

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**CARACTERIZAÇÃO MICROMETEOROLÓGICA E ESTIMATIVA
DO BALANÇO HÍDRICO EM BACIAS COM FORMAÇÃO DE
CAMPOS NATURAIS E FLORESTA NO INTERFLÚVIO ENTRE
OS RIO PURUS E MADEIRA**

RODRIGO TARTARI

Orientador: Prof. Dr. José De Souza Nogueira

Coorientador: Prof. Dr. Paulo Henrique Zanella De Arruda

Cuiabá-MT, Julho de 2017

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

RODRIGO TARTARI

**CARACTERIZAÇÃO MICROMETEOROLÓGICA E ESTIMATIVA
DO BALANÇO HÍDRICO EM BACIAS COM FORMAÇÃO DE
CAMPOS NATURAIS E FLORESTA NO INTERFLÚVIO ENTRE
OS RIO PURUS E MADEIRA**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental da Universidade Federal de Mato Grosso, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Física Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. José De Souza Nogueira

Coorientador: Prof. Dr. Paulo Henrique Zanella De Arruda

Cuiabá-MT, Julho de 2017

Dados Internacionais de Catalogação na Fonte.

T194c Tartari, Rodrigo.

CARACTERIZAÇÃO MICROMETEOROLÓGICA E ESTIMATIVA DO
BALANÇO HÍDRICO EM BACIAS COM FORMAÇÃO DE CAMPOS
NATURAIS E FLORESTA NO INTERFLÚVIO ENTRE OS RIO PURUS E
MADEIRA / Rodrigo Tartari. -- 2017

149 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: José de Souza Nogueira.

Co-orientador: Paulo Henrique Zanella de Arruda.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Física,
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, Cuiabá, 2017.

Inclui bibliografia.

1. Evapotranspiração. 2. Modelo Digital de Elevação. 3. Simulação hidrológica. 4.
Amazônia. I. Título.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Permitida a reprodução parcial ou total, desde que citada a fonte.

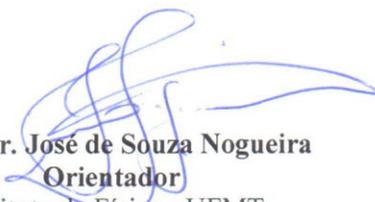
UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental

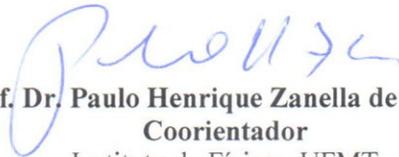
FOLHA DE APROVAÇÃO

TÍTULO: CARACTERIZAÇÃO MICROMETEOROLÓGICA E ESTIMATIVA DO BALANÇO HÍDRICO EM BACIAS COM FORMAÇÃO DE CAMPOS NATURAIS E FLORESTA NO INTERFLÚVIO ENTRE OS RIOS PURUS E MADEIRA

AUTOR: RODRIGO TARTARI

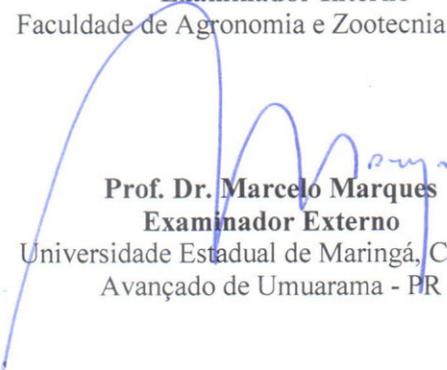
Tese de Doutorado defendida e aprovada em 05 de julho de 2017, pela comissão julgadora:

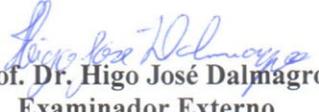

Prof. Dr. José de Souza Nogueira
Orientador
Instituto de Física - UFMT


Prof. Dr. Paulo Henrique Zanella de Arruda
Coorientador
Instituto de Física - UFMT


Prof. Dr. Francisco de Almeida Lobo
Examinador Interno
Faculdade de Agronomia e Zootecnia – UFMT


Prof. Dr. Aldeey de Almeida Santos
Examinador Interno
Faculdade de Arquitetura, Engenharia e Tecnologia - UFMT


Prof. Dr. Marcelo Marques
Examinador Externo
Universidade Estadual de Maringá, Campus Avançado de Umuarama - PR


Prof. Dr. Higo José Dalmagro
Examinador Externo
Universidade de Cuiabá - UNIC

DEDICATÓRIA

“Dedico este trabalho as mulheres da minha vida, que sempre estiveram do meu lado e me incentivaram com muito amor. A minha mãe Eusa, em quem eu me espelho e muito amo, e a minha esposa Jovana que me conquistou!”

AGRADECIMENTOS

- Agradeço ao professor José de Souza Nogueira (Paraná) pela orientação, confiança e todo apoio no desenvolvimento deste projeto de doutorado.

- Agradeço a minha família, a minha mãe Eusa e meu Pai Luiz por todo carinho, afeto amor e ao meu irmão Luiz Filho. Aproveito para deixar um forte abraço a todos os amigos da Terra das Cataratas.

- A minha mulher Jovana, minha companheira, amorosa e carinhosa, que sempre me incentivou e acompanhou todo este ciclo de doutorado. A família de Francisco Beltrão, um grande abraço a todos.

- A Universidade Federal do Amazonas pela oportunidade de fazer parte desta respeitada e mais antiga instituição do Brasil e ao curso de Engenharia Ambiental, bem como por viver o ar amazônico e toda sua exuberância, onde amigos e professores lá se encontraram e continuam a fazer parte da minha vida e com quem muito aprendi. A todos os amigos da cidade Humaitá e do sul do Amazonas que me acolheram muito bem, de onde às vezes sinto saudades. Deixo um forte abraço aos professores e (as) Eleonora, Fabiana, André, Eulina, Raquel, e professores moradores do Parque das Mangabeiras, Heron, Wanderley, Luciano, Vairton, Alexandre e Janeide, Jorge, Menezes, Juliane e Carlos Querino, Rosane e Carlos Pereira, pelo apoio e amizade, pessoas que considero muito importante. Além dos amigos, Aldecy, Merlotte, Fabrício e Marcelão, pelos inúmeros bons momentos. E a todos os professores amigos Jose Mauricio, Milton, Eurismar, Elis, Zilda, Ângela, Zilmar, Viviane, Edmilson, Laura, Valdenildo, Cleiton, João Fulan, Jordeanes, José Maria, Amarino, Luiz e professores de Coari e Manaus.

- A Universidade Estadual de Maringá pela oportunidade de fazer parte desta reconhecida instituição, ao Centro e Departamento de Tecnologia, ao Curso de Engenharia Ambiental e aos professores, bem como aos alunos por todo apoio e compreensão. Deixo um forte abraço aos professores Marcelo, Takeda, Camilo, Elaine,

Vanessa, Botari pelo apoio nesta fase de doutorado e ao Christopher, Juliano, Otávio, Jair e Jorge pelas contribuições e compartilhamento de materiais de pesquisa.

- Ao INPA, INPE e a UFAM pelo desenvolvimento de projetos financiados pela FAPESP/FAPEAM na região sul do Amazonas, em nome dos pesquisadores Dr. Javier Tomassela, Dr. Flavio Luizão e Dr. Fabrício B. Zanchi, bem como ao 54° BIS – Batalhão de Infantaria de Selva, todos os alunos que fizeram parte dos estudos da UFAM: Caio, Renei, Waleson, Gabriel, Domkarlykisom, Rufatto, Juliana, Sinara e da UEM: Debora, Daniela, William, Karla, Bruna e Karina.

- Aos colegas de doutorado do programa de Pós Graduação em Física Ambiental, em referência ao Projeto DINTER entre a Universidade Federal do Amazonas e a Universidade Federal de Mato Grosso, com financiamento da CAPES. Aproveito para parabenizar a todos os professores do programa.

- Ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), Agência Nacional de Águas (ANA), ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e ao Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) e dos Estados Unidos (USGS) pela disponibilização de informação em geociências.

- A cidade de Umuarama, que hoje é minha casa e gosto cada dia mais de lá viver.

“Quando a alma esta feliz, a prosperidade cresce, a saúde melhora, as amizades aumentam, enfim, o mundo fica de bem com você, pois o ambiente externo reflete o estado do universo interior”.

Eusa Jaci Mondardo Tartari



SUMARIO

LISTA DE FIGURAS.....	vi
LISTA DE TABELAS.....	xi
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS.....	xii
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xiii
RESUMO.....	xv
ABSTRACT.....	xvi
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. OBJETIVO GERAL	3
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
2.1 CLIMA E HIDROLOGIA DA AMAZÔNIA	4
2.1.1 O CICLO HIDROLÓGICO	10
2.1.2 PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL E NA AMAZÔNIA	13
2.1.3 PROCESSOS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO.....	24
2.1.4 CICLO DA ÁGUA NA BACIA AMAZÔNICA.....	27
2.2 REGIÃO DO RIO MADEIRA E ÁREA DE ESTUDO	29
2.2.1 MÉDIO CURSO DO RIO MADEIRA.....	31
2.2.2 TRANSIÇÃO DE SAVANA E FLORESTA.....	33
2.2.3 CLIMA DA REGIÃO DO RIO MADEIRA.....	41
3. MATERIAL E MÉTODOS	43
3.1 CARACTERIZAÇÃO E DELIMITAÇÃO DE MICRO BACIAS.....	43
3.2 SÍTIOS EXPERIMENTAIS E INSTRUMENTAÇÃO.....	47
3.3 VARIÁVEIS MICROMETEOROLÓGICAS.....	50
3.4 RADIAÇÃO NO TOPO DA ATMOSFERA E MEDIDAS À SUPERFÍCIE.....	51
3.5 CÁLCULO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO	52
3.6 SIMULAÇÃO CHUVA-VAZÃO E BALANÇO HÍDRICO EM MICRO BACIAS	56
4. RESULTADOS	62
4.1 CARACTERIZAÇÃO DA BACIA DO RIO PURUZINHO	62
4.2 PRECIPITAÇÃO	69
4.3 A RADIAÇÃO SOLAR E INFLUÊNCIAS SOBRE OS PARÂMETROS MICROMETEOROLÓGICOS.....	70
4.4 EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREA DE CAMPOS E FLORESTA.....	98
4.5 BALANÇO HÍDRICO NA ÁREA DE CAMPOS E FLORESTA	104
5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	111
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	115

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 2.1 – IMAGEM DO SOL OBTIDA PELO TELESCÓPIO AIA 171 (GOLD) DO DIA 11 DE MARÇO DE 2015. FONTE: SDO/NASA (2015). OBSERVATÓRIO DA DINÂMICA SOLAR. DISPONÍVEL EM <HTTP://SDO.GSFC.NASA.GOV/DATA> ACESSO EM 20/3/2016.	5
FIGURA 2.2 – CIRCULAÇÃO GERAL DA ATMOSFERA (A) E DESTAQUE PARA FORMAÇÃO DA ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL (ZCIT) NA REGIÃO EQUATORIAL (B) ATINGINDO A AS. FONTE: (A) ADAPTADO DE REBIOTA <i>ET AL.</i> , (2012); (B) IMAGEM GOES – NASA/INPE.- 19-05-2015.	8
FIGURA 2.3 – REPRESENTAÇÃO DO CICLO HIDROLÓGICO (AS ÁREAS SOMBREADAS REPRESENTAM "ARMAZENAMENTO" E AS FLECHAS INDICAM "ESCOAMENTO"). FONTE: ADAPTADO DE GARCEZ E ALVAREZ, 2014.	10
FIGURA 2.4 – NORMAIS CLIMATOLÓGICAS DE PRECIPITAÇÃO (1977 A 2006) ANUAL PARA O BRASIL. FONTE. CPRM. SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL.	13
FIGURA 2.5 – NORMAIS CLIMATOLÓGICAS DE PRECIPITAÇÃO (1977 A 2006) PARA O DE JANEIRO CARACTERÍSTICO DO VERÃO AUSTRAL. FONTE. CPRM. SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL.....	15
FIGURA 2.6 – NORMAIS CLIMATOLÓGICAS DE PRECIPITAÇÃO (1977 A 2006) PARA O INVERNO AUSTRAL. FONTE. CPRM. SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL.	16
FIGURA 2.7 – PRECIPITAÇÃO CONVECTIVA NA MARGEM DIREITA DO RIO MADEIRAM EM ABRIL DE 2012 EM HUMAITÁ (ARQUIVOS DE IMAGENS DO AUTOR)	19
FIGURA 2.8 – NORMAIS CLIMATOLÓGICAS (1976 – 2006) DE PRECIPITAÇÃO ACUMULADA DO TRIMESTRAL DE DEZEMBRO, JANEIRO E FEVEREIRO PARA AMAZÔNIA LEGAL. FONTE. CPRM. SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL.....	20
FIGURA 2.9 – NORMAIS CLIMATOLÓGICAS (1976 – 2006) DE PRECIPITAÇÃO ACUMULADA DO TRIMESTRAL DE MARÇO - ABRIL – MAIO PARA AMAZÔNIA LEGAL (MM.TRIMESTRE ⁻¹). FONTE. CPRM. SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL.....	21
FIGURA 2.10 – NORMAIS CLIMATOLÓGICAS (1976 – 2006) DE PRECIPITAÇÃO ACUMULADA DO TRIMESTRAL DE JUNHO, JULHO E AGOSTO PARA AMAZÔNIA LEGAL (MM.TRIMESTRE ⁻¹).FONTE. CPRM. SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL.....	22
FIGURA 2.11 – NORMAIS CLIMATOLÓGICAS (1976 – 2006) DE PRECIPITAÇÃO ACUMULADA DO TRIMESTRAL DE SETEMBRO, OUTUBRO E NOVEMBRO PARA AMAZÔNIA LEGAL (MM.TRIMESTRE ⁻¹). FONTE. CPRM. SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL.....	23
FIGURA 2.12 – OS TONS AVERMELHADOS INDICAM ELEVADAS TEMPERATURAS, COM OCORRÊNCIA DO FENÔMENO EL NIÑO ÍNDICE DE OSCILAÇÃO SUL (ENOS) COM ANOMALIAS POSITIVAS DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR (TSM) PARA O ANO DE 2015 E 2016. FONTE: ADAPTADO DE INPE (2016).....	24
FIGURA 2.13 – MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO DA BACIA AMAZÔNICA E LIMITES DO RIO MADEIRA.....	27
FIGURA 2.14 – REGIÃO DA BACIA DO RIO MADEIRA, SEUS PRINCIPAIS AFLUENTES E ALTIMETRIA.....	30

