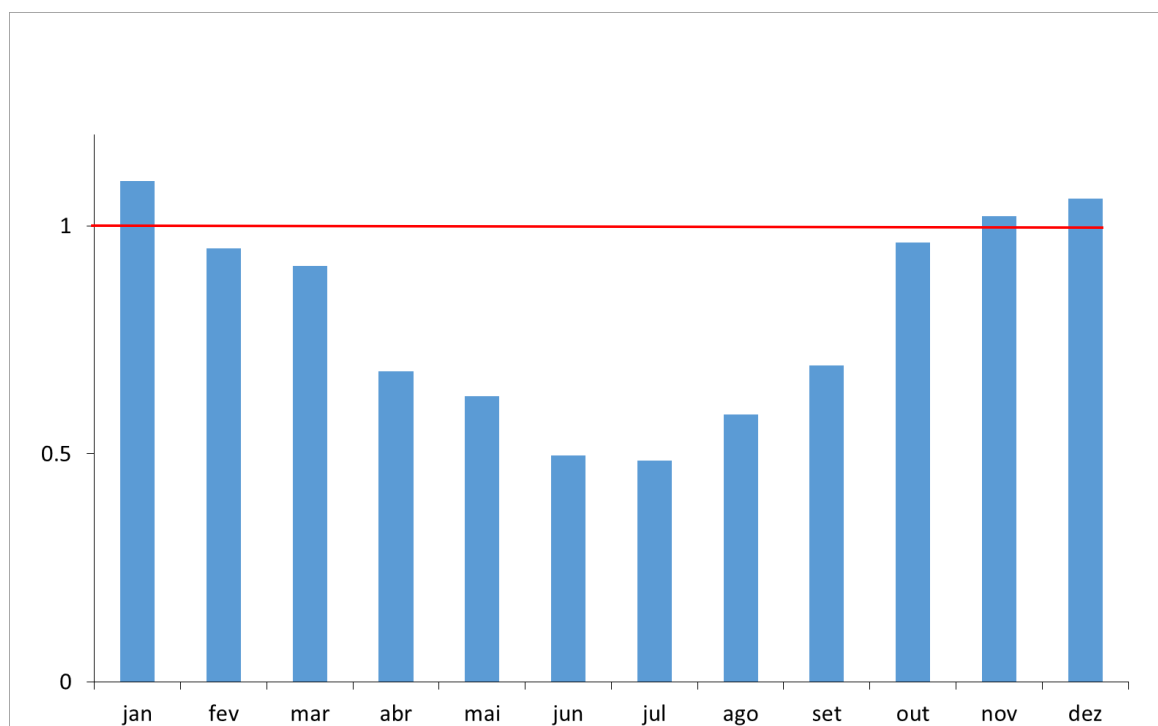


Figura 34. Razão entre as vazões medidas nas estações de Paricatuba e Beruri (PTB / BRI) durante o ciclo hidrológico 2013 – 2014. Apenas entre os meses de novembro a janeiro as vazões em Paricatuba superam as medidas em Beruri. Santos, 2015

6.2. Radiometria

Durante os trabalhos de campo, sempre que possível, foi realizada a coleta de dados radiométricos. Os fatores que não possibilitaram a aquisição de dados em algumas campanhas estão relacionados às condições meteorológicas desfavoráveis (alta densidade de nuvens), logística e disponibilidade dos equipamentos.

A reflectância da água depende dos componentes que são encontrados no meio aquático. Para os comprimentos de onda maiores que 950 nm a reflectância é muito baixa, devido à absorção da água nestes comprimentos de onda.

A Figura 35 apresenta um gráfico (por estação) contendo todas as medições radiométricas realizadas e pode-se notar a variação do sinal quanto ao valor da reflectância. Essas diferenças entre os valores estão fortemente relacionadas com as características hidrológicas sazonais presentes nas estações de estudo.

No eixo vertical é exibido a reflectância por sensoriamento remoto, com valores compreendidos entre o intervalo de 0 a 1. No eixo horizontal temos os comprimentos de onda de 1 nm em 1 nm. Cada cor corresponde a uma média de amostras de campo realizadas na data sinalizada em legenda.

Entre os meses de novembro fevereiro, período de concentrações mais elevadas, o padrão de reflectância é forte no vermelho e no infravermelho próximo.

Para os períodos de março a maio e entre setembro e outubro, também há presença de material particulado (em menor concentração) resultando na diminuição do padrão de reflectância no vermelho e no infravermelho próximo.

Já entre meados de maio e início de agosto geralmente, o Rio Purus passa a ter características de Rio de águas pretas, contendo pouco MES e com presença de material orgânico dissolvido, a água apresenta uma assinatura espectral muito baixa em todos os comprimentos de onda. As propriedades ópticas dos outros elementos ativos (material orgânico, fitoplâncton e água) prevalecem sobre os sedimentos em concentrações baixas.

O maior sinal de reflectância é encontrado nas amostras entre novembro e fevereiro, com o pico em janeiro e os sinais mais fracos estão entre os meses de maio a julho, meses com as maiores cotas observadas. Estes resultados mostraram a alta correlação entre o pico de concentração medido e observado no campo com os níveis máximos de reflectância medida pelos sensores no ato das coletas de sedimentos.

Este padrão heterogêneo acompanha a variação dos padrões de concentração do Rio Purus que pode chegar na ordem dos 400 mg.L^{-1} de amplitude na diferença, dependendo do período do ciclo hidrológico que se está analisando.

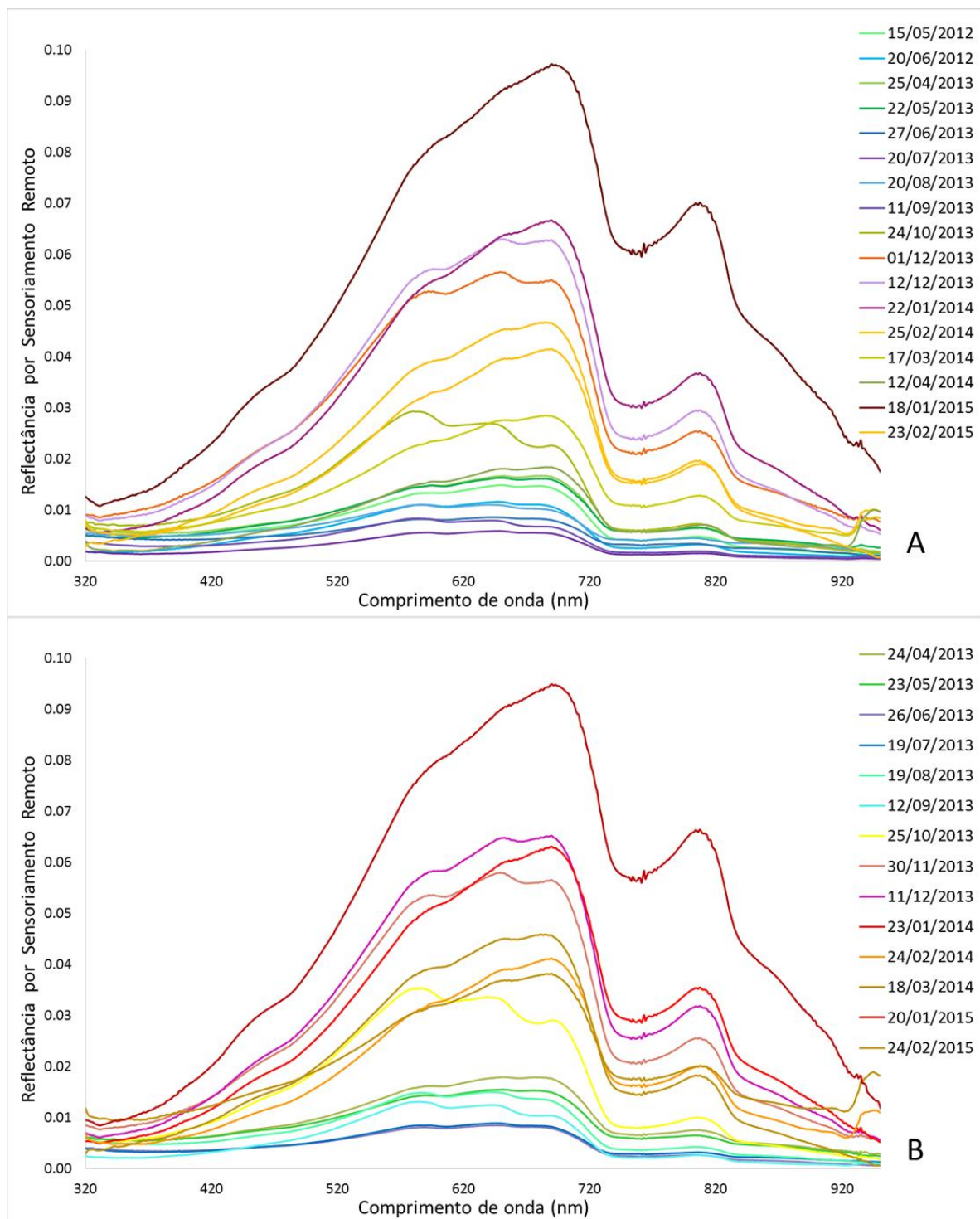


Figura 35. Reflectância de campo por espectro radiômetros. Curvas espectrais para cada amostra obtida entre 2012 e 2015, estações de BRI (A) e PTB (B) no Rio Purus. Santos, 2015.

Em termos de reflectância, a diferença entre o menor e o maior padrão encontrado em ambas as Bandas (1 e 2) é superior a dez vezes. Para entender as relações entre concentração e reflectância foram realizadas uma série de correlações a fim de obter a calibração dos dados de campo com os dados de satélite e por fim estimar a concentração de sedimentos por satélite.