FIGURA 2.15 - RIO MADEIRA APRESENTANDO CONTRASTES DE TONALIDADE EM PERÍODO DE SECA (A) (FONTE: FOTO CPRM – RONDÔNIA AO VIVO) E; (B) CHEIA COM ELEVADAS CONCENTRAÇÕES DE SEDIMENTOS (ARQUIVO DE IMAGEM DO AUTOR).....	31
FIGURA 2.16 - FORMAÇÃO GEOLÓGICA DO TRECHO DO RIO MADEIRA ENTRE DE PORTO VELHO-RO E HUMAITÁ-AM, DESTACANDO A ÁREA DA BACIA DO RIO PURUZINHO.....	32
FIGURA 2.17 – AFLORAMENTO DO PEDRAL PETRÓPOLIS EM NÍVEL DE BASE NA COTA MÍNIMA DO RIO MADEIRA EM 17/8/2016. IMAGEM CORTESIA DO PROFESSOR JORGE A. DE MENEZES. ..	32
FIGURA 2.18 – TALUDE A MARGEM DIREITA NA REGIÃO DO MÉDIO RIO MADEIRA, INTERCALANDO MATERIAL DEPOSICIONAL (A), E SOLAPAMENTO E DESBARRANCAMENTO DE TALUDE A MARGEM DIREITA NA REGIÃO DO MÉDIO CURSO (B). (ARQUIVOS DE IMAGENS DO AUTOR).....	33
FIGURA 2.19 – VEGETAÇÃO OMBRÓFILA ABERTA: COM VISTA DE ACIMA DA COPA DAS ÁRVORES (A); E DO INTERIOR DA FLORESTA (B); (C) TRANSIÇÃO GRADUAL DOS CAMPOS NATURAIS E FLORESTA (B); (D) VEGETAÇÃO TÍPICA DOS CAMPOS NATURAIS. (ARQUIVO DE IMAGEM DO AUTOR).....	34
FIGURA 2.20 – MAPA DA VEGETAÇÃO NA REGIÃO DA BACIA DO RIO PURUZINHO. FONTE: SIPAM/IBGE – 2012.....	35
FIGURA 2.21 – FLORESTA ALUVIAL EM TERRAS BAIXAS DE DOSSSEL EMERGENTE SUSCEPTÍVEL AO ALAGAMENTO EM PERIÓDICO DE CHEIA DO RIO MADEIRA E ELEVACÃO DO NÍVEL DO LAGO DO PURUZINHO (ARQUIVO DE IMAGEM DO AUTOR).....	35
FIGURA 2.22 – MDE – SRTM REPRESENTANDO A REGIÃO DO INTERFLÚVIO PURUS MADEIRA E A FORMAÇÃO DE CAMPOS NATURAIS EM TRANSIÇÃO COM A FLORESTA. FONTE: ADAPTADO DE BRAUN & RAMOS, 1959.....	36
FIGURA 2.23 – MAPA DE SOLOS NA REGIÃO DA BACIA DO RIO PURUZINHO. FONTE: IBGE (2010).....	37
FIGURA 3.1 – MALHA DE DISTRIBUIÇÃO DE PONTOS DE GPS PELAS ESTRADAS (B), SAVANA (D), COTAS TOPOGRÁFICAS (DSG) (A), E PONTOS AMOSTRADOS NO MDE – SRTM (USGS) (C).....	44
FIGURA 3.2 – PONTOS DE COTAS TOPOGRÁFICAS UTILIZADAS PARA GERAÇÃO DE MDE E CURVAS DE NÍVEL PELO MÉTODO DE KRIGEAGEM.....	45
FIGURA 3.3 – LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO PURUZINHO E POSTOS DE MONITORAMENTO EM ÁREAS DE FLORESTA E CAMPOS NATURAIS E REGIÃO	47
FIGURA 3.4 - ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS NA ÁREA DO CAMPO SUJO	48
FIGURA 3.5 – INSTRUMENTAÇÃO DA TORRE ACIMA DO DOSSSEL, COM PIRÔMETROS E ANEMÔMETRO.....	50
FIGURA 3.6 – REPRESENTAÇÃO DA RESISTÊNCIA AERODINÂMICA (RA) E SUPERFICIAL (RS). ADAPTADO DE ALLEN, ET AL. (1990).	55
FIGURA 3.7 – LEVANTAMENTO BATIMÉTRICO (A) NO IGARAPÉ DE PRIMEIRA ORDEM (B)	57
FIGURA 3.8 – EQUIPE DE CAMPO DO CURSO DE ENGENHARIA AMBIENTAL REALIZANDO MONITORAMENTO NOS IGARAPÉS DO KM 20 (A), E NO RIO DE PRIMEIRA ORDEM NA FLORESTA (B).	58

FIGURA 3.9 - (A) BALDE COM VOLUME DE 50 LITROS DA SOLUÇÃO (ÁGUA + SAL); (B) MEDIÇÃO DA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA. (C) EXEMPLO DO GRÁFICO DE UMA MEDIDA TRAÇADORA (C(T)) PARA DETERMINAÇÃO DA VAZÃO (M^3/S).....	59
FIGURA 4.1 – MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO E CURVAS EM NÍVEL DE 5 METROS (A), OBTIDO PELO MÉTODO DE KRIGEAGEM E SEMI-VARIOGRAMA DE DETERMINAÇÃO (B)	62
FIGURA 4.2 – (A) LIMITES DA BACIA DE DRENAGEM DO RIO PURUZINHO. (B) HIDROGRAFIA APRESENTADA PELA CARTA 1:100.000 (DSG). (C) DETALHE DO FLUXO DA DRENAGEM PELA IMAGEM LANDSAT 8.....	64
FIGURA 4.3 – FORMAÇÃO NATURAL E USO E OCUPAÇÃO DA TERRA NA BACIA DO RIO PURUZINHO (A). LAGO DO PURUZINHO (B) E DESMATAMENTO E ABERTURA DE ESTRADAS (C)	66
FIGURA 4.4 – DELIMITAÇÃO DAS SUB BACIAS FORMADORAS DA DRENAGEM DO RIO PURUZINHO E DAQUELAS DESTACADAS UTILIZADAS NO MODELO CHUVA-VAZÃO	67
FIGURA 4.5 – NORMAIS CLIMATOLÓGICAS DE HUMAITÁ E PRECIPITAÇÃO ACUMULADA MENSAL DE 2013.....	69
FIGURA 4.6 – PRECIPITAÇÃO MÉDIA DIÁRIA MENSAL PARA O ANO DE 2013.....	70
FIGURA 4.7 – CICLO ANUAL MÉDIO HORÁRIO DA (RO) RADIAÇÃO NO TOPO DA ATMOSFERA ($W.M^2$) PARA FLORESTA (A) E CAMPOS (B).....	72
FIGURA 4.8 – CICLO ANUAL MÉDIO HORÁRIO DA (RG) RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL ($W.M^2$) EM ÁREA DE FLORESTA (A) E CAMPOS (B).....	73
FIGURA 4.9 – TRANSMISSIVIDADE ATMOSFÉRICA MÉDIA DIÁRIA DURANTE OS DIAS DO ANO DE 2013 (A), E MÉDIA MENSAL E DESVIO PADRÃO (B).....	75
FIGURA 4.10 – TRANSMISSIVIDADE (KT) MÉDIA HORARIA MENSAL EM ÁREA DE FLORESTA E CAMPOS.....	76
FIGURA 4.11 – PORCENTAGEM MENSAL DO ÍNDICE DE TRANSMISSIVIDADE MÉDIO DIÁRIO. NUBLADO (NB); PARCIALMENTE NUBLADO COM PREDOMINÂNCIA DIFUSA DE RADIAÇÃO SOLAR (PND); PARCIALMENTE NUBLADO COM PREDOMINÂNCIA DA RADIAÇÃO SOLAR (PNR); DIA COM CÉU LIMPO (CL), EM ÁREA DE CAMPOS E FLORESTA.....	77
FIGURA 4.12 – CICLO ANUAL MÉDIO HORÁRIO DO (RN) SALDO DE RADIAÇÃO ($W.M^2$) EM ÁREA DE FLORESTA (A) E CAMPOS (B).....	78
FIGURA 4.13 – CURSO HORÁRIO MÉDIO MENSAL DA RADIAÇÃO SOLAR NO TOPO DA ATMOSFERA (RO), RADIAÇÃO GLOBAL (RG), SALDO DE RADIAÇÃO (RN) E FLUXO DE CALOR NO SOLO (G) COMPRANDO CAMPOS E FLORESTA.....	80
FIGURA 4.14 – CICLO ANUAL MÉDIO HORÁRIO DO FLUXO DE CALOR NO SOLO ($W.M^2$) EM ÁREA DE FLORESTA (A) E CAMPOS (B).....	81
FIGURA 4.15 – TEMPERATURA MÉDIA MÍNIMA E MÁXIMA DO AR MENSAL EM PERFIL DO DOSSEL A SUPERFÍCIE DO SOLO NA FLORESTA	82
FIGURA 4.16 – TEMPERATURA DO AR ($^{\circ}C$) MÉDIA, MÁXIMA E MÍNIMA (A) E ABSOLUTA MENSAL (B) NAS ÁREAS DE CAMPOS E FLORESTA	83
FIGURA 4.17 – TEMPERATURA MÉDIA MENSAL HORARIA EM FLORESTA (A) E CAMPOS (B) TEMPERATURA DO AR E DO SOLO.....	84

FIGURA 4.18 – MÁXIMAS, MÉDIAS, MÍNIMAS E AMPLITUDE TÉRMICA MÉDIA HORARIA ANUAL PARA ÁREAS DE CAMPOS E FLORESTA	85
FIGURA 4.19 – UMIDADE RELATIVA DO AR (%) MÉDIA, MÁXIMA E MÍNIMA ABSOLUTA MENSAL NAS ÁREAS DE CAMPOS E FLORESTA.....	86
FIGURA 4.20 – UMIDADE RELATIVA DO AR MÉDIA HORÁRIA PARA ÁREA DE FLORESTA (A) E CAMPOS (B).....	87
FIGURA 4.21 – DISTRIBUIÇÃO DA FREQUÊNCIA (%) DA DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO MÉDIO ANUAL NA FLORESTA E CAMPOS (A). VELOCIDADE MÉDIA DO VENTO E DESVIO PADRÃO MENSAL PARA ÁREA DE CAMPOS E FLORESTA (B).....	88
FIGURA 4.22 – DISTRIBUIÇÃO DA FREQUÊNCIA (%) DA DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO EM JANEIRO EM FLORESTA (A) E CAMPOS (B).....	92
FIGURA 4.23 – DISTRIBUIÇÃO DA FREQUÊNCIA (%) DA DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO EM FEVEREIRO NA FLORESTA (A) E CAMPOS (B).....	92
FIGURA 4.24 – DISTRIBUIÇÃO DA FREQUÊNCIA (%) DA DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO EM MARÇO NA FLORESTA (A) E CAMPOS (B).....	93
FIGURA 4.25 – DISTRIBUIÇÃO DA FREQUÊNCIA (%) DA DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO EM ABRIL NA FLORESTA (A) E CAMPOS (B).....	93
FIGURA 4.26 – DISTRIBUIÇÃO DA FREQUÊNCIA (%) DA DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO EM MAIO NA FLORESTA (A) E CAMPOS (B).....	93
FIGURA 4.27 – DISTRIBUIÇÃO DA FREQUÊNCIA (%) DA DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO EM JUNHO NA FLORESTA (A) E CAMPOS (B).....	94
FIGURA 4.28 – DISTRIBUIÇÃO DA FREQUÊNCIA (%) DA DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO EM JULHO NA FLORESTA (A) E CAMPOS (B).....	94
FIGURA 4.29 – DISTRIBUIÇÃO DA FREQUÊNCIA (%) DA DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO EM AGOSTO NA FLORESTA (A) E CAMPOS (B)	94
FIGURA 4.30 – DISTRIBUIÇÃO DA FREQUÊNCIA (%) DA DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO EM SETEMBRO NA FLORESTA (A) E CAMPOS (B)	95
FIGURA 4.31 – DISTRIBUIÇÃO DA FREQUÊNCIA (%) DA DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO EM OUTUBRO NA ÁREA DE CAMPOS.....	95
FIGURA 4.32 – DISTRIBUIÇÃO DA FREQUÊNCIA (%) DA DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO EM NOVEMBRO NA FLORESTA (A) E CAMPOS (B).....	95
FIGURA 4.33 – DISTRIBUIÇÃO DA FREQUÊNCIA (%) DA DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO EM DEZEMBRO NA FLORESTA (A) E CAMPOS (B).....	96
FIGURA 4.34 – FREQUÊNCIA DA MÉDIA MENSAL POR CLASSE DE VELOCIDADE EM ÁREA DE FLORESTA (A) E CAMPOS (B).....	96
FIGURA 4.35 – FREQUÊNCIA MÉDIA DIURNA MENSAL (7:00 HL – 18:00 HL) POR CLASSE DE VELOCIDADE EM ÁREA DE FLORESTA (A) E CAMPOS (B)	97
FIGURA 4.36 – FREQUÊNCIA DA VELOCIDADE MÉDIA NOTURNA MENSAL (19:00 HL – 6:00 HL) POR CLASSE DE VELOCIDADE EM ÁREA DE FLORESTA (A) E CAMPOS (B)	97

FIGURA 4.37 – FOTO AÉREA DAS ÁREAS DE CAMPOS NATURAIS INDICANDO ARBUSTOS ESPARSOS E FLORESTA DE GALERIA EM TRANSIÇÃO ENTRE FLORESTA - CAMPOS, 2013.	98
FIGURA 4.38 – CROQUI DE LEVANTAMENTO DAS ÁRVORES E MEDIDAS DO DAP DENTRO DE UMA PARCELA DE 10 M X 100 M NA FLORETA.....	99
FIGURA 4.39 – ALTURA DAS ÁRVORES DA FLORESTA CALCULADA PELA EQUAÇÃO 3.27.	99
FIGURA 4.40 - SALDO DE RADIAÇÃO E FLUXO DE CALOR MÉDIO NA ÁREA DE CAMPOS E FLORESTA.....	101
FIGURA 4.41 – DISTRIBUIÇÃO DA VELOCIDADE DO VENTO MÉDIA E PRESSÃO ATMOSFÉRICA MÉDIA DIÁRIA.....	101
FIGURA 4.42 – COMPARAÇÃO DOS PARÂMETROS DE CALOR LATENTE DE VAPORIZAÇÃO E DENSIDADE DO AR EM ÁREA DE CAMPOS E FLORESTA.....	102
FIGURA 4.43 – PRESSÃO MÉDIA DE SATURAÇÃO (ES) E ATUAL DE VAPOR (EA), UNIDADE E TEMPERATURA DO AR MÉDIA EM ÁREA DE FLORESTA (A) E CAMPOS (B).....	103
FIGURA 4.44 – EVAPOTRANSPIRAÇÃO POTENCIAL PARA ÁREA DE CAMPOS E FLORESTA	104
FIGURA 4.45 – RESULTADOS DA SIMULAÇÃO DA VAZÃO ($m^3 \cdot s^{-1} \cdot dia^{-1}$) PELO MODELO IPH 2 (A), PARA O PERÍODO DIÁRIO DE JANEIRO DE 2011 A DEZEMBRO DE 2013 (A) E, DIÁRIA DO ANO DE 2013 (B) EM COMPARAÇÃO AO MONITORAMENTO MENSAL DE JANEIRO A OUTUBRO DE 2013.	106
FIGURA 4.46 – EVENTOS TEMPORAIS DA CHEIA EM MARÇO DE 2013 (A), EM ABRIL (B), INÍCIO DA SECA EM MAIO (D), E SECA EM JULHO (C) E SETEMBRO (E, F), NO IGARAPÉ INTERMITENTE DE 1º ORDEM AFLUENTE DO RIO PURUZINHO.	106
FIGURA 4.47 – RESULTADOS DA SIMULAÇÃO DA VAZÃO ($m^3 \cdot s^{-1} \cdot dia^{-1}$) PELO MODELO IPH 2 (A), PARA O PERÍODO DIÁRIO DE JANEIRO DE 2011 A DEZEMBRO DE 2013 (A) E, DIÁRIA DO ANO DE 2013 (B) EM COMPARAÇÃO AO MONITORAMENTO MENSAL DE JUNHO DE 2011 A JULHO DE 2012.	107
FIGURA 4.48 - VAZÃO DO PERÍODO DE MÉDIA VAZÃO (A) E PERÍODO DE SECA (B)	107
FIGURA 4.49 – VOLUMES DO BALANÇO HÍDRICO ACUMULADO DIÁRIO (A) E SEMANAL (B) NA BACIA DA FLORESTA	108
FIGURA 4.50 – BALANÇO HÍDRICO DIÁRIO (A) E SEMANAL (B) NA BACIA DE CAMPOS - FLORESTA.....	109
FIGURA 4.51 – BALANÇO HÍDRICO NAS BACIAS DE FLORESTA-CAMPOS E FLORESTA	110
FIGURA 4.52 - CURVA DE PERMANÊNCIA PARA VAZÃO DA BACIA FLORESTA E CAMPOS-FLORESTA.....	110

LISTA DE TABELAS

TABELA 3.1 – DESCRIÇÃO DOS EQUIPAMENTOS E MEDIDAS REALIZADAS PELAS ESTAÇÕES AUTOMÁTICAS NOS CAMPOS NATURAIS E FLORESTA DENSE.....	49
TABELA 4.1 – PAISAGEM NATURAL, MUDANÇAS E OCUPAÇÃO DA TERRA NA BACIA DO RIO PURUZINHO	65
TABELA 4.2 – PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS DA BACIA DO RIO PURUZINHO E MICRO BACIAS	68
TABELA 4.3 – PRECIPITAÇÃO ACUMULADA ANUAL (MM), DURANTE O PERÍODO CHUVOSO (NOVEMBRO A ABRIL), SECO (JULHO A AGOSTO) E AS TRANSIÇÕES DO CHUVOSO PARA O SECO (MAIO A JUNHO) E DO SECO PARA O CHUVOSO (SETEMBRO A OUTUBRO)	70
TABELA 4.4 – VALORES MÉDIOS MENSIS DA RADIAÇÃO NO TOPO DA ATMOSFERA (RO) E RADIAÇÃO GLOBAL (RG), SALDO DE RADIAÇÃO (RN) E FLUXO DE CALOR NO SOLO (G) INTEGRADAS AO LONGO DO DIA PARA ÁREA DE FLORESTA E CAMPOS (MJ.M ² .DIA ⁻¹).....	74
TABELA 4.5 – PARÂMETROS PARA A DETERMINAÇÃO DA RESISTÊNCIA AERODINÂMICA (RA) ..	98
TABELA 4.6 – CLASSES PERCENTUAIS DE ALTURA DAS ÁRVORES DENTRO DA PARCELA DE 10 X 100.....	100
TABELA 4.7 – VALORES DOS PARÂMETROS DO MODELO IPH2 PARA GERAÇÃO DA SÉRIE SINTÉTICA DE VAZÃO (M ³ .S ⁻¹).....	105

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- AS – América do Sul
- AB – Alta da Bolívia
- ANA – Agencia Nacional De Águas
- CPRM – Companhia De Pesquisa De Recursos Minerais - Serviço Geológico do Brasil
- DSG – Diretoria de Serviço Geográfico do Exército Brasileiro
- EMBRAPA – Empresa Brasileira De Pesquisa Agropecuária
- GPS – Sistema de Posicionamento Global
- GNSS – Sistemas de Navegação Global por Satélite
- INMET – Instituto Nacional De Meteorologia
- INPA – Instituto Nacional De Pesquisas Da Amazônia
- INPE – Instituto Nacional De Pesquisas Espaciais
- IAC – Índice de Anomalia de Chuvas
- JBN – Jato de Baixo Nível
- LBA – Programa De Grande Escala Da Biosfera-Atmosfera Na Amazônia
- MMA – Ministério Do Meio Ambiente
- MDE – Modelo Digital de Elevação
- PCD – Plataforma De Coleta De Dados Meteorológicos
- PPBIO – Programa De Proteção A Biodiversidade
- PRODES – Sistema de Monitoramento Da Floresta Amazônica Brasileira Por Satélite
- SDO – *Solar Dynamics Observatory*
- USGS - United States Geological Survey
- NASA - National Aeronautics and Space Administration
- SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*
- UTM - Universal Transversa de Mercator
- ZCAS – Zona De Convergência Do Atlântico Sul
- ZCIT - Zona De Convergência Inter Topical

LISTA DE SÍMBOLOS

- Δh - Diferença de cota topográfica
- Δ - Declividade da curva de pressão de vapor em relação à temperatura
- ΔS - Variação de armazenamento de água no solo
- A - Área real da bacia hidrográfica
- Ac - Perímetro da bacia hidrográfica
- Alfa - Parâmetro de adaptação para simulação de séries longas
- Am - Área da seção molhada
- C(t) - Tempo de deslocamento por uma seção de rio
- Cb - Condutividade elétrica da água do rio
- Ci - Condutividade elétrica da solução
- CL - Dia com Céu Limpo
- cp - Calor específico do ar
- DAP - Diâmetro a altura do peito das árvores
- Dd - Densidade de drenagem dos rios
- dr - Distância Terra-Sol
- ETr - Evapotranspiração Real
- e_a - Pressão atual de vapor
- e_s - Pressão de saturação de vapor
- ϵ - Cociente do peso molecular do vapor de água / ar seco
- G - Fluxo de Calor no solo
- H - Calor sensível
- he - Parâmetros da separação do escoamento a
- Ho - Altitude ortométrica
- ho - Altitudes elipsoidais
- HR - Umidade relativa do ar
- IAF - Índice de área foliar
- Ib - Capacidade máxima de percolação;
- Ic - Índice de circularidade
- Io - Capacidade máxima de armazenamento da água no solo
- J - Dia juliano
- k - Constante de von Karmen
- Kc - Coeficiente de compacidade
- K_f - Fator de forma
- Ks - Tempo de retardo ao escoamento
- Ksub - Tempo médio de esvaziamento do reservatório subterrâneo.

L - Comprimento do rio
 L_{axial} - Comprimento axial da bacia hidrográfica
 L_i - Largura do igarapé
 L_{total} - Comprimento de todos os cursos d'água de uma bacia
 N_g - Ondulação geoidal
 N - Intervalo entre o nascer e o pôr do sol em um dado dia denominado de foto período
NB - Dia Nublado
P - Precipitação
PND - Dia Parcialmente Nublado com predominância difusa de radiação solar
PNR - Dia parcialmente nublado com predominância da radiação solar
Q - Vazão
 r_a - Resistência aerodinâmica
 $Rf\uparrow$ - Radiação refletida
 $Rg\downarrow$ - Radiação global incidente
 R_{max} - Representação das perdas iniciais por interceptação;
 R_n - Saldo de Radiação
 $Ro\downarrow$ - Radiação topo da atmosfera
 r_s - Resistência da superfície
S - Índice de sinuosidade
T - Temperatura do ar
tc - Tempo de concentração que se refere ao tempo máximo de resposta da bacia e
u - Velocidade do vento
UA - Unidade astronômica
w - Ângulo solar
 w_1 - Início do período solar
 w_2 - Período final solar
 w_s - Ângulo de radiação solar horária,
Z - Ângulo Zenital
zh - Altura da medição da temperatura e humidade
zm - Altura da medição do vento
 δ - Declinação solar
 λ - Comprimentos de onda
 ρ - Densidade do ar
 γ - Coeficiente psicrométrico
 φ - Latitude

RESUMO

TARTARI, R. **Caracterização micrometeorológica e estimativa do balanço hídrico em bacias com formação de campos naturais e floresta no interflúvio do rio Purus – Madeira.** Cuiabá, 2017, 149 f. Tese (Doutorado em Física Ambiental), Instituto de Física. Universidade Federal de Mato Grosso.

Este trabalho teve por objetivo investigar a sazonalidade dos componentes micrometeorológicos utilizando estações automáticas instaladas em regiões onde ocorrem formações de floresta e campos naturais no médio curso do rio Madeira. Determinou-se a componente da evapotranspiração real por *Penman Montheit* para avaliação do balanço de água em nível de micro bacia para ano de 2013, associado a técnicas de geoprocessamento, monitoramento de vazão e simulação chuva-vazão. Durante o período de dezembro a fevereiro, detectou-se a maior irradiância no topo da atmosfera (R_o) e em junho e julho a menor máxima. Durante o período chuvoso, a presença nuvens é intensa e de elevada densidade, inibe a passagem da radiação, ocorrendo no mês de agosto o maior valor de radiação global (R_g) na floresta, em comparação aos campos que exibiu seu valor máximo no mês de setembro. A relação entre radiação global pela radiação no topo da atmosfera (R_g/R_o) média anual foi de 46,5% na área de floresta e 44,5% na área de campos. O saldo de radiação na floresta corresponde a 73% da radiação global (R_n/R_g), ao passo que nos campos esse percentual foi de 61%. O fluxo de calor no solo na área de floresta corresponde a menos de 2% do saldo de radiação (G/R_n) e nos campos a 22%. A floresta se comporta como uma barreira de movimentos de fluxo de ar, impedindo a troca de calor com a atmosfera. Observaram cinco dias com ocorrência de redução brusca da temperatura do ar devido ao efeito da friagem proveniente de massa de origem polar que não atingiram a altura de 5m na floresta. A umidade relativa do ar (HR) se apresentou superior na floresta em relação aos campos e com mínimas instantânea abaixo dos 30% em agosto. Os ventos são predominantes vindos do quadrante Norte e com menor frequência da direção sul com ocorrência em julho. Na transição do período chuvoso para o seco, há ocorrência de ventos vindos de Oeste e nos meses de seca há ocorrência de ventos vindos de Leste. A velocidade média dos ventos é superior nas áreas de campos em aproximadamente 2 m.s^{-1} a região de floresta em todos os meses, com maior amplitude nos meses de transição do chuvoso para o seco e no período seco. A evapotranspiração foi superior na floresta com média de $3,9 \pm 1 \text{ mm.dia}^{-1}$ em relação aos campos que apresentou $2,9 \pm 1 \text{ mm.dia}^{-1}$. O percentual de evapotranspiração que retorna para a atmosfera da área de floresta corresponde a 66,6% da precipitação total anual de 2197,5 mm, e na área de campos a 49,5%. A vazão na bacia floresta-campos, na estiagem, se manteve mínima escoando a fio d'água, diferente do igarapé da floresta que registrou vazão nula caracterizando intermitência. As vazões diárias foram simuladas utilizando o modelo IPH2 ajustado aos eventos de monitoramento, tendo como resultados que correspondem aos efeitos da sazonalidade e de eventos chuvosos. O balanço hídrico mensal mostra que o volume de água no solo diminui primeiro na área de campos devido à radiação direta propagar na superfície mais intensamente ao logo do tempo. Na floresta, mesmo durante o período chuvoso, os volumes de água no solo são pouco menores aos campos, relativo à maior evapotranspiração ocorrendo. No entanto, a floresta possui capacidade de armazenar água por mais tempo, quando as chuvas diminuem, sendo no mês de junho e julho igualadas as deficiências hídricas, e em setembro quando os campos passam a acumular mais rapidamente água em virtude da entrada direta da precipitação, não sofrer a interceptação. Durante a transição do período seco para o chuvoso, há sinais de aumento tanto da disponibilidade de água no solo como também de elevação da vazão, e é quando o igarapé da floresta volta a ter água.