6.3. Calibração

6.3.1. C_{ss} x R_{rs}

Os gráficos a seguir representam as relações de concentração de sedimentos medidas no campo versus reflectância extraídas em campo. O eixo vertical representa os dados de C_{ss} em mg/L e o eixo horizontal os valores de reflectância de campo simulados para os valores MODIS.

A Figura 36 mostra a correlação para os dados de reflectância de campo compreendidos no intervalo espectral da Banda 1 (620 – 670 nm) com os dados de concentração de sedimentos em suspensão obtidos das amostras de água nas estações de estudo. Percebe-se um comportamento não linear que pode estar relacionado a um fenômeno de saturação como foi publicado para outros Rios amazônicos por Martinez et al. (2015).

Devido à ausência de dados intermediários para concentrações entre 100 e 250 mg/l, ficou difícil definir qual o nível exato de saturação no modelo estatístico utilizado. Apenas para estimar o nível de correlação, utilizou-se uma relação exponencial que será aprimorada a partir da inserção de mais dados representativos de concentrações mais elevadas.

A Figura 37 compara os dados de reflectância de campo compreendidos no intervalo espectral da Banda 2 (841 – 876 nm) com os dados de concentração oriundos das mesmas amostras de campo. A relação parece ser quase linear, pois a falta de pontos nas concentrações intermediárias dificultou a definição de um modelo robusto. Porém, percebe-se que a banda do infravermelho parece estar sensível ao conteúdo em sedimentos para todas as concentrações encontradas, superando a capacidade de detecção do vermelho para altas concentrações (acima de 250 mg/l).

Em cada um dos gráficos foi gerada uma equação (Equação 1 - V e IV) que valida a relação entre as grandezas analisadas.

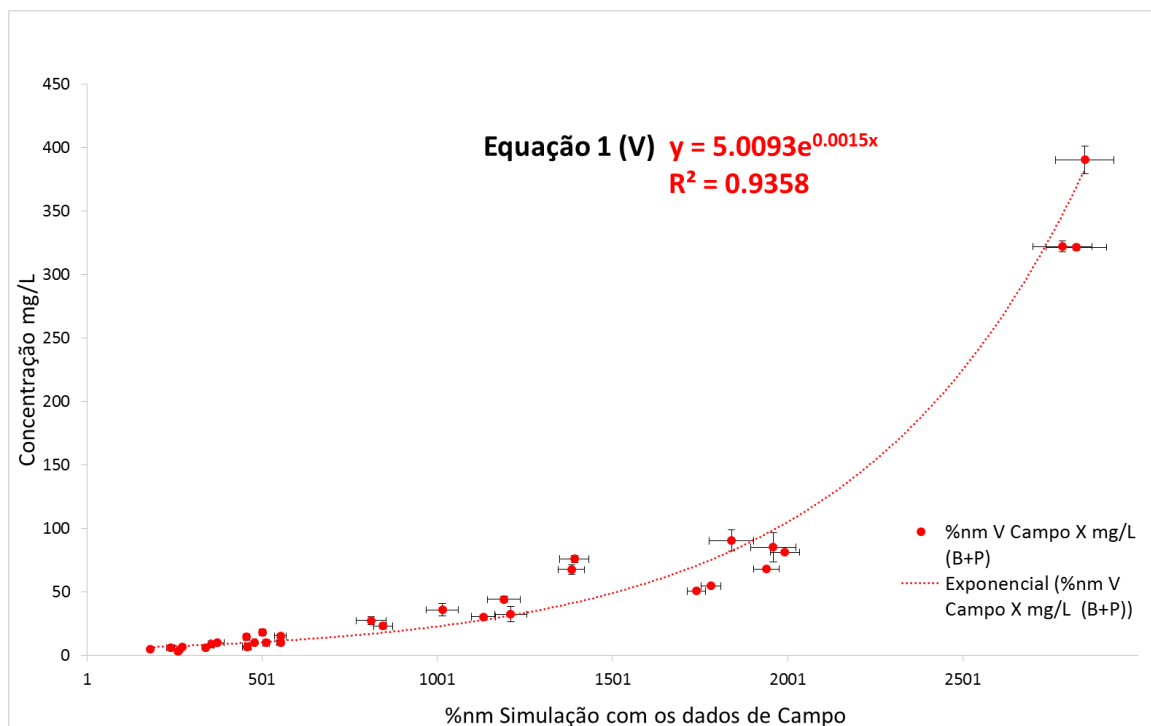


Figura 36. Correlação da reflectância simulada em campo para a banda do vermelho com a concentração de sedimentos das amostras de água coletadas. As barras de erro mostram o desvio padrão em cada eixo, concentração na vertical e radiometria de campo na horizontal. Santos, 2015.

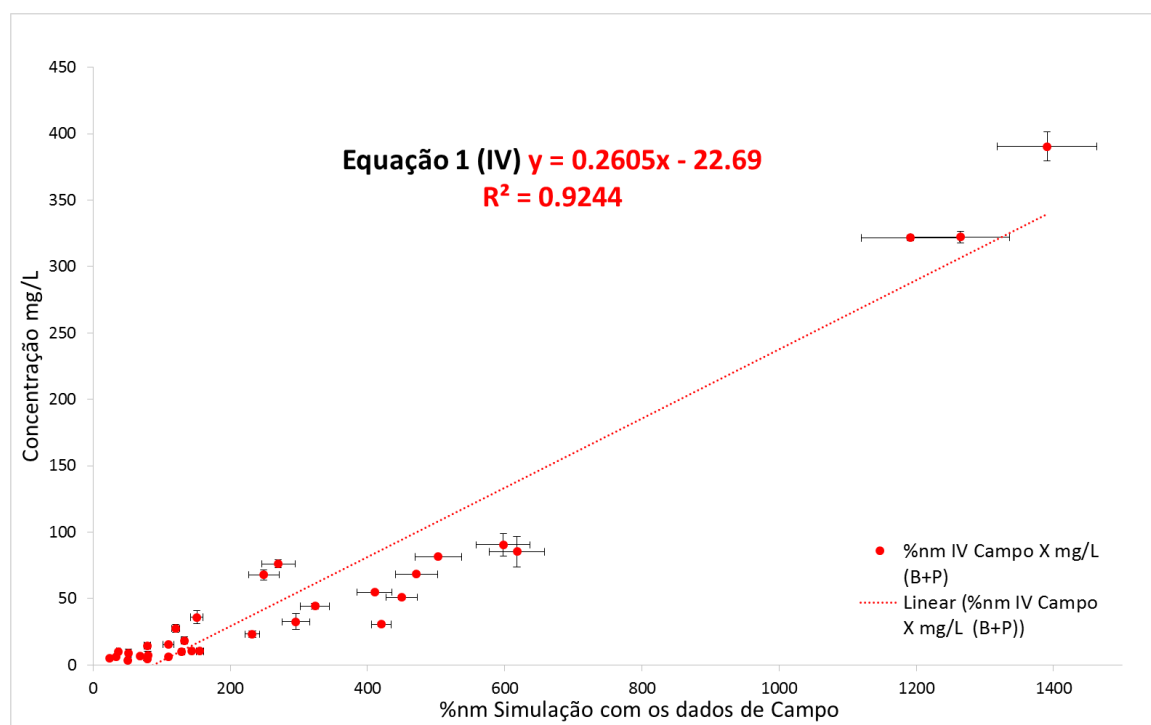


Figura 37. Correlação da reflectância simulada em campo para a banda do infravermelho com a concentração de sedimentos das amostras de água coletadas. As barras de erro mostram o desvio padrão em cada eixo. Santos, 2015.

6.3.2. R_s x R_{rs}

Os gráficos a seguir representam as relações de reflectância por satélite versus reflectância extraídas em campo. No eixo vertical estão representados os dados de reflectância de campo simulados para os valores MODIS e no eixo horizontal os valores de reflectância por satélite extraídos das imagens MODIS.

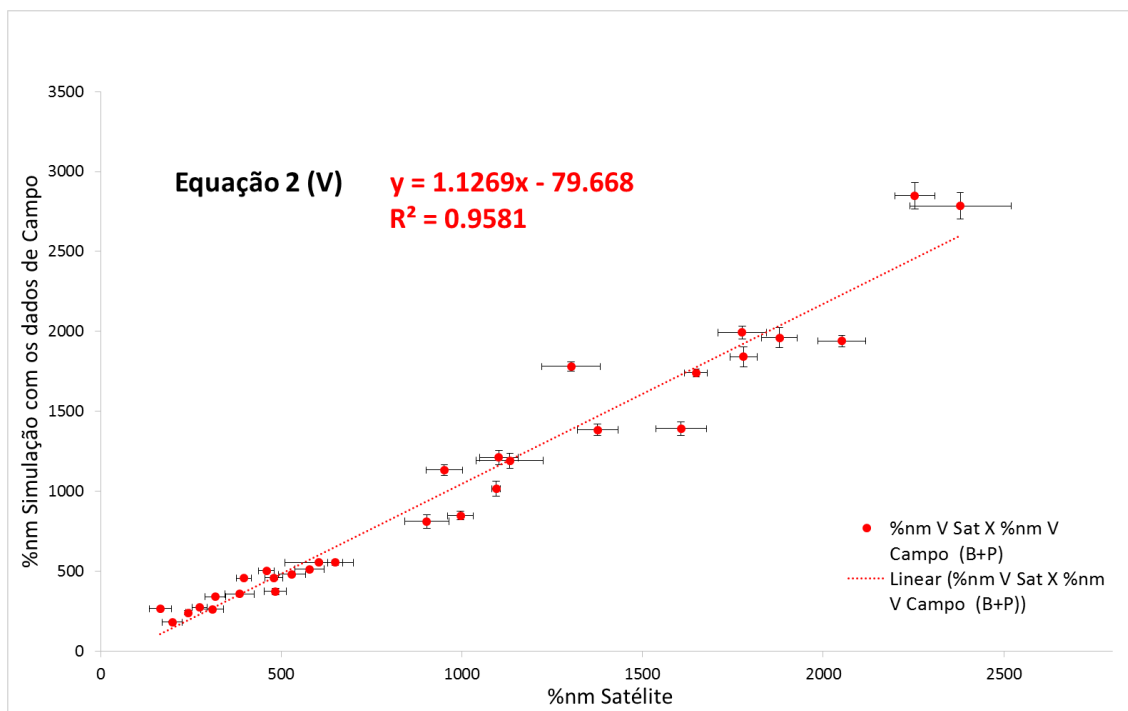


Figura 38. Correlação entre a reflectância simulada em campo para a banda do vermelho com a reflectância por satélite também na região do vermelho. As barras de erro mostram o desvio padrão em cada eixo. Santos, 2015.