Palavras-chave: Evapotranspiração; Modelo Digital de Elevação; Simulação hidrológica. Amazônia.

ABSTRACT

TARTARI, R. **Micrometeorological characterization and estimation of the water balance in basins with formation of natural fields and forest in the Interfluve of the Purus-Madeira River.** Cuiabá, 2017, 149 f. Thesis (Doctorate in Environmental Physics), Institute of Physics. Federal University of Mato Grosso.

This work aimed to investigate the seasonality of micrometeorological components using automatic stations installed in regions where forest formations and natural fields occur in the middle course of the Madeira River. The real evapotranspiration component was determined by *Penman Montheit* to evaluate the water balance at the watershed level for year 2013, associated with geoprocessing, flow monitoring and rainfall-flow simulation techniques. During the period from December to February, the highest irradiance at the top of the atmosphere (R_o) was detected and in June and July the lowest maximum. During the rainy season, the presence of clouds is intense and of high density, it inhibits the passage of the radiation, occurring in August the highest value of global radiation (R_g) in the forest, in comparison to the fields that showed its maximum value in the month of September. The average annual radiation ratio at the top of the atmosphere (R_g/R_o) was 46.5% in the forest area and 44.5% in the field area. The balance of radiation in the forest corresponds to 73% of the global radiation (R_n/R_g), while in the fields this percentage was 61%. The soil heat flux in the forest area corresponds to less than 2% of the radiation balance (G/R_n) and in the fields to 22%. The forest behaves like a barrier of airflow movements, preventing the exchange of heat with the atmosphere. They observed five days with the occurrence of abrupt reduction of air temperature due to the effect of the cold caused by mass of polar origin that did not reach the height of 5m in the forest. The relative air humidity (HR) was superior in the forest in relation to the fields and with instantaneous minima below 30% in August. The winds are predominant coming from the North quadrant and less frequently from the south direction with occurrence in July. In the transition from the rainy period to the dry season, there are occurrences of winds coming from the West and in the dry months there is occurrence of easterly winds. The average velocity of the winds is higher in the field areas in approximately 2 m.s^{-1} the forest region in all months, with greater amplitude in the transition months from rainy to dry and in the dry period. Evapotranspiration was higher in the forest with a mean of $3.9 \pm 1 \text{ mm.day}^{-1}$ in relation to the fields that presented $2.9 \pm 1 \text{ mm.dia}^{-1}$. The percentage of evapotranspiration that returns to the atmosphere of the forest area corresponds to 66.6% of the total annual precipitation of 2197.5 mm, and in the field area to 49.5%. The flow in the basin forest-fields, in the dry season, remained minimal draining to the water, different from the forest stream that registered zero flow characterizing intermittence. The daily flows were simulated using the IPH2 model adjusted to the monitoring events, with results that correspond to the effects of seasonality and rainy events. The monthly water balance shows that the volume of water in the soil decreases first in the field area because direct radiation propagates on the surface more intensely at the time. In the rainforest even during the rainy season, the volumes of water in the soil are slightly smaller than the fields, related to the higher evapotranspiration occurring. However, the forest has the capacity to store water for a longer period, when the rainfall decreases, and in June and July the water deficiencies are equalized, and in September when the fields begin to accumulate water more quickly due to the direct entrance of the precipitation, where the interception does not occur. During the transition from the dry period to the rainy season, there are signs of increasing both the availability of water in the soil and also the increase in flow, and that is when the forest stream returns to the water.

Keywords: Evapotranspiration; Digital Elevation Model; Simulation in hydrology; Amazon.

1. INTRODUÇÃO

O Brasil com dimensões continentais, possui grandes rios e reservas subterrâneas, sendo encontrada a maior abundância mundial em água doce na bacia Amazônica. Sua disponibilidade é variável sazonalmente, dependente de inúmeros fatores naturais promotores dos fenômenos de precipitação que regulam a disponibilidade hídrica espacialmente sobre a bacia.

A chuva é um dos principais elementos constituinte da fase aérea do ciclo hidrológico e se associa diretamente a disponibilidade de energia solar.

A interação da radiação junto à superfície promove evaporação e transpiração das plantas, contribuindo para renovação da formação de nuvens, que podem ser transportadas, precipitadas na região e retornadas novamente para atmosfera, serem carregadas pelo vento e seguir para as latitudes mais altas da América do Sul.

A Amazônia é a maior extensão contínua de floresta tropical úmida do mundo e exerce importante papel nas trocas de energia entre a superfície continental e a atmosfera, realizando serviços ambientais, de forma essencial para a manutenção do clima regional e global. Representa 36,6% do que restou de floresta tropical do planeta (STATE OF THE RAINFOREST, 2014) e é dotado de inestimável biodiversidade e particularidades físicas naturais de relevo e solos que forma um mosaico de ecorregiões exclusivas no mundo. A Amazônia Legal já perdeu grandes áreas florestais para o processo de desmatamento, majoritariamente nos estados de Mato Grosso, Rondônia e Pará, havendo estimativas apontando para 29% de degradação da área original da floresta amazônica (NOBRE, 2014).

Em cenário de desenvolvimento com aporte de grandes projetos de engenharia, como gasodutos, hidrelétricas, aberturas e reconstrução de rodovias, bem como pequenas intervenções pontuais associadas às de grande porte, constituem os principais aspectos indicadores de riscos à modificação do uso do solo, cujos reflexos poderão influenciar na variabilidade climática e na sinergia dos processos termodinâmicos de superfície, condicionando menor produtividade, diminuição na ciclagem de nutrientes e a manutenção da biodiversidade.

As estradas promovem o acesso e facilitam os processos de ocupação. Na região sul do Amazonas é preocupante a pavimentação das rodovias BR 230 e 319, vistas como principais agentes que potencializarão as mudanças de uso da terra nos próximos anos, uma vez que no trecho de Porto Velho-RO a Humaitá-AM à urbanização já

atravessou a fronteira do rio Madeira, que provocou a crescente ocupação e o desenvolvimento populacional nas vilas rurais, aumentando a especulação imobiliária e a comercialização de novas propriedades rurais. Outra frente prevista de desenvolvimento referem-se à existência de inúmeros projetos de novas usinas hidrelétricas de pequeno, médio e grande porte, concentrados nas regiões Andinas, nas bacias hidrográficas dos rios Tocantins, Araguaia, Tapajós, Madeira e região norte da Amazônia.

Processos de desenvolvimento podem ocasionar desmatamentos e substituição de floresta por pastagem, utilizando queimadas induzidas, gerando mudanças no micro clima e poluição atmosférica, relativo a diferentes formas de interação da radiação com a superfície. Este processo pode motivar a ocorrência de anomalias na evapotranspiração com conseqüente diminuição da formação de nuvens e alterações nos regimes espaciais e sazonais de precipitação.

Busca-se nesta tese a caracterização de variáveis micrometeorológicas na região sudeste da Amazônia, onde há formação de campos naturais e floresta, visando avaliar e compreender a dinâmica hídrica natural em duas micro bacias constituídas por formação heterogênea e preservadas.

1.1. OBJETIVO GERAL

Investigar a sazonalidade dos componentes micrometeorológico e estimar o balanço hídrico em micro bacias na região de formação de campos naturais e floresta no interflúvio entre os rios Purus e Madeira.

Os estudos de interação biofísica de superfície e atmosférico se apresentam de acordo com os *objetivos específicos*.

- a) Diagnosticar os aspectos físicos de formação, uso e ocupação do território da bacia hidrográfica do rio Puruzinho.
- b) Caracterizar o comportamento das variáveis micrometeorológicas em área de campos e floresta.
- c) Calcular a evapotranspiração em áreas de campos e floresta.
- d) Determinar o balanço hídrico em nível de micro bacia hidrográfica em áreas de campos e floresta.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 CLIMA E HIDROLOGIA DA AMAZÔNIA

Avaliar a exata ou aproximada quantidade de água na Terra, envolve análises em todos os compartimentos dos sistemas terrestres, em que se apresenta água livre e em trânsito por diferentes gradientes termodinâmicos que são capazes de excitar a mudança de fase (SHIKLOMANOV, 1998; REBOLÇAS, 2006; THOMAS, 2013).

A água na hidrosfera apresenta variabilidade temporal e se relaciona à atividade do ciclo solar que é a principal fonte de energia externa para Terra. A incidência de radiação não atinge simultaneamente toda a superfície terrestre, sendo a região equatorial a maior receptora de energia com relação às latitudes médias e regiões polares (VAREJÃO-SILVA, 2006).

A Terra apresenta o plano orbital do equador com inclinação de $23^{\circ} 27'$, devida à atração da estrela Vega, que se localiza na constelação Lira, resultado do movimento da Via Láctea. As estações do ano são influenciadas pela inclinação do eixo e rotação da Terra e pela trajetória que esta inclinação faz com que a orientação da Terra em relação ao Sol mude ciclicamente enquanto a Terra gira em torno do Sol e do seu próprio eixo (VIANELO & ALVES, 2012).

Estes movimentos conduzem variações da intensidade de energia solar que atinge a superfície em ciclo diário, sazonal e dentro do tempo geológico da Terra que data aproximadamente 4,6 bilhões de anos em ciclos solares. Variações no clima da Terra podem ser identificadas por registros e marcações na geologia, caracterizadas por glaciações, sendo a última ocorrida entre aproximadamente 20 e 26 mil anos (PRESS, 2006).

O Sol é uma esfera incandescente com temperatura efetiva de aproximadamente 6.000 kelvin, constituída majoritariamente por hidrogênio (75%), Hélio (23%) e inúmeros outros gases. É fonte de energia gerada por reações nucleares internas, transferida para fotosfera em estado de plasma (FIGURA 2.1). O sol libera jatos de matéria na forma de fótons, dependente da atividade solar momentânea. O vento solar na forma de *flares* se propaga em linhas de campo e interage com a magnetosfera da Terra, que a intercepta, desacelerando o choque de partículas, refletindo e dissipando energia para o espaço (VIANELO & ALVES, 2012).

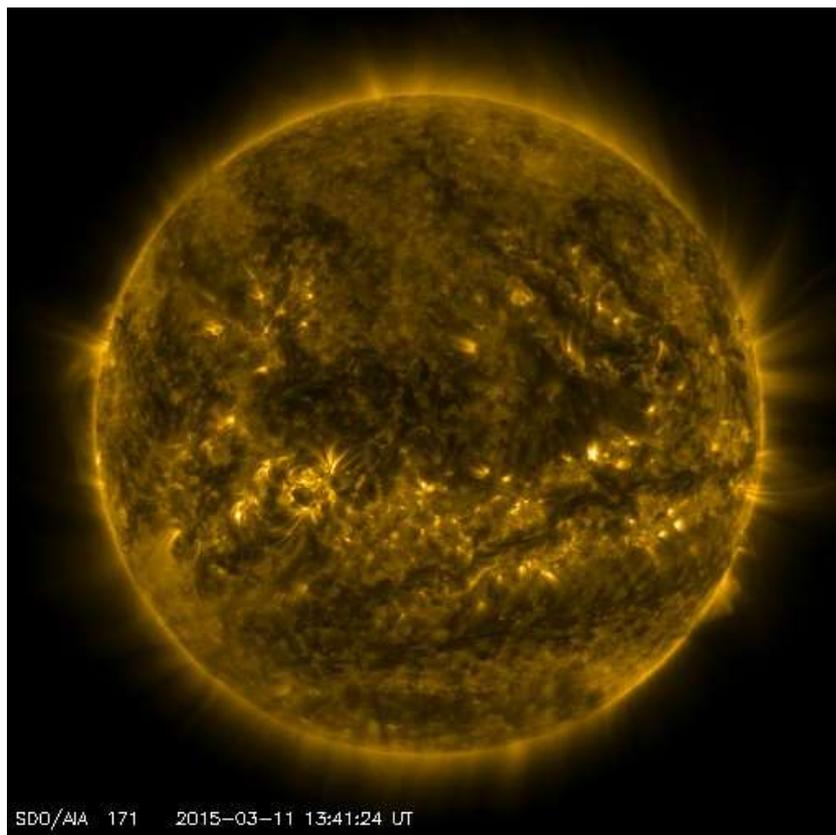


Figura 2.1 – Imagem do sol obtida pelo Telescópio AIA 171 (Gold) do dia 11 de março de 2015. Fonte: SDO/NASA (2015). Observatório da Dinâmica solar. Disponível em <<http://sdo.gsfc.nasa.gov/data>> Acesso em 20/3/2016.

A radiação se apresenta em natureza corpuscular (Fotón) e se completa no comportamento ondulatório de uma onda eletromagnética. No espectro eletromagnético, a radiação solar ocupa o intervalo de 0,15 a 4 μm em 99% da energia que chega a superfície. A radiação terrestre compreende aquelas refletidas ou transmitidas pela interação da radiação de ondas curtas incidentes, em contato com partículas de aerossóis e vapor de água na atmosfera, que envolve a faixa de 4 a 100 μm denominada radiação de onda longa (R_{OL}). Entre $0,36 < \lambda < 0,74 \mu\text{m}$ são encontradas as luzes do visível, com subdivisões em faixas que correspondem a cores vermelhas na transição com a região do infravermelho próximo com valor acima de 0,74 μm , ao verde com sensibilidade máxima do visível a 0,55 μm correspondendo à luz do amarelo esverdeado (TABELA 2.1), e na faixa do azul em transição ao ultravioleta, encontra-se os comprimentos de onda abaixo de 0,36 μm (VIANELO & ALVES, 2012).

A energia proveniente do Sol percorre uma unidade astronômica (UA) que é calculada pela distância Terra-Sol (d_r) igual à $UA = 1,496 \times 10^{11} \text{ m}$, a uma velocidade de $300 \times 10^3 \text{ km/s}$, atinge a uma superfície plana e horizontal, localizada fora da influência

da atmosfera, em função da Latitude (φ), Declinação (δ) e Ângulo Zenital (Z) em relação ao Sol, no instante de análise, interceptada no topo da atmosfera ($R_o\downarrow$), uma quantidade média de energia de potencia de 1.367 w.m^{-2} , denominada constante solar (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Quando a radiação direta de ondas curtas ($R_o\downarrow$) atravessa a atmosfera para chegar à superfície terrestre, interage com os aerossóis, nuvens e poeira atmosférica, gerando processos de absorção, transmissão e reflexão (ALLEN, *et al.*, 1998), espalhando e dispersando-a luz em todas as direções (OMETTO, 1981).

Este processo promove perdas durante a passagem pela atmosfera análogo a uma resistência térmica (SISSOM & PITTS, 2001), chegando a superfície um fluxo de radiação por unidade de tempo (W) e densidade de fluxo por unidade de área (W.m^{-2}), num dado instante e local, denominada Radiação Solar Global ($R_g\downarrow$) (PEREIRA, *et al.*, 2007).

Durante a passagem da radiação pela resistência da atmosfera, para alcançar a superfície do solo, ocorre o processo de depleção (atenuação), que é descrita pela razão da radiação do topo da atmosfera ($R_o\downarrow$) pela radiação global da superfície ($R_g\downarrow$), definido como índice de transmissividade (kt), que de acordo com a quantidade de nuvens e aerossóis na atmosfera, haverá aumento ou redução das componentes direta ou difusa da radiação solar que atinge a superfície. Este mecanismo possibilita a classificação do céu quanto a sua nebulosidade, por fatores biogênicos e por poluentes relativo as plumas de fumaça (PEREIRA *et al.*, 2007; QUERINO, *et al.*, 2011; ESCOBEDO, *et al.*, 2009; FISH, *et al.*, 1998, ARTAXO, *et al.*, 2005).

A insolação difusa é variável ao longo do tempo pelas inter-relações de estado do tempo e rugosidade da superfície, caracterizada pela radiação solar de onda longa, espalhada ou refletida pelas nuvens e pelos aerossóis de volta para a Terra. A energia difusa é responsável pela claridade do céu durante o dia e pela iluminação de áreas que não recebem iluminação direta do sol, bem como em dias nublados, quando a densidade de fluxo é menor que dias ensolarados (PEREIRA, *et al.*, 2007).

Os ciclos e diferentes formas de interação da energia solar com o meio aquático marítimo por sua maior extensão e com as geodiversidades dos continentes promovem movimentos de interação tridimensional, gerando propriedades escalares, movimentos atmosféricos e diferentes gradientes termodinâmicos (BONAN, 2008). As características de superfície são variadas e representam propriedades indicativas de serem mais ou menos condutoras de energia, sendo representado pelo potencial de

reflexão (albedo) entre a energia incidente ($R_{g\downarrow}$) pela energia refletida ($R_{f\uparrow}$). Da radiação global ($R_{g\downarrow}$) que chega a superfície, parte pode ser absorvida, refletida e/ou transmitida, resultando na superfície uma energia livre (R_n) que se subdivide em fluxo de calor sensível (H) correlacionado ao aquecimento do ar, fluxo de calor no solo (G), e calor latente (L), relativo aos processos de evaporação da água da superfície somada a influência fisiológica de transpiração das plantas (PEREIRA, *et al.*, 2007; GIAMBELLUCA *et al.*, 2000).

A energia que atinge a superfície é fonte primária para todos os sistemas biofísicos e desencadeia os fenômenos meteorológicos próximos a superfície da Terra pelo seu aquecimento e transferência de calor para atmosfera, influenciado diretamente na Circulação Geral da Atmosfera (PEREIRA *et al.*, 2007).

O desequilíbrio térmico entre a região equatorial (quente) e os polos (fria), induz a circulação e condiciona à formação das correntes oceânicas e ventos que distribui e mantém o balanço de energia na Terra, transportando calor da região equatorial para os trópicos e trazendo para região tropical dos polos ar frio e seco, em sentido constante em busca de equilíbrio (PRESS *et al.*, 2006).

Os oceanos detêm 97% da água do planeta, e é a maior fonte de evaporação de água que pode ser responsável por 85% das águas trazida pelas correntes de ventos na forma de vapor juntamente com os aerossóis marinhos para os continentes, favorecendo a geração de elevadas massas de umidade que organizam a formação de nuvens da região equatorial, que chega atingir grandes altitudes na troposfera (BARRY & CHORLEY, 2013).

O encontro dos ventos alísios em baixos níveis vindos de leste dentro do hemisfério sul e os de nordeste do hemisfério norte, acompanham a marcha da radiação em faixa equatorial, onde as águas dos oceanos são mais quentes e convergem grandes massas de nuvem configurando a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Este sistema de circulação atmosférica gera elevadas precipitações sobre a região equatorial dos Oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, bem como sob as áreas continentais, com acentuada instabilidade atmosférica, favorecendo o desenvolvimento de intensas correntes ascendentes, com formação de grandes nuvens convectivas, podendo ocorrer à precipitação em meio marítimo ou atingir os continentes (REBOITA *et al.*, 2010).

Próximo aos 20° e 30° de latitude em ambos os hemisférios, o ar sofre resfriamento durante o deslocamento e se torna mais denso e em condição propícias a subsidência. Este processo aumenta o peso da coluna atmosférica, originando um cinturão de alta pressão, que inibi o movimento ascendente da atmosfera, fazendo com que um ramo se mova para os polos e outro retorne ao equador, formando um ciclo tridimensional que origina a célula de Hadley (REBOITA *et al.*, 2010; REBOITA *et al.*, 2012). A circulação de Ferrel na latitude de 30° a 60° é oposta a de Hadley e a célula Polar é semelhante à de Hadley, com ar descendente nos polos e ascendente nos 60° de latitude. Podendo assim caracterizar três cinturões de ventos em cada hemisfério do planeta (VIANELO & ALVES, 2012; VAREJÃO-SILVA, 2006).

Segundo Reboita *et al.*, (2012), a força de Corioles relativo a velocidade angular de rotação da Terra, gera influência em parte dos ventos que desce da alta para baixa atmosfera, onde convergem massas de ar fria e seca de origem polar e massa de ar quente e úmida de origem tropical / subtropical, favorecendo a formação de frentes e ciclones extratropicais, próximo aos 60° de latitude em direção ao equador conhecido como região da Frente Polar (FIGURA 2.2).

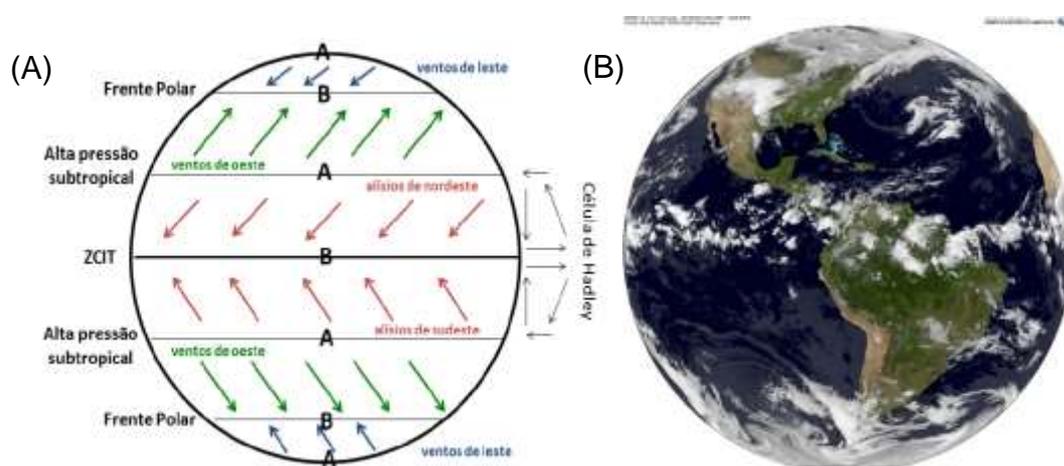


Figura 2.2 – Circulação geral da atmosfera (A) e destaque para formação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) na região equatorial (B) atingindo a AS. Fonte: (a) Adaptado de REBIOTA *et al.*, (2012); (b) Imagem GOES – NASA/INPE.- 19-05-2015.

Diferentes sistemas meteorológicos de escala sinótica e meso escala são observados, de distintas origens e influências, espacialmente associadas à topografia dos geossistemas continentais. Condições cíclicas de sistemas atmosféricos impulsionam o balanço hídrico mundial e a renovação dos reservatórios superficiais e subterrâneos.

Sistemas atmosféricos regionais em diferentes latitudes originam extremos

climáticos recordes, promovem a existência de grandes abundâncias de água doce em regiões específicas do planeta e outras em condições extremas de escassez, criando condições insalubres para vida humana, mais não para vida nas suas mais diferentes formas (BARRY & CHORLEY, 2013).

Os recordes de precipitação são detectados na cidade de *Mawsynram* no Estado de *Meghalaya* na Índia, continente Asiático, considerada a mais chuvosa do mundo com precipitação da ordem de 11.000 a 12.000 mm.ano⁻¹. Na AS, a cidade de *Tutendo* na Colômbia apresenta registros de precipitação de 11.770 mm.ano⁻¹. Na Nova Zelândia em *Cropp Rivera* a precipitação é superior a 11.000 mm.ano⁻¹. No *Havaí*, Estados Unidos em cotas elevadas e em *Emei Shan* na China, a precipitação ocorre acima de 10.000 e 8.000 mm.ano⁻¹ respectivamente (PROKOP & WALANUS, 2003; BURT, 2007). A cidade de *Calçoene* no Amapá é a mais chuvosa do Brasil, e recebe em média 4.165 mm.ano⁻¹, sem estação de seca bem definida e tendo os meses de janeiro a junho os mais chuvosos (TUCCI, 2013; FIGUEIROA & NOBRE, 1990; MOLION, 1987).

A AS apresenta formação heterogênea de biomas, com regiões de relevo variado em baixa à média latitude contando com a Cordilheira dos Andes que forma uma barreira de altitude, a qual influencia na retenção das chuvas vindas da ZCIT e redireciona os ventos para as altas latitudes da AS (MARENGO & SILVA DIAS, 2006), podendo ser conduzidas massas de umidade por jatos de baixos níveis proveniente da evapotranspiração das florestas tropicais (SALATI, *et al.*, 1979; SALATI & VOSE, 1984; REBOITA, *et al.*, 2010).

A AS é constituída por vastas planícies de extensas superfícies aquáticas e drena grandes rios como: Amazonas, Orinoco, Paraguai, Paraná e o São Francisco (ANA, 2010; TUNDISI & TUNDISI, 2015). Constituem-se formações de lagos naturais e artificiais, e detém a formação de águas subterrâneas de extensas profundezas e larga abrangência espacial como é o caso do Aquífero Guarani (BORGUETTI *et al.*, 2004) e o Aquífero de Áter do Chão (AGUIAR & MOURÃO, 2012).

Por outro lado, detém uma das áreas mais áridas do planeta Terra, o deserto do Atacama, localizado no extremo oeste da AS em médias latitudes, ao norte do Chile, onde a precipitação acumulada média é menor que 100 mm.ano⁻¹ (REBOITA, *et al.*, 2010).

Entender os padrões da precipitação pluviométrica é um dos principais elementos climatológicos em uma região, pois além de constituir a fase aérea do ciclo hidrológico, influencia no comportamento de outras variáveis meteorológicas como na

temperatura do ar, no vento e na umidade do ar, constituindo o componente fundamental para caracterizar a variabilidade climática na região Amazônica (MARENGO & HASTENRATH, 1993).

2.1.1 O CICLO HIDROLÓGICO

O conceito de ciclo hidrológico se divide em processos específicos que estão integrados ao clima e atributos biofísicos da superfície. As variabilidades dos processos dependem dos mecanismos relativos às forçantes atmosfera-oceânico-biosfera, que modulam a variabilidade temporal, espacial hidro meteorológica da Amazônia (MARENGO, *et al.*, 2009), sendo na Figura 2.3, a representação de todas as fases do ciclo hidrológico (GARCEZ *et al.* 1988).