Com o objetivo de validação da reflectância por satélite, foi realizada a comparação entre os dados de reflectância obtida no campo com a reflectância extraída das imagens de satélite para as duas bandas 1 e 2.

Essa comparação é fundamental no processo de transformação da reflectância por satélite em concentração por satélite. É necessário averiguar se há uma boa correlação entre os resultados de reflectância (simulada com os dados de campo) e a reflectância a partir dos sensores remotos MODIS.

Foi observado na Figura 38 que os dados de reflectância do campo com os dados contraídos por satélite apresentam uma boa correlação. Contudo, mesmo sem ter obtido um

número representativo de amostras com valores altos de reflectância, o R^2 foi elevado para a Banda 1.

Já no Infravermelho, o resultado não teve a mesma qualidade que foi vista no Vermelho. Na Figura 39 é observado que a grande quantidade de amostras com baixos valores de reflectância trouxeram ruídos na correlação dos dados.

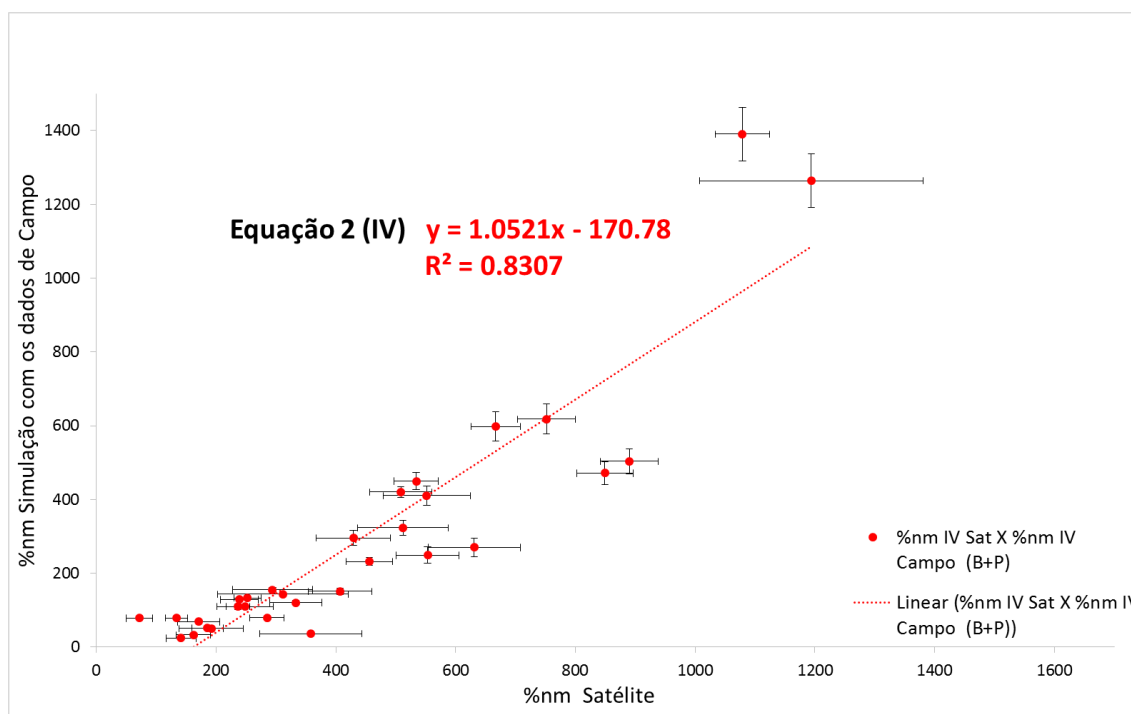


Figura 39. Correlação entre a reflectância simulada em campo para a banda do infravermelho com a reflectância por satélite também na região do infravermelho. As barras de erro mostram o desvio padrão em cada eixo. Santos, 2015.

Também nestes dois gráficos foram geradas uma equação (Equação 2 - V e IV) que valida a relação de R_{rs} com R_s .

6.3.3. R_s x C_{ss}

A seguir uma última análise, com as relações de reflectância por satélite versus concentração de sedimentos em suspensão de campo. No eixo vertical estão representados os dados de C_{ss} e no eixo horizontal os valores de reflectância por satélite extraída das imagens MODIS.

O número de “duplas” (R_s x C_{ss}) nesta análise é bem maior comparando com as relações que dependem dos dados de reflectância de campo, pois existem mais imagens de satélite disponíveis que medições radiométricas *in situ*.

A Figura 40 mostra a refletância por satélite na Banda 1 em função da concentração de campo. Como citado acima, esse maior número de pontos permite confirmar o processo de saturação no vermelho e definir o nível de saturação em torno de 100 mg/l para concentração e 2000 para refletância. Esta saturação é sentida quando os dados advindos da Banda 1, ao ultrapassarem o limite de saturação, não conseguirem mais representar o aumento de C_{ss}, ou seja, mesmo ocorrendo aumento de C_{ss} a R_s não acompanha esta crescida.

Observa-se também que, em comparação com as coletas radiométricas *in situ*, o nível de correlação da reflectância de satélite com dados de concentração de campo é mais baixo, isso é devido a qualidade radiométrica ser um pouco menor nas imagens de satélite (0.89 versus 0.93).

Na Figura 41 a correlação é feita para a Banda 2, o maior número de pontos dá a impressão de ausência de saturação apesar desta relação (reflectância x concentração) parecer não linear. Aqui também se vê que o nível de correlação, em comparação com reflectância de campo, foi mais baixo e ainda mais discrepante que no caso do vermelho (0.75 versus 0.92). Em particular, parece que para baixas concentrações existe uma perda de sensibilidade da radiometria por satélite.

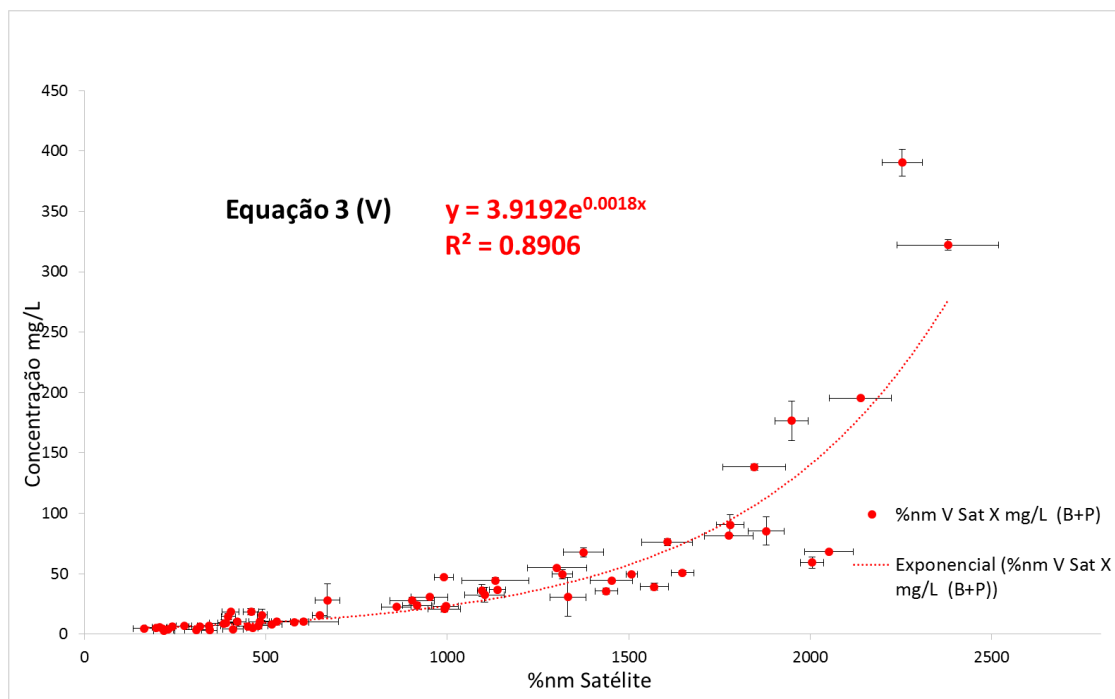


Figura 40. Correlação entre a concentração de sedimentos no campo, com a reflectância por satélite na banda do vermelho. As barras de erro mostram o desvio padrão em cada eixo. Santos, 2015.