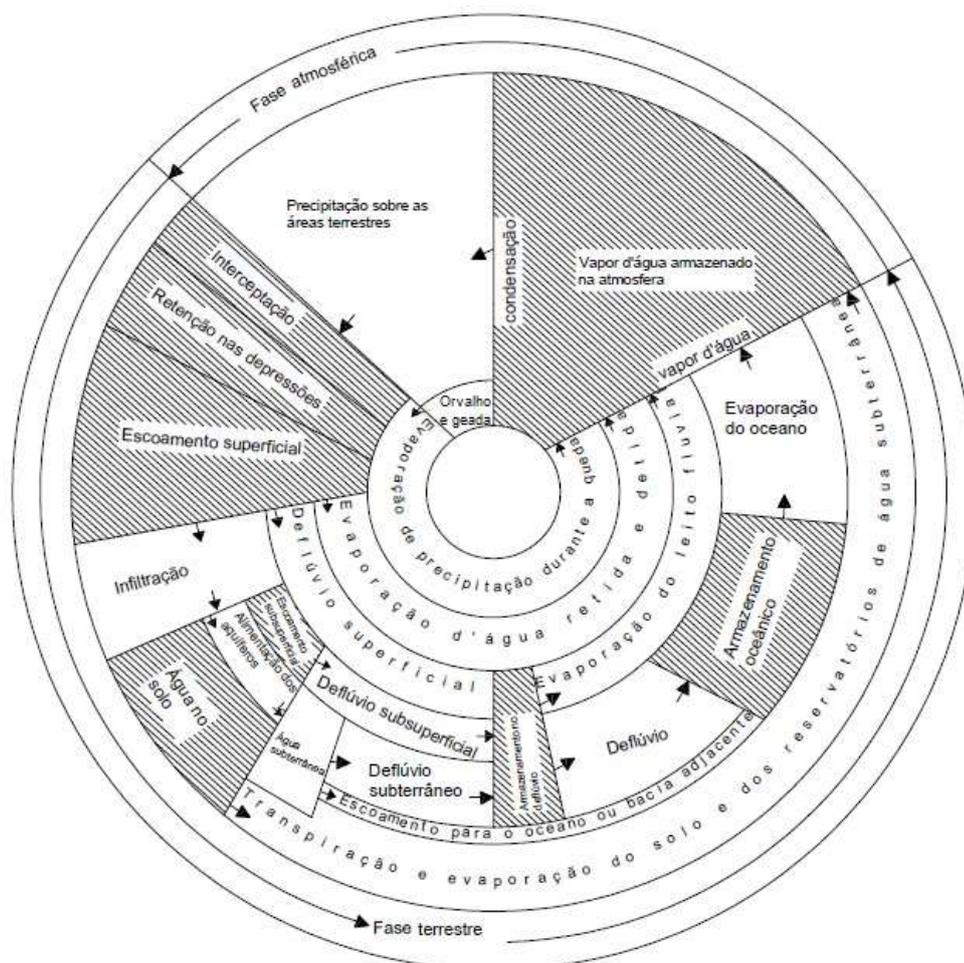


Figura 2.3 – Representação do ciclo hidrológico (as áreas sombreadas representam "armazenamento" e as flechas indicam "escoamento"). Fonte: adaptado de Garcez e Alvarez, 2014.

A água na atmosfera pode se encontrar na forma de vapor de água, partículas líquidas, ou como gelo ou neve (PINTO *et al.*, 2014).

É o mais importante fator no ciclo hidrológico na fase terrestre, bem compreendido dentro dos limites naturais de uma bacia hidrográfica, com área de drenagem delimitada naturalmente pelo relevo, que permite toda a captação da água da chuva ou escoamento por derretimento das geleiras, o qual direciona por rotas preferenciais superficiais ou sub superficiais formando uma rede de drenagem, determinante nos volumes na saída da bacia, que pode desaguar em outro rio até atingir a cota ao nível do mar (TUCCI, 2013; CHRISTOFOLETTI, 1980).

A energia solar que atinge a superfície terrestre impulsiona o fluxo de água condicionando os processos fisiológicos das plantas, a realização de fotossíntese e o processo de transpiração, bem como age na evaporação da água dos solos, lagos, rios e mares, associado aos movimentos tridimensionais da Terra (OMETTO, 1981; PEREIRA, *et al.*, 2007).

A excitação da matéria pela radiação solar impulsiona a geração de vapor de água na superfície, torna-se mais leve que o ar da vizinhança e sofre uma ascensão adiabática que se condensa na atmosfera juntamente aos núcleos de condensação de origem marinha ou biogênica da floresta (ARTAXO, *et al.*, 2006), constituindo formação de nuvens por minúsculas gotículas de cristais de gelo, mantida em suspensão no ar por um processo de crescimento por coalescência e difusão podendo se deslocar até atingir tamanho suficiente para precipitar e repor água a superfície (VALEJÃO-SILVA, 2006; TUCCI, 2013).

Nem todas as precipitações alcançam a superfície devido à ocorrência de evaporação direta quando em contato com ar quente da atmosfera próxima a superfície. Em meio natural, as águas que atingem as vegetações sofrem processo de interceptação pelas folhas, galhos e ramos das plantas que se encontram em temperaturas elevadas pelo armazenamento de energia solar, principalmente quando decorrente longos períodos sem chuva (PEREIRA, *et al.*, 1997).

Em meio urbano, esse processo de interceptação pode não ocorrer e atingir diretamente a superfície impermeável, e escoar mais rapidamente e com baixa taxa de infiltração do solo, causando processos de transbordamento do canal de drenagem (TUCCI, 2013).

Em meio florestal, a precipitação que atinge a copa das árvores é interceptada pela vegetação que retém o primeiro volume de chuva. Durações contínuas por longas

horas ou dias, quebra o ponto de máxima saturação e gera fluxo por caminhos em que a água pode ser absorvida pelo caule e/ou escoar pelos troncos (*stemflow*), deslocando-se por todas as ramificações até a saída junto à superfície do solo, atingindo a serapilheira, o solo que tende a recarregar o lençol freático ou escoar superficialmente para direção do curso d'água. O gotejamento direto para superfície (*throughfall*) atinge as vegetações mais jovens e rasteiras abaixo do dossel, bem como a serapilheira para chegar ao solo. Nesse processo, o fluxo das águas carrega material particulado de origem da decomposição biótica do ecossistema vegetativo, transportando material particulado pelo vento em contato com microrganismos que chega ao solo, favorecendo a troca biogênica que resulta na ciclagem biogeoquímica (BONAN, 2008).

O processo de evapotranspiração ocorre pela combinação separada da evaporação da água que se perde pela superfície do solo e pela transpiração das plantas. A transpiração consiste na vaporização da água líquida contida nos tecidos das plantas, predominantemente pelos estômatos, por onde atravessam gases e vapor de água para atmosfera controlada pela abertura estomática.

A força impulsora para retirada de água da superfície se dá pela diferença de pressão de vapor de água da superfície evaporante e a pressão de água da atmosfera circundante. Fatores que dependem da energia disponível para mudança de fases da água do estado líquido para o vapor, denominada de calor latente de vaporização (λE), diretamente relacionada à radiação solar, a temperatura e umidade do ar e velocidade do vento (ALLEN, *et al* 1998; OMETTO, 1981; PEREIRA, 2007).

A infiltração da água no solo é um processo físico em que a água se move pelos caminhos mais favoráveis da topografia e por influência das raízes e textura do solo. De modo que a saturação das camadas mais superficiais do solo contribui para recarga cada vez mais profunda, podendo influenciar na linha de carga piezométrica das águas subterrâneas ao longo do tempo (TUCCI, 2013).

A água que chega a superfície pode ser armazenada nas depressões quando excedida a capacidade de infiltração no solo, ou se deslocar temporariamente sob o sistema superficial, conforme caminhos topográficos preferencias denominado *Runoff*, correspondendo à intensidade e duração do evento de chuva, podendo se permanente que caracteriza a formação de pequenos riachos que unindo a outros ao longo do curso da bacia de drenagem, formam grandes rios e criam redes conectadas até desaguar ao nível dos oceanos (BONAN, 2008; PINTO *et al.*, 2014).

2.1.2 PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL E NA AMAZÔNIA

No Brasil, a precipitação não é distribuída regularmente no tempo e no espaço e é variável de região para região. No norte a precipitação é abundante durante todo o período do ano. O sertão nordestino apresenta escassez de chuvas, porém, com abundância no litoral. O máximo de precipitação migra da região centro-oeste do Brasil durante o verão para o norte do equador durante o inverno. O sudeste e sul apresenta homogeneidade de precipitação durante o ano e na região centro-oeste as chuvas são mais intensas que no sul e sudeste (FIGURA 2.4).

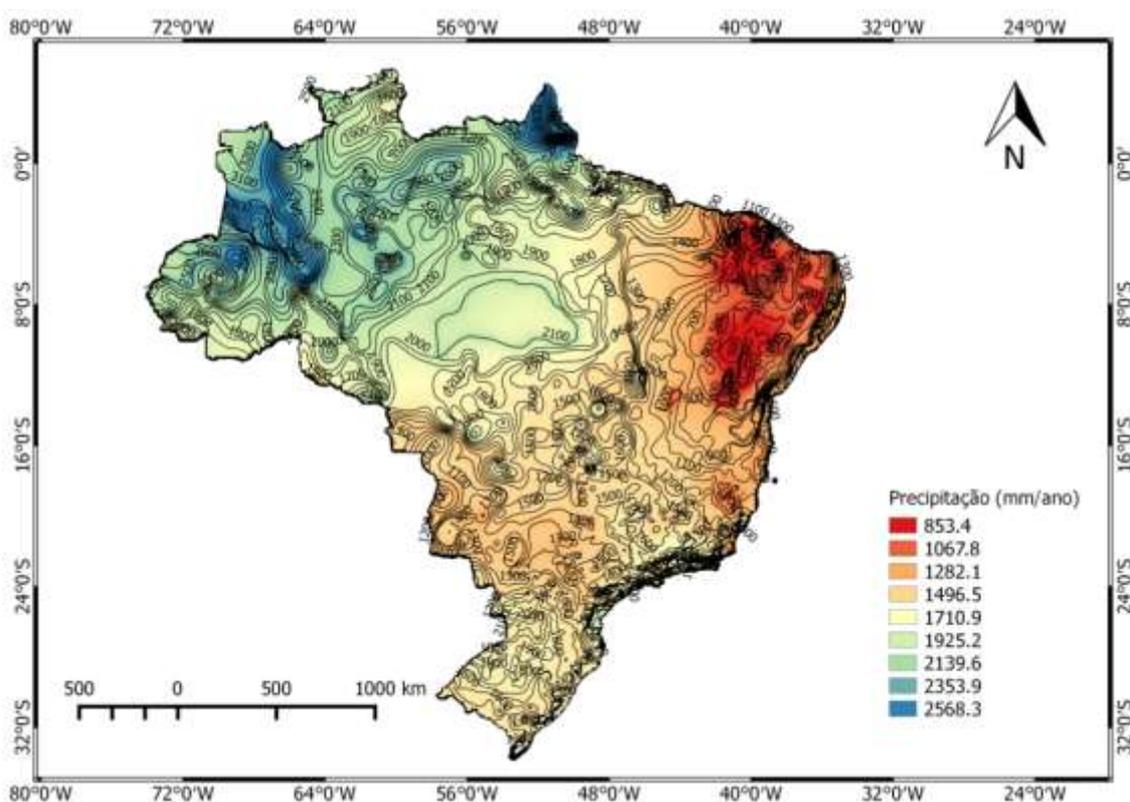


Figura 2.4 – Normais Climatológicas de Precipitação (1977 a 2006) Anual para o Brasil. Fonte: CPRM. Serviço Geológico do Brasil.

As regiões centro-oeste e sul do Brasil são favorecidas por interação de diversos processos atmosféricos que ocorrem ao longo do ciclo anual, gerando precipitação acumulada superior a 1400 mm.ano^{-1} e com regime de chuvas que caracteriza período chuvoso e de baixas precipitações. O litoral do nordeste e sudeste apresenta acúmulos elevados de precipitação anual, ficando atrás somente da região amazônica que expõe o maior volume acumulado anual de precipitação do continente. O nordeste do Brasil é

uma região relativamente seca com precipitação média anual menor que 700 mm, sendo na costa oeste (Chile e Peru) e o sul da Argentina os ambientes mais secos com precipitação inferior a 350 mm.ano^{-1} , seguido do deserto do Atacama que é o ambiente que apresenta o clima extremamente seco e o mais árido da AS (REBOITA, *et al.*, 2010, REBOITA, *et al.*, 2012).

Na região equatorial, evidencia-se a ZCIT, com elevada atividade convectiva derivado do intenso aquecimento radiativo da superfície. A posição da ZCIT migra sazonalmente em anos considerados normais e possui uma mudança de latitude alcançando no outono austral sua posição mais ao norte (14° N) durante agosto e setembro e migra para o sul (2° S) durante março e abril (NOBRE & SHUKLA, 1996; VAREJÃO-SILVA, 2006).

Jatos de baixos níveis (JBN) se desenvolvem ao leste dos Andes Peruano, região Oeste da bacia Amazônica. Transportam ar úmido desta região para o sudeste da América do Sul. Os principais mecanismos de formação de JBN se associam à deflexão dos ventos alísios que cruzam a Amazônia e se esbarram na Cordilheira dos Andes, adjunto aos sistemas transientes de ventos vindos de Oeste, forçados a seguirem para direção NO – SE transportando calor e umidade. Este processo intensifica a perturbação atmosférica que é característica do verão, quando grande disponibilidade de umidade e calor sobre a bacia amazônica promove a transferência de grandes volumes por evapotranspiração continental (REBOITA, *et al.*, 2010).

Sistemas frontais, ciclones de nível médio e frentes frias são originadas no pacífico, entram no sul do continente, passando pela Argentina, atinge o sul do Brasil e segue no sentido do Brasil central. Sistemas frontais de caráter estacionário no sul e sudeste do Brasil podem interagir com a convecção tropical e originar uma banda de nebulosidade no sentido NO-SE que se denomina de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), também influenciada por ventos de nordeste e pelos JBN vindo dos Andes (REBOITA, *et al.*, 2010), constituindo uma larga faixa de precipitação que cruza o Brasil, quando ocorre os máximos de precipitação conforme normais climatológicas do mês de janeiro no verão austral conectando a região do Equador e norte do Peru até o sudeste do Brasil (FIGURA 2.5).

Estas são característica de sistema de monção e faz com que no verão austral a principal zona de aquecimento, desloque os ventos alísios de nordeste do anticiclone do Atlântico norte para regiões subtropicais permitindo o desenvolvimento de atividade convectiva e chuvas intensas (NIMER, 1979).

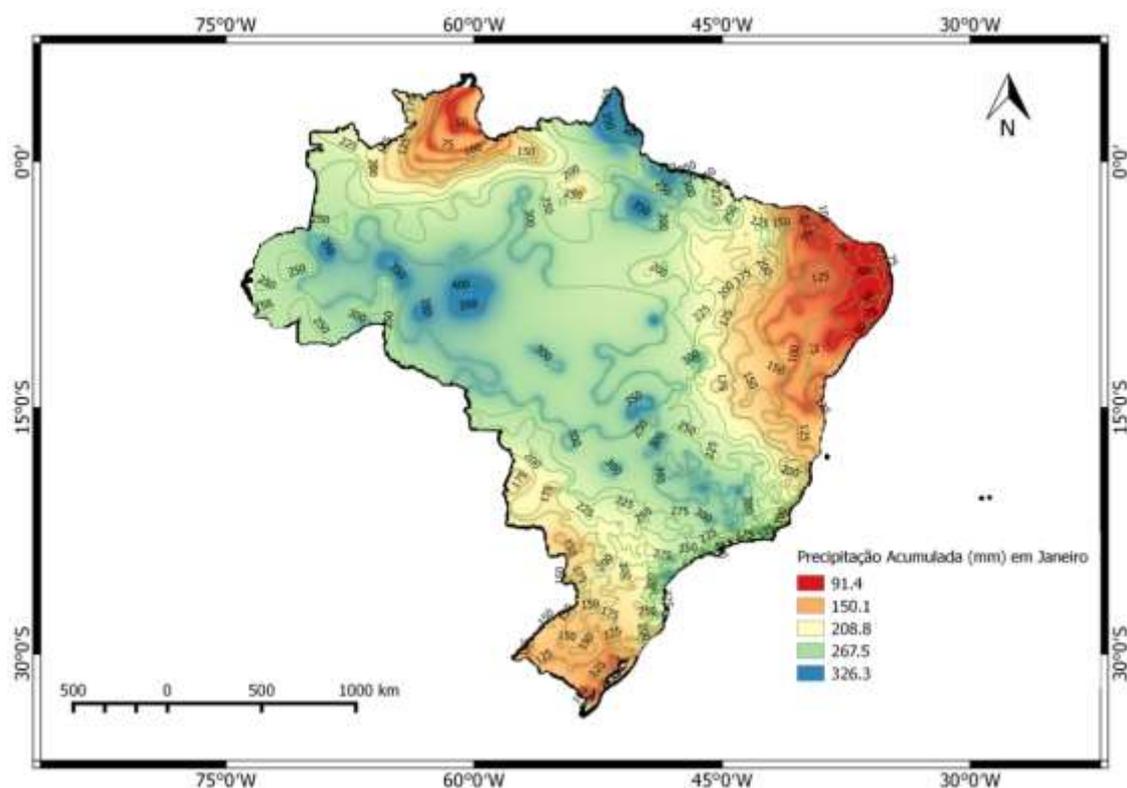


Figura 2.5 – Normais Climatológicas de Precipitação (1977 a 2006) para o de janeiro característico do verão austral. Fonte. CPRM. Serviço Geológico do Brasil.

No inverno austral, a energia solar se concentra acima da região tropical da linha do equador e favorece o deslocamento da ZCIT para o hemisfério norte, onde as precipitações são mais abundantes e predomina a sua máxima mais ao sul, onde é denominado de verão boreal. Este processo gera uma depressão continental, permitindo que o anticiclone do Atlântico avance com pressão máxima sobre o continente da AS (NIMER, 1979).

Neste período, a precipitação é mínima e o período seco abrange grande parte do Brasil Central, correspondendo ao período de inverno, com exceção do extremo norte que é influenciado pelos ventos marítimos do hemisfério norte e do extremo sul do Brasil que recebe influência da massa de ar polar, com chuvas médias de 300 e 190 mm, respectivamente (FIGURA 2.6).

Na época de julho, quando o jato subtropical em nível superior está forte, o mesmo é deslocado em direção ao equador, em acordo com o ramo descendente da circulação da célula de Hadley. Este fenômeno faz com que no Brasil episódios de base seca, com baixo nível de umidade do ar sejam flutuantes, podendo atingir valores muito baixos com índice de umidade relativa do ar menor que 40%, e ventos mais intensos que no período chuvoso (REBOITA, *et al.*, 2010).

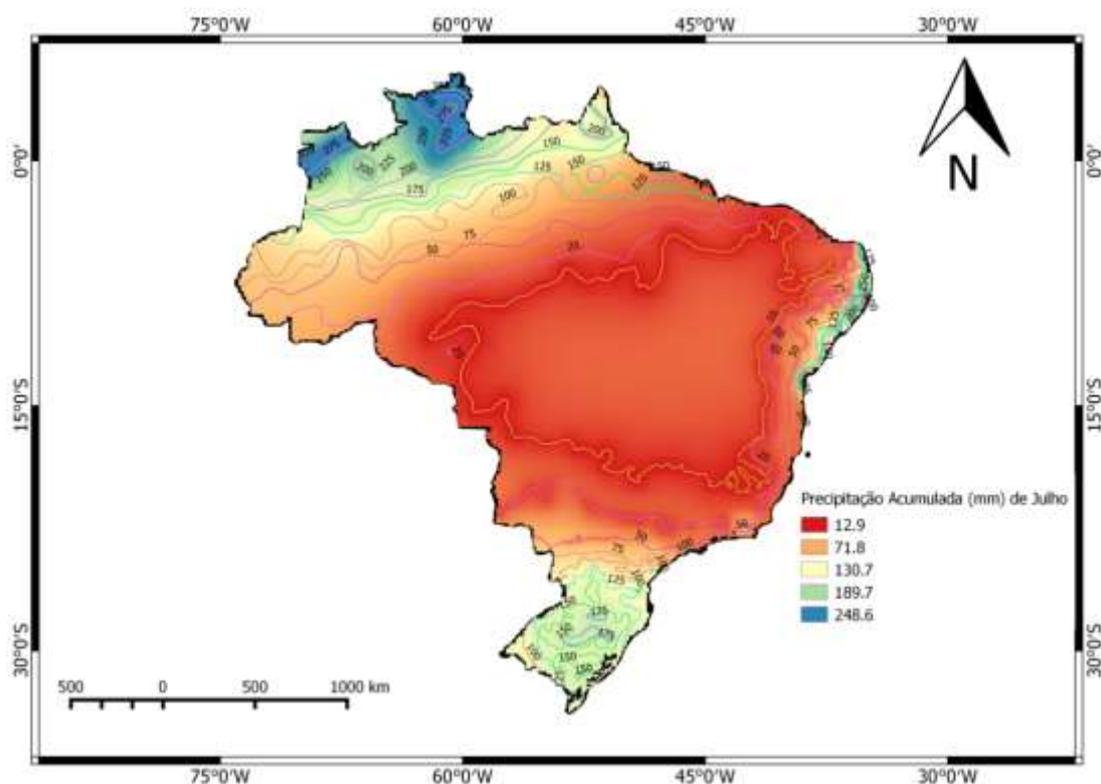


Figura 2.6 – Normais Climatológicas de Precipitação (1977 a 2006) para o inverno austral. Fonte. CPRM. Serviço Geológico do Brasil.

Nos períodos da primavera (outubro) e outono (abril), aspectos semelhantes e intermediários entre janeiro e julho ocorrem, tendo menor penetração dos ventos de leste sobre o Brasil com relação a janeiro e maior que julho, com influência da ZCAS desde a bacia da Prata até as latitudes de 15° a 20°. Em latitudes inferiores, os ventos de SE e E constituídos do Atlântico, não conseguem penetrar muito para o interior devido uma barreira constituída pelos ventos de Oeste formados no continente aquecido (NIMER, 1979).

Na Amazônia, a precipitação não é homogênea e apresenta variações espaciais. Na região Nordeste, em Macapá – AP, a precipitação pode ser superior a 3500 mm por ano (BURT, 2007), maior que a média da bacia que é de aproximadamente 2300 mm.ano⁻¹.

No extremo sul, em transição com a bacia do rio Paraguai as precipitações são próximas dos 1800 mm.ano⁻¹. No noroeste da Amazônia o total anual é superior a 3000 mm.ano⁻¹ e está associada à convergência de fluxo de umidade de leste em jatos de baixo nível vindas do oceano atlântico (MOLION, 1987; FIGUEIROA & NOBRE, 1990; ANA, 2015).

Os mecanismos de precipitação na Amazônia podem ser provocados por sistemas de escala sinótica pela influência da Zona de Convergência Intertropical integradas às circulações térmicas diretas (circulações de Hadley e Walker) e sistema convectivo que constitui a Zona de Convergência do Atlântico Sul.

Sistemas de meso escala se relaciona a penetração do Cumulonimbus associado as linhas de instabilidade originadas pela circulação de brisa marítima na costa do Atlântico e convecção organizada por entrada de frente fria pela região sudeste do Brasil. Em microescala as chuvas podem ser provocadas pela convecção local devido ao aquecimento diurno da superfície (FISH *et al.*, 1998; MOLION, 1987, FERREIRA DA COSTA, *et al.*, 1998).

Molion (1987), Nobre (1983), Marengo (1995), citado por FISCH, *et al.*, (1998), descrevem três grandes centros de precipitação que se caracteriza por influência dos seguintes regimes:

- No noroeste da América do Sul, as chuvas são abundantes durante todo o ano, alcançando o máximo superior a 3000 mm.ano^{-1} em abril-maio-junho;
- Um segundo centro em uma banda sazonalmente orientada estendendo-se até a parte central da Amazônia, onde a estação chuvosa ocorre em março-abril-maio;
- O terceiro na parte sul da região Amazônica onde o pico de chuvas ocorre em janeiro-fevereiro-março;

O período de chuvas e forte atividade convectiva na região Amazônica são compreendidos entre os meses de novembro e março, sendo que o período de seca, com baixa atividade convectiva é característico entre os meses de maio a setembro. Os meses de abril e outubro são considerados de transição entre o chuvoso e seco, e seco – chuvoso, respectivamente. A precipitação é intensa no mês de janeiro quando a posição da zona de convergência intertropical encontra-se na latitude mais ao sul no verão austral (FISCH *et al.*, 1998).

Um dos principais sistemas atmosféricos responsáveis pela variação sazonal da precipitação é o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), o qual interage fortemente com a circulação atmosférica da região, associado à formação das linhas de instabilidade (LI). Podem estas LI penetrarem no continente adentro e atingir a Cordilheira dos Andes onde a precipitação é intensa (FIGUEIROA & NOBRE, 1990; MOLION, 1987).

A ZCIT atua na região em uma faixa extensa durante o ano todo e associado a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), influente no sistema de precipitação

regional, podendo gerar as chuvas no sul e sudoeste da Amazônia, nos meses de novembro a abril que é o período de sua maior atuação (REBOITA, *et al.*, 2010; REBOITA, *et al.*, 2012).

Este fenômeno é caracterizado pela persistência de uma banda de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste (NW-SE), que se estende desde o centro sul da Amazônia, as regiões Centro-Oeste e Sudeste, centro sul da Bahia, norte do Estado do Paraná e estendendo-se em direção ao Oceano Atlântico ao sudoeste (FERREIRA *et al.*, 2004), conforme Figura 2.5.

Uma das principais consequências da atuação da ZCAS é a ocorrência dos altos índices pluviométricos, principalmente no final da primavera e nos meses de verão, onde parte da umidade da região Amazônica é transportada para os sub trópicos por Jatos de Baixo Nível (JBN) originários do leste dos Andes (GRIMM, 2011).

Durante a época de verão no HS, forte atividade convectiva e intensa precipitação com presença de nuvens Cumulonimbus ocorrem sobre a região tropical da AS. Associada a esta precipitação intensa, existe uma circulação anticiclônica nos altos níveis da troposfera, denominada Alta da Bolívia (AB), devida intensa atividade convectiva e a consequente liberação de calor latente que fornecem o mecanismo necessário para manter esta circulação (JONES & HOREL, 1990).

As Linhas de Instabilidades (LIs) formadas na costa litorânea, favorecem o transporte de umidade para o continente incitadas por meio das brisas marítimas que interagem com a ZCIT favorecendo a precipitação (MOLION, 1987).

Associado ao fenômeno de brisa marítima, os ventos em contato com grandes superfícies aquáticas, rios de extensas larguras e volumes, promoverem a transferência de massas de ar oriundas da brisa fluvial, devido ao contraste térmico entre água e terra, que são fenômenos que induzem a formação de nuvens convectivas e há ocorrência da precipitação próxima a grandes corpos hídricos (MOLION & DALLAROSA, 1990).

Oliveira e Fitzjarrald (1993), comprovam a existência de circulação fluvial nos baixos níveis no sentido floresta - rio durante a noite e início da manhã, revertendo o sentido rio - floresta durante a tarde e início da noite, sendo as influências mais intensas quando a largura do rio é maior. Pode este fenômenos ocorrer no rio Madeira, com ilustração de eventos de precipitação na região do médio curso, conforme Figura 2.7.