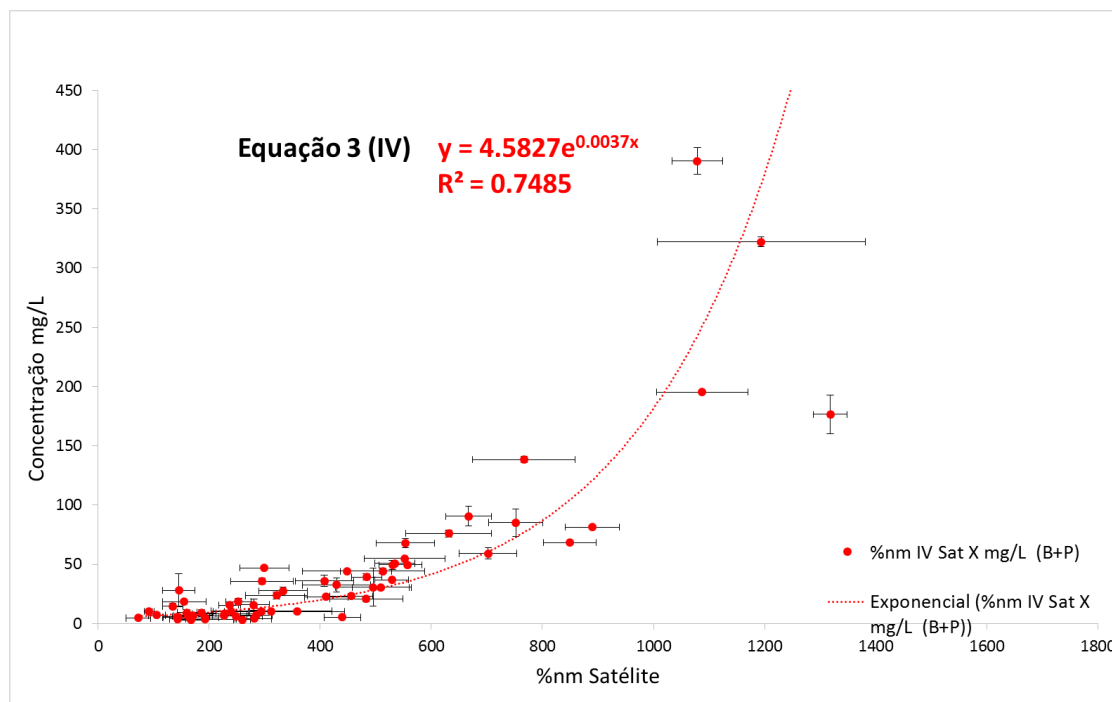


Figura 41. Correlação entre a concentração de sedimentos no campo, com a reflectância por satélite na banda do infravermelho. As barras de erro mostram o desvio padrão em cada eixo. Santos, 2015.

Nesta relação ($R_s \times C_{ss}$) também é obtida uma equação de validação (Equação 3 - V e IV).

6.4. Série temporal de concentração estimada por Satélite

Em função das habilidades diferentes das bandas do vermelho e do infravermelho para registrar altas e baixas concentrações, decidiu-se desenvolver um modelo de inversão de duas bandas. Esta é a solução para resolver a saturação que ocorre na Banda 1 e a partir deste limite buscar as informações advindas da Banda 2.

A primeira equação (Figura 42), foi originada para utilizar os dados da Banda 1 na transformação de reflectância por satélite em concentração por satélite. Para isto foi colocado como limite os dados da Banda 1 até 1800. O valor de 1800 foi definido em função da saturação no vermelho aparecer para um limiar de 2000.

A segunda equação foi gerada para representar os dados de concentração por satélite baseados na Banda 2, ou seja, para fazer correspondência com as altas concentrações. Quando os valores de reflectância superam 1800 no vermelho, o modelo utiliza o valor correspondente no Infravermelho (Figura 43).

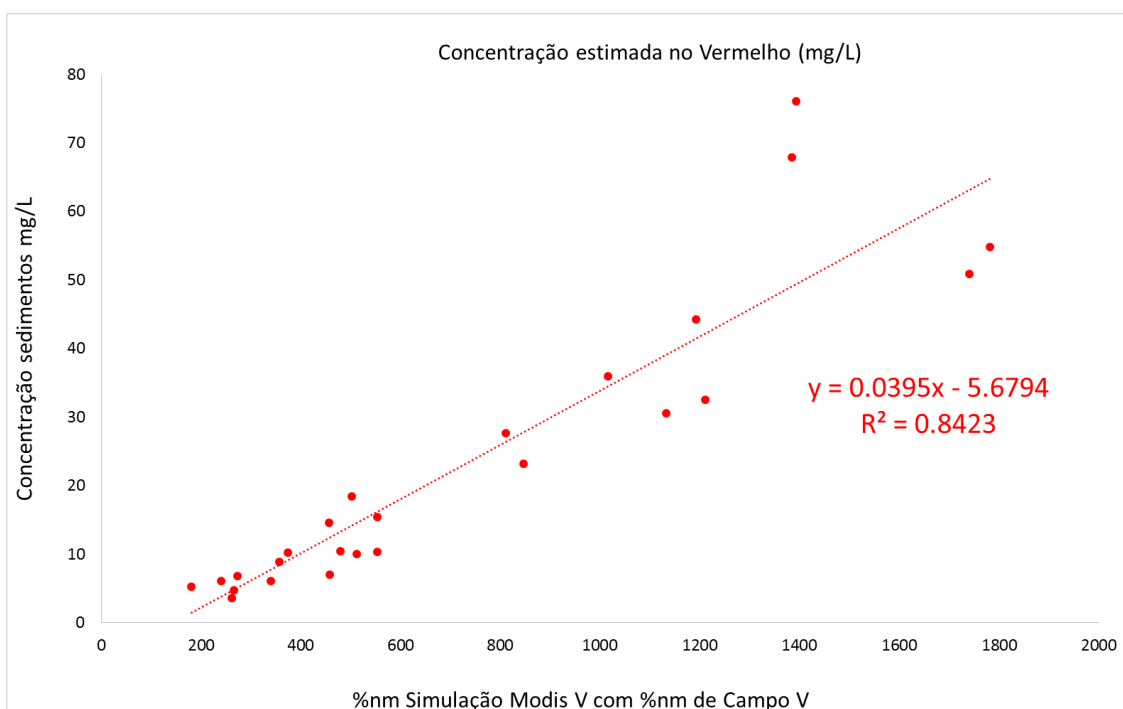


Figura 42. Gráfico com os dados de concentração e de reflectância no campo na Banda 1 que geraram a primeira equação para as estimativas de concentração por satélite. Santos, 2015.

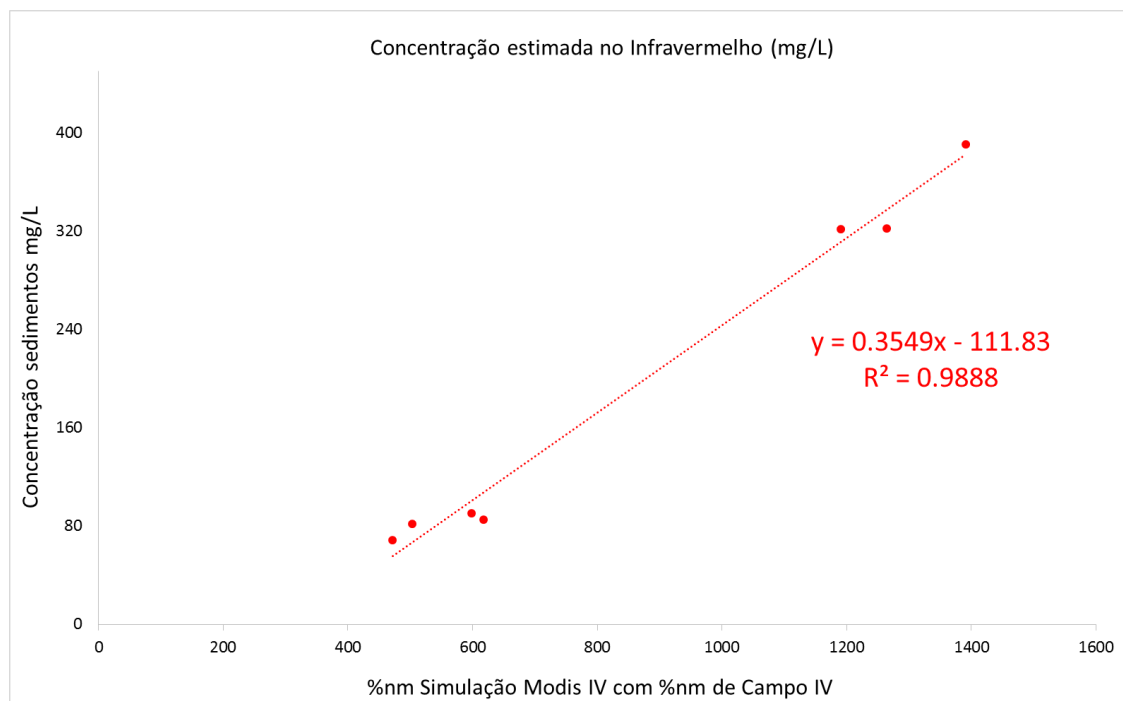


Figura 43. Gráfico com os dados de concentração e de reflectância no campo na Banda 2 que geraram a primeira equação para as estimativas da concentração por satélite. Santos, 2015.

A criação da série temporal de quinze anos (2000 a 2015) presente na Figura 44 foi gerada a partir de um modelo gerado pelas informações coletadas no campo, as concentrações

e as reflectâncias. Estes dados alimentaram um modelo estatístico linear e formaram as duas equações.

Observa-se nesta série temporal que os dados de concentração de sedimentos estimados por satélite seguem a mesma tendência dos dados de concentração coletados em campo e além disto estão com valores muito similares. Este fato mostra a robustez da técnica e mostra que é possível fazer um monitoramento de dados recentes como também promover resultados que tragam informações passadas, a partir da data de lançamento dos satélites.

Na Figura 45 pode-se analisar com mais amplitude a dinâmica sazonal da concentração variando no tempo em um período contendo dados de concentração coletados na estação de Beruri- AM, entre 2010 e início de 2015.

Novamente percebe-se a grande correlação entre os dados de concentração coletados e analisados em laboratório com os dados de concentração estimados por satélite. No mês de janeiro de 2015 o fato de não haver concentração de sedimentos por satélite na mesma magnitude dos dados de campo, significa que não existiu imagens com informações que pudessem ser transformadas em concentração estimada por satélite no período em que o campo ocorreu.

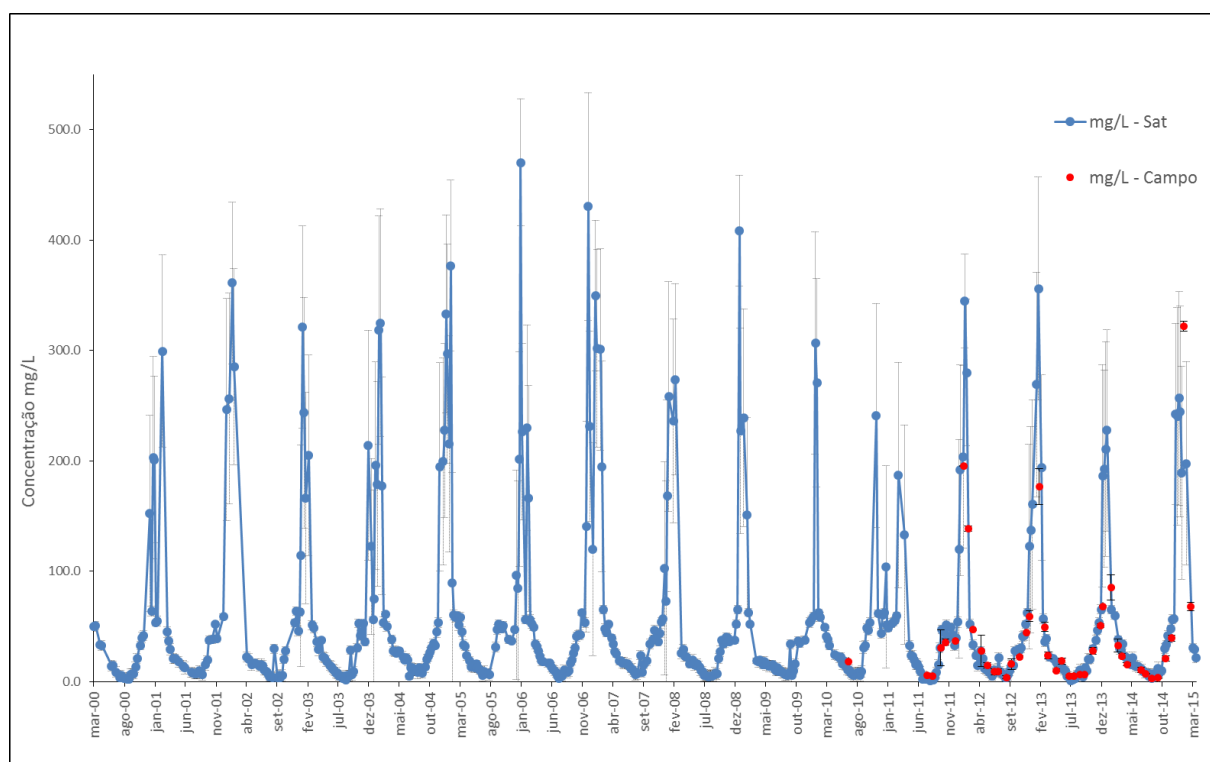


Figura 44. Série temporal de concentração por satélite no Rio Purus (Beruri – AM) no período completo de disponibilidade de Imagens MODIS (2000 - 2015). As barras de erro mostram o desvio padrão dos dados de concentração (campo e satélite). Santos, 2015.

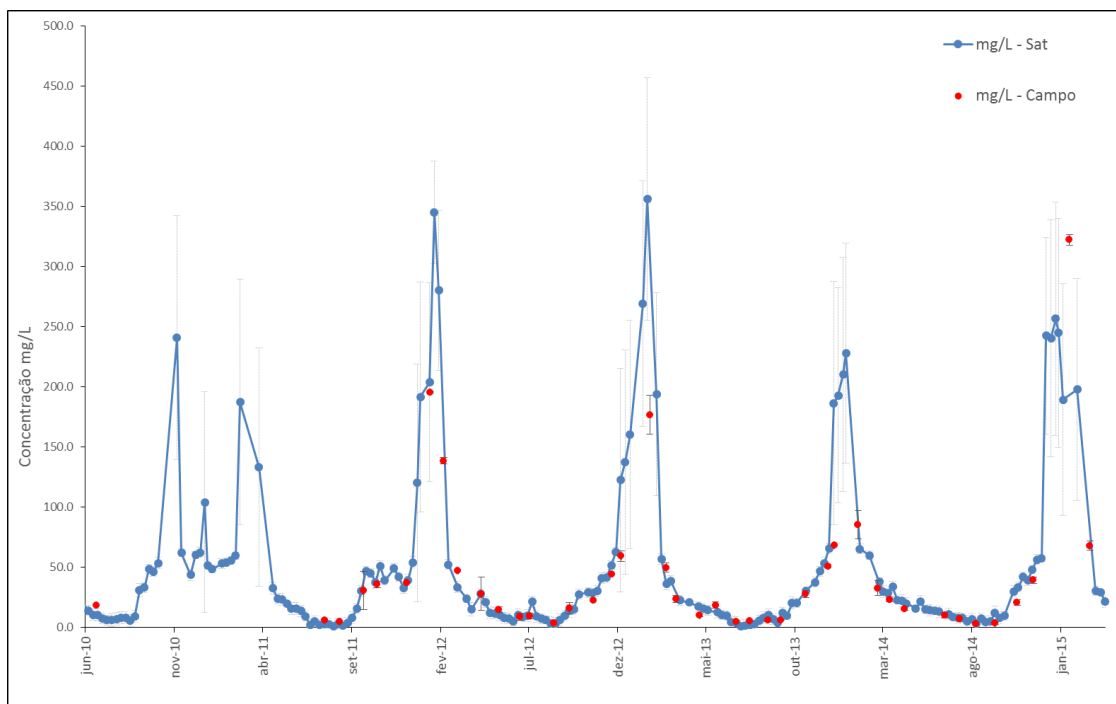


Figura 45. Série temporal de concentração por satélite no Rio Purus (Beruri – AM) com destaque ao período que ocorreu coleta de amostras de água para análise de concentração de sedimentos. As barras de erro mostram o desvio padrão dos dados de concentração (campo e satélite). Santos, 2015

As barras verticais em cinza são os desvios referentes à adjacência de feições contidas no pixel. Estes resultados confirmam os alcançados por Martinez et al (2009) para a estação de Óbidos.

6.5 Interpretação e Discussão

O presente estudo colaborou para o conhecimento hidrológico da região do baixo curso do Rio Purus pelo fato da presença marcante da equipe técnica no campo, realizando as medições de descarga líquida, concentração de sedimentos e espectrometria de campo mensalmente por mais de dois anos nas estações hidrometeorológicas de referência, Paricatuba (120 km da Foz) e Beruri (30 km da Foz). Estes fatos associados deram subsídio para a determinação da sazonalidade dos fluxos de água e sedimentos em suspensão desta região.

Outro benefício científico gerado pelo trabalho está relacionado ao banco de dados gerado ao logo deste estudo. A aquisição e o tratamento das imagens MODIS representativas da região de interesse possibilitaram a extração de informações consistentes de reflectância do trecho de Rio contido nestas imagens e com isso tornou possível a avaliação do fluxo de

sedimentos em suspensão no Rio Purus e da concentração de sedimentos estimada por satélite na estação de Beruri.

Durante as etapas de campo percebeu-se grande variação das vazões medidas entre as estações de estudo (Beruri e Paricatuba). No período entre os meses de Abril e Agosto é evidente a grande influência hidrológica que o Rio Solimões exerce no Rio Purus.

O efeito de remanso provocado pelo Solimões, partindo da foz do Purus e percebido em regiões a montante da estação de Arumã Jusante (cerca de 70 Km acima da estação de Paricatuba) é o responsável por esta influência hidrológica.

A Figura 33 mostra os dados de vazão nas estações de Paricatuba e Beruri realizados durante um ciclo hidrológico completo. Nestes dados observa-se um aumento gradativo na diferença entre as vazões destas estações. Este acréscimo de vazão, na ordem de grandeza em que ocorre, não é justificado por não haver contribuição de afluentes entre estas estações.

Vale lembrar que as medições quando não ocorriam no mesmo dia, eram realizadas com apenas um dia de defasagem, o que para uma bacia de resposta lenta como o Rio Purus, não traria influência na diferença encontrada entre os meses de Abril e Agosto.

Como visto no capítulo 4.2, o regime hidrológico do Rio Purus é Tropical Austral, mas não é o que se observa nas estações do Baixo Purus. Essa é uma evidência da influência que o Rio Solimões exerce no Baixo Purus.

A partir da estação de Arumã Jusante o regime hidrológico do Rio Solimões passa a dominar a região hidrológica entre esta estação e a Foz do Purus, portanto o que se percebe na Figura 33 é um histograma com características de regime equatorial alterado.

O que explicaria as diferenças nas medições de vazão entre Beruri e Paricatuba, que podem chegar em torno de $10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, é a geomorfologia do baixo Purus. Quando o Rio Solimões, em seu processo de cheia, alcança a cota que inicia o aporte de água para a região de várzea, a partir de março, canais entre os Rios Solimões e Purus são ativados e neste momento parte da vazão do Rio Solimões é adicionada à vazão do Rio Purus.

Durante as campanhas de campo, foram mapeados os principais canais que comunicam as áreas de várzea ou áreas alagadas com o Rio Purus. Além da identificação destes canais, foram realizadas medições de vazão nestas localidades e definidas as influências ou aportes.

No que tange a variação de MES, além da variação ao longo do ciclo hidrológico, é notada a variabilidade espacial, ou seja, dependendo da época do ano existe uma discrepância nos valores de concentração de sedimentos entre as estações de referência

Uma outra característica apurada nesta região é quanto a estrutura em forma de Delta (limitado em vermelho na Figura 46), que marca a região de influência entre as bacias em questão, nesta figura estão sinalizados os locais com contribuições hidrológicas mais relevantes (setas vermelhas), os traços vermelhos servem para auxiliar a leitura da geomorfologia do baixo Purus.

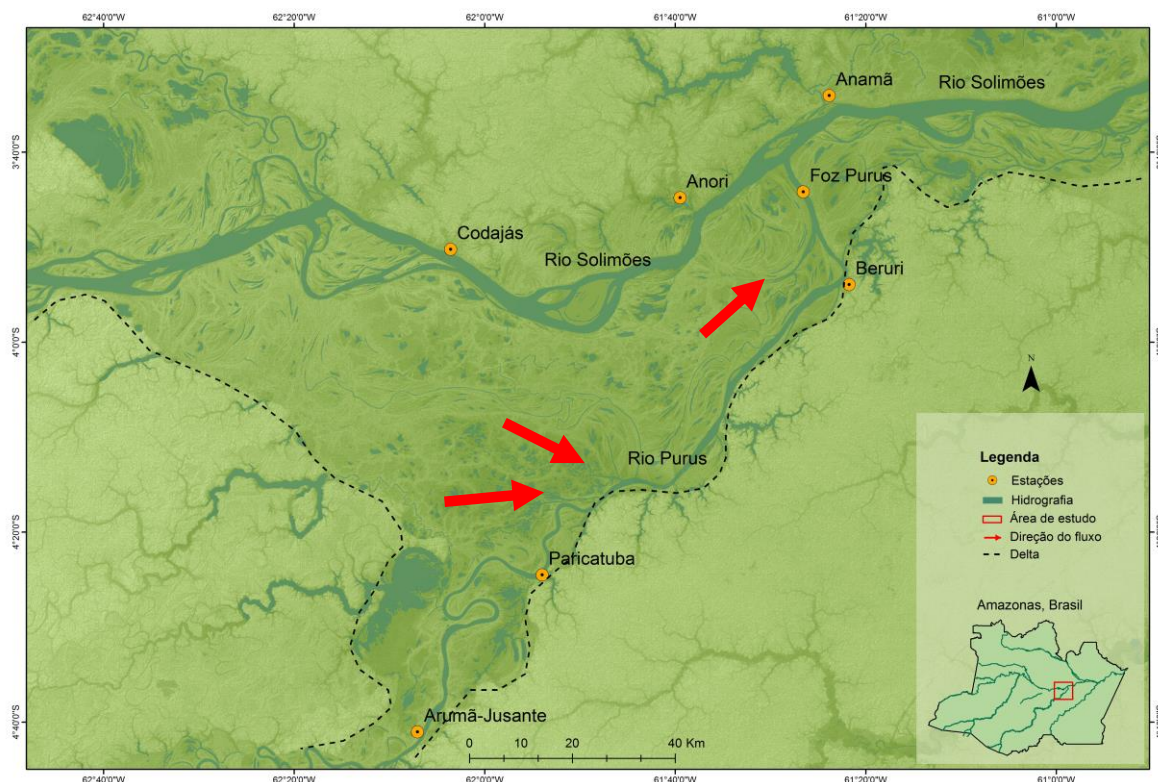


Figura 46. Área várzea com muitos lagos e canais formando um delta, as setas indicam os principais aportes de água da várzea para a Bacia do Rio Purus, Amazonas. Santos, 2015

Por se tratar de um rio meandrante, o Rio Purus possui muitos canais abandonados além de lagos no entorno do canal principal, além disso, o efeito do remanso do Solimões torna a região do baixo Purus uma grande área de várzea com solos aluviais onde os paranás de conexão com o Solimões, ativados no período de águas altas, trazem influência não somente na hidrologia como também na disposição de sedimentos.

Utilizando como referência os resultados de Filizola et al. (2011) em Óbidos - PA, cruzou-se os dados de C_{ss} e descarga líquida a fim de se obter o comportamento sazonal do fluxo de sedimentos para Beruri – AM (Figura 47) .

Nos meses de abril, maio, junho, julho e agosto fica evidente a estagnação no comportamento de C_{ss}. Em função do represamento exercido pelo Solimões ocorre um processo de sedimentação na região do baixo Purus.

Entre setembro e outubro, meses em que o Solimões já está próximo do pico de vazante e o baixo Purus encerrando este processo nota-se sensível elevação do C_{ss}. Em novembro e dezembro esse aumento é mais representativo, o Rio Purus está em início de enchente e parte dos sedimentos depositados tendem a ressuspender.

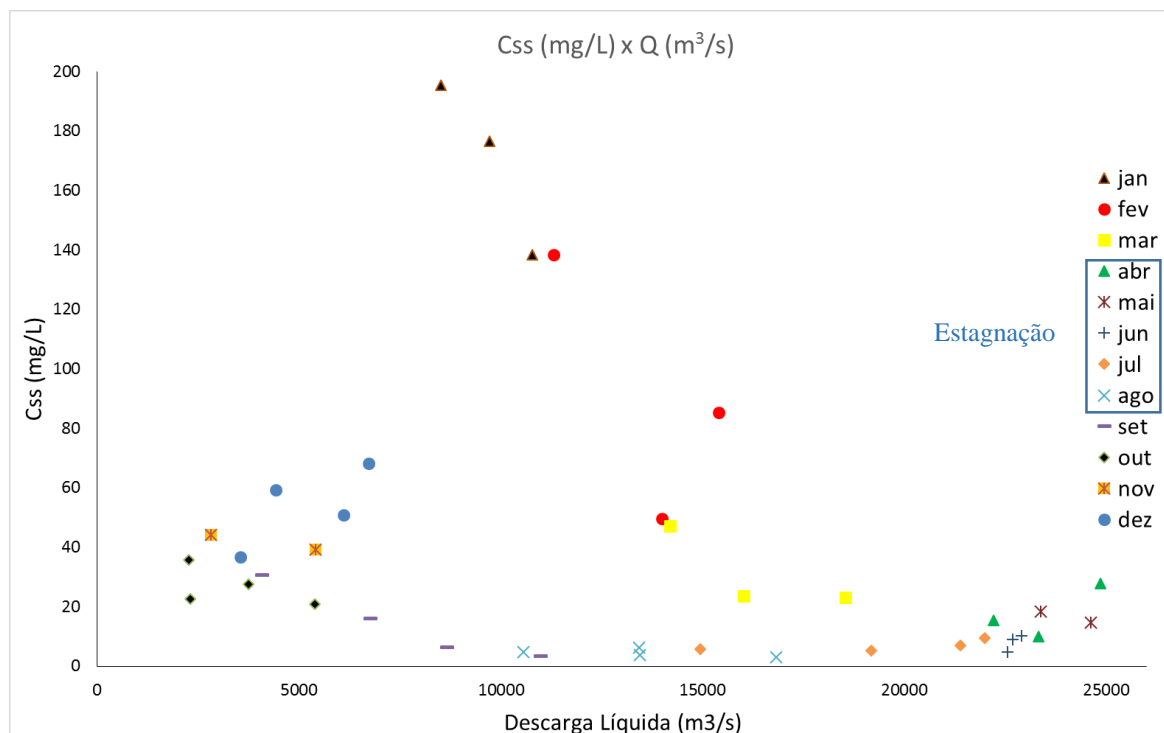


Figura 47. Cruzamento dos dados de C_{ss} com Q a fim de comparar com o efeito de histerese obtido em Óbidos por Filizola, 2011. Fonte: Filizola, 2011 e Santos, 2015

Os processos de erosão ou transporte de MES através do Rio Purus tem forte relação com processos tectônicos impostos nesta região como afirma Filizola et al (2009), os resultados aqui sugerem que estes processos são mais agressivos em janeiro, época de maior C_{ss} na região, e pode estar relacionado ao início de período chuvoso na bacia do Purus em dezembro, portanto aumento da taxa de sedimentação.

Mesmo após a passagem do pico de sedimentos, ainda é notada presença de MES nos meses de fevereiro e março, que resultam na aparência de rio de águas brancas, Espinoza (2012). Esta fase do ciclo hidrosedimentológico é antecedente a influência hidráulica que se iniciará a partir de abril pelo Rio Solimões. Quando esta influência está regendo o comportamento hidráulico do rio Purus, este último ganha aparência de rio de água preta.

A Figura 48 exibe os histogramas que mostram a similaridade entre os regimes mensais interanuais dos dados resultantes deste trabalho. Comparando-se os regimes de C_{ss}, R_s, R_{rs} e C_{ss} por satélite, pode-se perceber a mesma tendência e portanto os resultados reforçam a robustez da técnica de estimar C_{ss} por satélite para estudos de variabilidade de sedimentos.

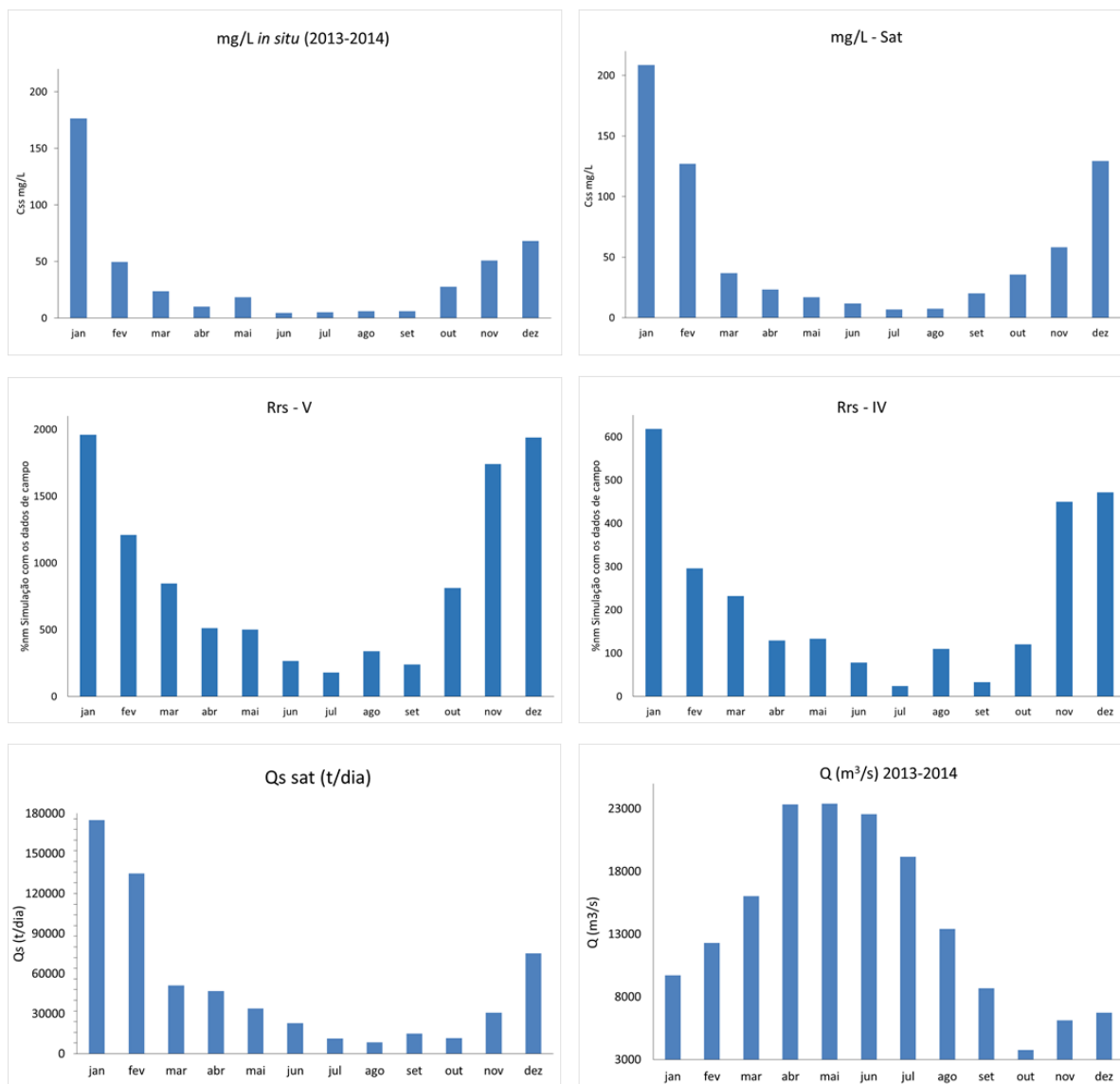


Figura 48. Histogramas com os regimes de C_{ss} , C_{ss} por satélite, $Rrs - V$, $Rrs - IV$, Q_s e Q .

Uma vez definida a série histórica de C_{ss} por satélite e conhecendo o regime de descarga líquida, foi possível traçar o regime de vazão sólida aplicando a equação a seguir:

$$Q_s = 0,0864 \times C_{ss} \times Q \quad \text{Vanoni, (1977)}$$

Os histogramas de Rrs no vermelho e Rrs no infravermelho seguem a mesma tendência, assim como são similares aos histogramas de C_{ss} e C_{ss} por satélite. Nos quatro histogramas as fases hidrológicas de enchente, pico de cheia, vazante, pico de vazante estão marcadas. O histograma com a descarga sólida, não diferente dos últimos quatro histogramas, mostrando que apesar da vazão líquida em janeiro ser baixa perante o ciclo hidrológico da estação a Q_s ainda se mantém como a maior neste período, em função das altas taxas de C_{ss} .

7. CONCLUSÃO

Este estudo contribui para o entendimento e quantificação dos processos erosivos em uma das maiores bacias hidrográficas da Amazônia. Os dados de reflectância da superfície estão robustamente correlacionados com a concentração de sedimentos em suspensão na superfície do Rio Purus nas estações estudadas ao longo de diversos ciclos hídricos consecutivos.

Ao combinar a excelente resolução temporal das imagens MODIS com a aquisição de dados radiométricos e de concentração *in situ* obtém-se uma calibração de qualidade para estimativa de concentração por satélite como visto em trabalhos como Martinez, 2009 e Espinoza, 2013.

Os dados MODIS podem ser utilizados para complemento de série de dados em uma bacia monitorada ou mesmo servir de base para estudo em regiões sem dados. Para isso é fundamental a calibração *in situ* dos dados radiométricos com os dados de satélite, testados para cada bacia hidrográfica de interesse.

Os dados de satélite serviram para analisar o padrão espaço temporal da concentração de sedimentos em suspensão ao longo do baixo Purus, demonstrando evidências de sedimentação significativa em águas baixas e ressuspensão de sedimentos nas regiões baixas quando se reinicia o processo de enchente.

Uma perspectiva de uso desta ferramenta seria na avaliação de impacto do desmatamento na bacia hidrográfica. Contudo, faz-se necessário intensificar os estudos nesta tecnologia para compreender a dinâmica de sedimentos em áreas de difícil acesso e em regiões com grande complexidade geomorfológica.

Em função da grande interferência do Rio Solimões na região do baixo Purus, observada e discutida por Filizola et al 2009, não foi possível identificar a influência do arco de Fitzcarraldo na produção de sedimentos nos pontos de controle estudados nesta localidade, portanto, estudos complementares deverão ser feitos a fim de investigar a origem deste pico de sedimentos de grande intensidade e curta duração.

É possível a criação de série histórica de concentração de sedimentos através de imagens de satélite, os resultados demonstraram que os dados estimados por satélite têm representatividade na caracterização de MES na bacia do Purus. Relacionando os regimes hidrológicos com o regime de C_{ss} obtido por satélite foi possível o entendimento da variabilidade dos aportes de sedimentos do Rio Purus do Rio Solimões (Figura 49).

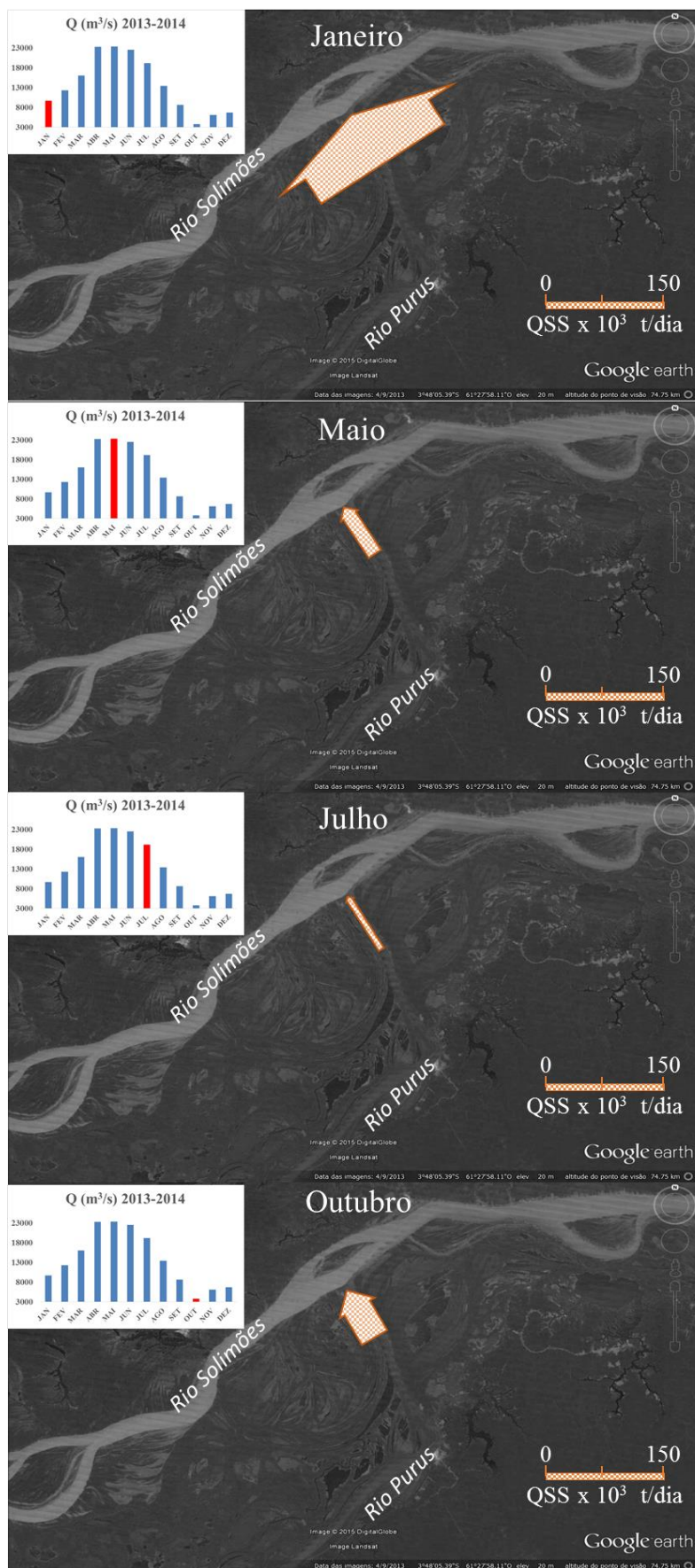


Figura 49. Variabilidade no aporte de sedimentos do Rio Purus no Rio Solimões. Fonte: Santos, 2015

8. REFERÊNCIAS

CARVALHO, N. O.; FILIZOLA, N. P.; SANTOS, P. M. C. *Guia de práticas sedimentométricas*. Brasília, DF: ANEEL, 2000.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia*. 2ed São Paulo, 1980. Editora Edgard Blucher

ESPINOZA, R. *Monitoramento das dinâmicas espaciais e temporais dos fluxos sedimentares na Bacia Amazônica a partir de imagens de satélite*. Tese de Doutorado. Brasília-DF: Universidade de Brasília: Instituto de Geociências. 2013.

ESPINOZA R.; MARTINEZ, J.M.; GUYOT, J.G.; FRAIZY, P.; ARMIJOS, E.; CRAVE, A.; BAZÁN, H.; VAUCHEL, P.; LAVADO, W. The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins. *Journal of Hydrology*. Vol. 444 – 445, 2012, p. 221-228.

ESPINOZA R.; MARTINEZ, J.M.; TEXIER, M.; GUYOT, J.G.; FRAIZY, P.; MENEZES, P.; OLIVEIRA, E. A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. N., 2012, p. 1-10.

FILIZOLA, N. P. *O fluxo de sedimentos em suspensão nos Rios da Bacia Amazônica brasileira*. Brasília, DF: ANEEL, 1999.

FILIZOLA, N.; GUYOT, J-L. Fluxo de sedimentos em suspensão nos Rios da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*. Vol. 41, N. 4, 2011, p. 566-576.

FILIZOLA, N. Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment using the Brazilian national data set. *Hydrological Process*. Vol. 23, 2009, p. 3207 – 3215.

FILIZOLA, N.; GUYOT, J-L; MOLINIER, M.; GUIMARÃES, V.; OLIVEIRA, E.; FREITAS, M. A. Caracterização hidrológica da bacia Amazônica. IN: RIVAS, A; FREITAS, C. (org.). *Amazônia uma perspectiva interdisciplinar*. Manaus: EDUA, 2002, p. 33-53.

FILIZOLA, N.; SEYLER, F.; MOURÃO, M. H.; ARRUDA, W.; SPÍNOLA, N.; GUYOT, J. L. Study of the variability in suspended sediment discharge at Manacapuru, Amazon River, Brazil. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. Vol. 16. N. 02, 2009, p. 93-99.

FISCH, Gilberto; MARENGO, José A.; NOBRE, Carlos A. Clima da Amazônia. *Climanálise-Boletim de Monitoramento e Análise Climática-Edição Comemorativa de*, v. 10, 2006.

GIBBS, R. J. The Geochemistry of the Amazon River System. Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 78, 1967, p. 1203-1232. Gosse and Phillips (2001).

GOULDING, M.; Barthem, R.; Ferreira, E. 2003. *The Smithsonian Atlas of the Amazon*. Smithsonian Institution. Washington. 253pp.

JENSEN, J. R. *Sensoriamento Remoto do Ambiente: uma perspectiva em recursos terrestres*. Tradução de José Carlos Neves Epiphânio (coordenador) et al. São José dos Campos, SP: Parêntese, 2009.

JUNK, W.J. 1983. As águas da região amazônica. In: Salati, E., Shubart, H.O.R.; Junk, W.J.; De Oliveira, A.E. Amazônia: Desenvolvimento, integração e ecologia. CNPq/Ed. Brasiliense, Brasília.

KIRK, J. T. O. *Ligth and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems*. New York: Cambridge University Press, 1994.

LATRUBESSE, E.; STEVAUX, J.; SINHA, R. Tropical Rivers. *Geomorphology*. Vol. 70, N. 03, 2005, p. 187-206.

LODHI, M. A.; RUNDQUIST, D. C.; HAN, L.; KUZILA, M. S. The potential for remote sensing of loess soils suspended in surface waters. *Journal of the American Water Resources Association*. Vol. 33, N. 1, 1997, p. 111-117.

MARINHO, T. P. Concentração de sedimentos em suspensão na região de confluência dos Rios Negro e Solimões, Amazônia, Brasil. 2014

MARTINEZ, J. M.; GUYOT, J. L.; FILIZOLA, N. P. SONDAG, F. Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena*. Vol. 79, 2009, 257-264.

MEADE, R. H. Suspended Sediment in the Amazon River and its Tributaries in Brazil during 1982-1984. *U.S. Geological Survey Open File Report 85-492*, Denver, 1985, p. 39.

MEADE, R. H.; DUNNE, T.; RICHEY, J. E.; SANTOS, U. M.; SALATI, E. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*. Vol. 228, 1985, p. 448-490.

MEADE, R. H.; RAYOL, J. M.; CONCEIÇÃO, S. C.; NATIVIDADE, J. R. G. Backwater effects in the Amazon river basin of Brazil. *Environmental Geology and Water Sciences*. Vol. 18, N. 2, 1991, p. 105-114.

MEADE, R. H., NORDIN, C. F., CURTIS, W. F., COSTA RODRIGUES, F. M., DO VALE, C. M., EDMOND, J. M. Sediment loads in the Amazon River. *Nature* Vol. 278, 1979, p. 161-163.

MELO, Edileuza Carlos de. Fatores de controle dos fluxos fluviais de material em suspensão em diferentes cenários climáticos na bacia do Rio Solimões. 2012.

MILLIMAN J. D., MEADE R. H. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Hydrology*, Vol. 91, N. 1, 1983, p. 1-21.

MOLINIER, M. et al. Les régimes hydrologiques de l'Amazonie et de ses affluents. L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement, 209-222. IAHS Publ, v. 238, 1996.

MOLINIER, M.; GUYOT, J.L.; OLIVEIRA, E de.; GUIMARÃES, V. & CHAVES, A. Hydrologie du bassin de l'Amazonie. In: Grands Bassins Fluviaux Périalantiques. Paris, 1995, p. 335-344.

MOLINIER, M.; GUYOT, J-L; GUIMARÃES, V. Hidrologia da bacia do Rio Amazonas. Rio de Janeiro: CPRM. *A Água em Revista*. Vol. 02, N. 3, 1994, p. 31-36.

NITTROUER, C. A.; KUEHL, S. A.; STERNBERG, R. W.; FIGUEIREDO, A. G.; FARIA, L. E. C. Na introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*. Vol. 125, 1995, p. 177-192.

NITTROUER, C.A.; CURTIN, T. B.; DE MARTER, D. J. Concentration and flux of suspended sediment on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research*. Vol. 6. N. 1, 1986, p. 151-174.

NOVO, E. M. L. M.; BARBOSA, C.; FREITAS, R. M. Sistemas Aquáticos Continentais. In: RUDORFF, B. F. T.; SHIMABUKURO, Y. E.; CEBALLOS, J. C. *Sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil*. São José dos Campos, SP: Parêntese, 2007. Cap. 19, p. 265-275.

RODIER, Jean. Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo. 1964.

SIOLI, H. Amazon tributaries and drainage basins. IN: HASLER, A. D. (ed.). *Coupling of Land and Water Systems*. New York: Springer Verlag, 1975, p. 199-213.

SIOLI, H. Das Wasser im Amazonasgebiet. *Forch Fortschr.* 1950, 26: 274-280

SIOLI, H. The Amazon and its affluents: hydrography, morphology of the river courses, and river types. In: Sioli, H. *The Amazon. Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Dr. W. Junk Publishers. 1984, Dordrecht p.127-165.

SIPPEL, S.J.; HAMILTON, S.K.; MELACK, J.M. 1992. Inundation area and morphometry of lakes on the Amazon River floodplain, Brazil. *Arch. Hydrobiol.*, 123(4): 385-400.

SOARES, C. B. S. S. Estimativas da concentração de sedimentos em suspensão na estação hidrométrica de Manacapuru – Rio Solimões – por meio de imagens do sensor MODIS. Tese de Doutorado. Manaus: Instituto Nacional de Pesquisa da Amazônia/Universidade Estadual do Amazonas: Programa de Pós-Graduação Clima e Ambiente, 2012.

SOARES, J. V.; BATISTA, G. T.; SHIMABUKURO, Y. E. Histórico e descrição. In: RUDORFF, B. F. T.; SHIMABUKURO, Y. E.; CEBALLOS, J. C. *Sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil*. São José dos Campos, SP: Parêntese, 2007. Cap. 01, p. 01-21.

STRAHLER, A.N. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *New Halen: Transactions: American Geophysical Union* 38: 913-920.

VANONI, V. A. (1977). *Sedimentation Engineering*. ASCE, American Society of Civil Engineers. New York, NY.

WITTMANN, H.; VON BLANCKENBURG, F.; MAURICE, L.; GUYOT, J-L.; FILIZOLA, N.; KUBIK, P. W. Sediment production and delivery in the Amazon River basin quantified by *in situ*-produced cosmogenic nuclides and recent river loads. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 123, 2011, p. 934-950.