Figura 2.7 – Precipitação Convectiva na margem direita do rio Madeiram em Abril de 2012 em Humaitá (Arquivos de imagens do Autor)

No Trimestre de dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) a estação chuvosa da região norte da Amazônia se caracteriza pela chegada da ZCIT, que muda progressivamente para janeiro-fevereiro-março no sul da Amazônia, e abril-maio-junho no noroeste da bacia Amazônica. Esta variação está relacionada com a posição da ZCIT, pois os núcleos de precipitação migram da parte central do país no verão austral, para a região noroeste da AS no inverno austral, acompanhando a migração anual da convecção profunda (FIGUEROA & NOBRE, 1990).

Ao sul do Hemisfério Norte, as chuvas exibem seu máximo durante o inverno austral (junho-julho-agosto) e mínimo durante o verão austral (dezembro-janeiro-fevereiro), conforme Figura 2.8.

A distribuição de chuvas no trimestre dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) mostra uma região de alta precipitação (superior a 900 mm) situada a oeste da bacia e região central da Amazônia em posição a alta da Bolívia (JONES & HOREL, 1990) e sobre a região do médio curso dos rios, Purus, Madeira e Tapajós (FIGURA 2.8).

Em dezembro, os centros de máxima precipitação seguem a orientação da ZCAS. Em janeiro a distribuição é semelhante à média dos 3 meses mais chuvosos (DJF) e a precipitação máxima é superior a 1000 mm, centrada na posição a cerca de 60° W e 10°

S, em associação a Alta da Bolívia que haje fortemente neste período. Em fevereiro, a cerca de 53 W e 8 S, é alta a precipitação e segue sua distribuição quase latitudinal sobre grande porção territorial deslocadas para o leste (FIGUEROA & NOBRE, 1990).

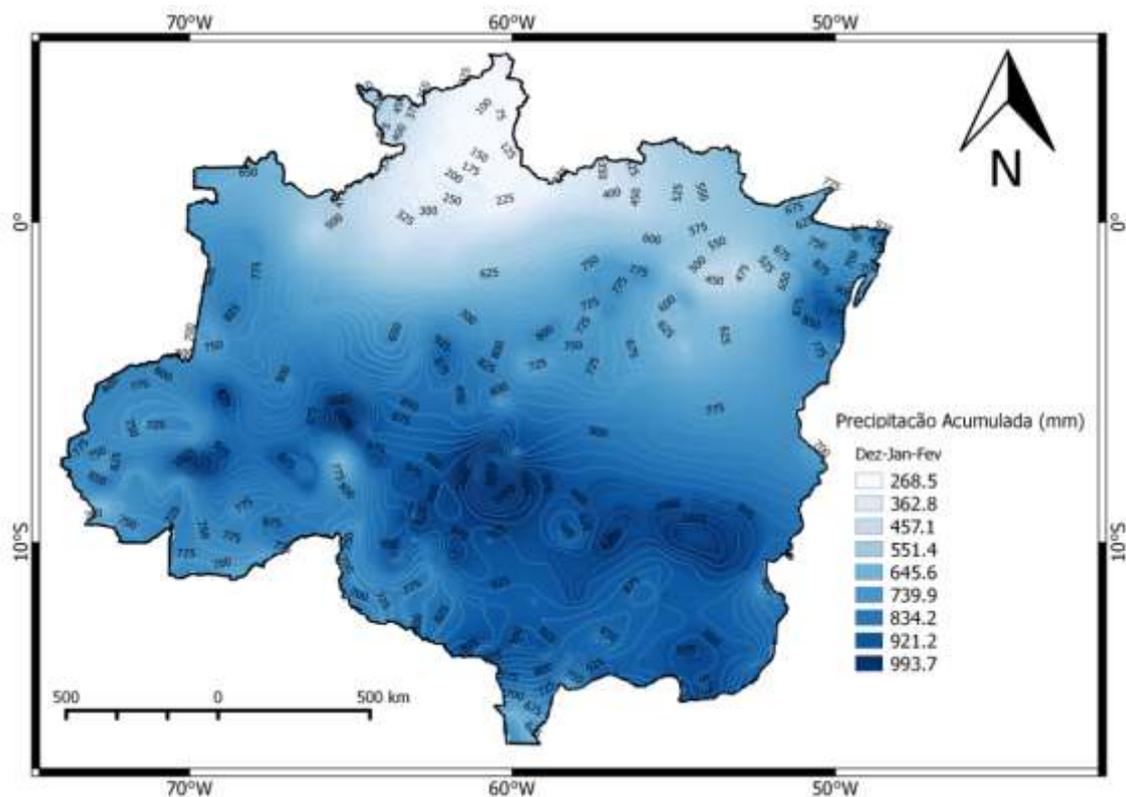


Figura 2.8 – Normais Climatológicas (1976 – 2006) de Precipitação Acumulada do Trimestral de Dezembro, Janeiro e Fevereiro para Amazônia Legal. Fonte: CPRM. Serviço Geológico do Brasil.

Os índices máximos de precipitação coincidem com os locais onde é verificada a estação do verão, quando há maior disponibilidade de energia solar em associação a maior frequência de convecção e movimentação de ar, umidade e gases atmosféricos entre o dossel florestal gerador de altas taxas por evapotranspiração para a média e alta troposfera (OLIVEIRA, 1986).

No trimestre de março-abril-maio (MAM), observa-se acima da linha do equador, em 1°N que, desde os 48 °W, passando por um máximo de precipitação aos 56 °W, quando a ZCIT oceânica esta se deslocando para o norte ao longo da costa do Atlântico, onde a precipitação é máxima e o total encontrado é superior a 900 mm ao longo da região equatorial. Esta precipitação pode atingir a bacia do Orinoco mais ao norte da AS (FIGUEROA & NOBRE, 1990).

Conforme normal climatológica (FIGURA 2.9) ao sul da bacia, as precipitações são volumosas, diminuindo gradativamente em direção à região norte, indicando a ocorrência da transição da estação chuvosa para seca.

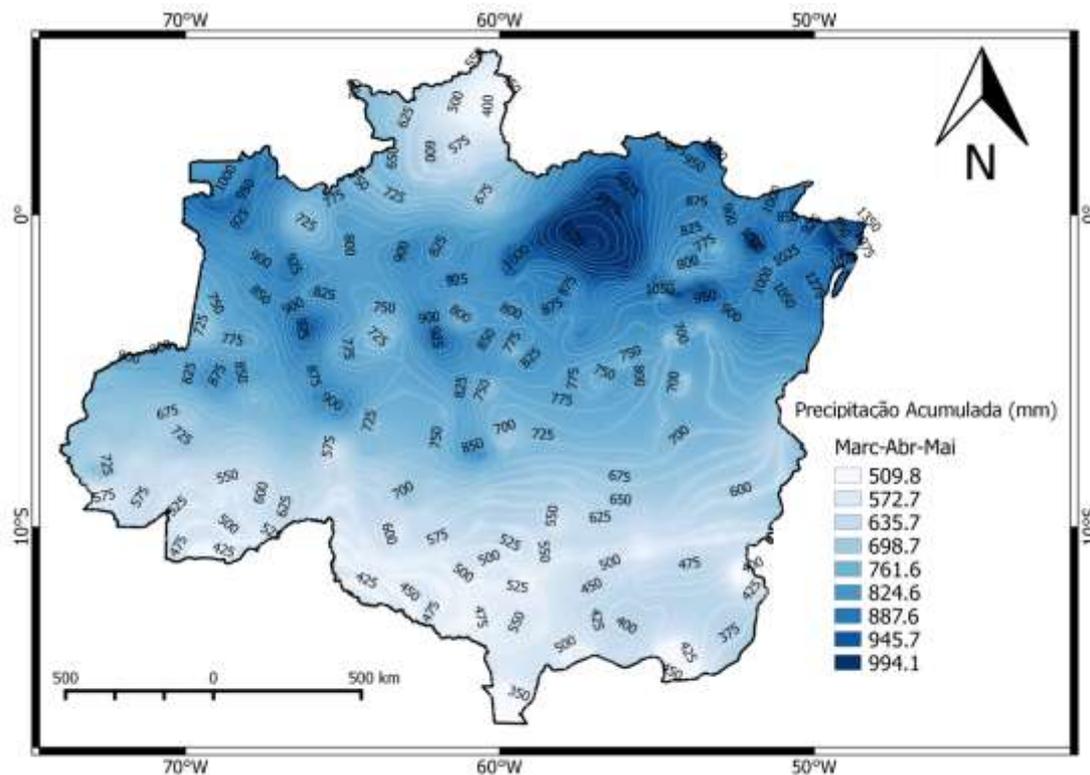


Figura 2.9 – Normais Climatológicas (1976 – 2006) de Precipitação Acumulada do trimestral de Março - Abril – Maio para Amazônia Legal (mm.trimestre^{-1}). Fonte. CPRM. Serviço Geológico do Brasil.

No trimestre de junho-julho-agosto (JJA), verifica-se que em julho, a precipitação é máxima na região noroeste da Amazônia, que abrange a costa da Colômbia, onde a precipitação aumenta em agosto, devido parcialmente as altas Temperaturas da Superfície do Mar (TSM), que influencia nos ventos ao longo da costa nesta época do ano (FIGURA 2.10). Neste trimestre (JJA), o centro de máxima precipitação se desloca para o norte, acompanhando a ZCIT (FIGUEROA & NOBRE, 1990). Durante o inverno austral é identificada a desintensificação da AB com seu completo desaparecimento (JONES & HOREL, *et al.*, 1990).

Com relação à temperatura do ar, durante o inverno do Hemisfério Sul, toda a zona meridional da região Norte, em especial ao sudoeste da Amazônia (Acre, Rondônia e parte do Amazonas) é frequentemente invadida por anticlones originários nos extratrópicos austral, gerando densas frentes frias que atravessam a Cordilheira dos

Andes ao sul do Chile, podendo excepcionalmente chegar à região e provocar o fenômeno friagem (NIMER, 1979; MARENGO *et al.*, 1996; FISCH, *et al.*, 1998).

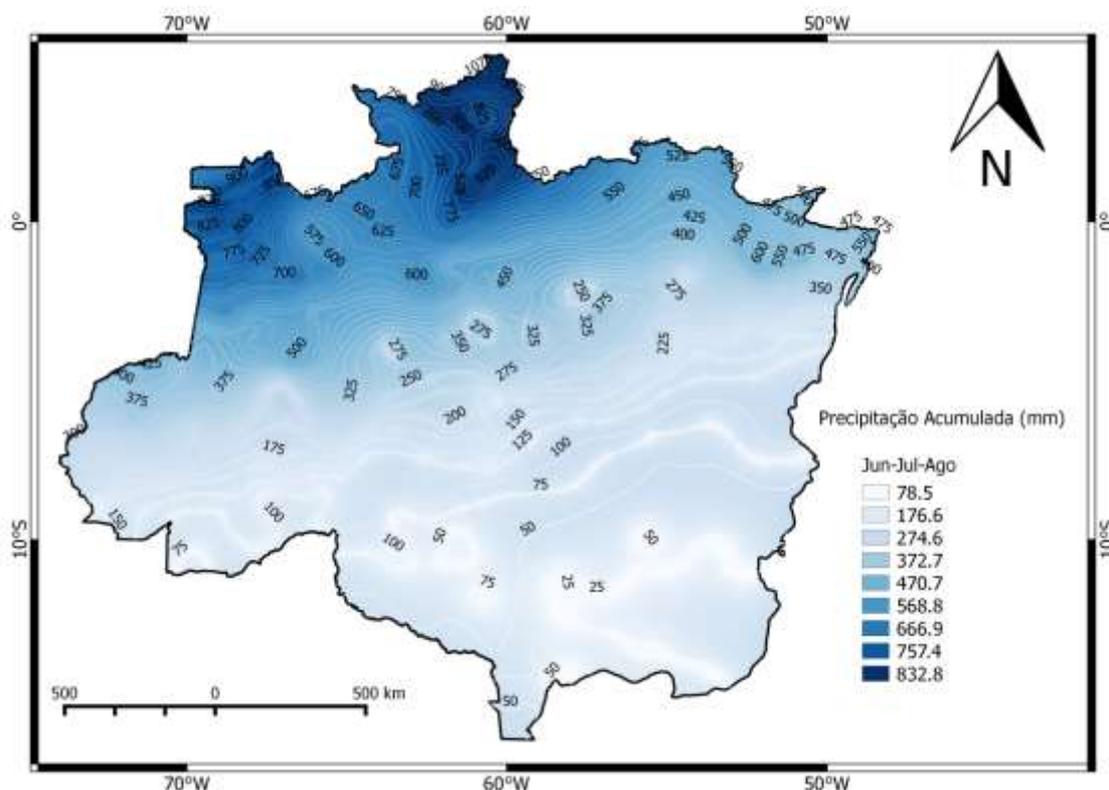


Figura 2.10 – Normais Climatológicas (1976 – 2006) de Precipitação Acumulada do trimestral de Junho, Julho e Agosto para Amazônia Legal (mm.trimestre^{-1}).Fonte. CPRM. Serviço Geológico do Brasil.

No trimestre de setembro-outubro-novembro (SON), é observado que se inicia a formação de centros convectivos relativo a influência do elevado calor latente originário das florestas, em associação ao início da decida da ZCIT para o sul da AS, e que ainda encontra-se posicionada mais ao norte do equador (FIGUEROA & NOBRE, 1990).

Nestes meses de transição entre um regime seco para iniciar o período chuvoso, a maior precipitação esta centrada no noroeste e oeste com precipitação acumulada do trimestre de setembro a novembro maior que 500 mm (FIGURA 2.11). A leste, a precipitação é influenciada pela brisa do atlântico que penetra no continente principalmente no período noturno por influência dos ventos (MOLION, 1987).

A ocorrência de longos e intensos períodos de chuva é um dos fatores que diferenciam a região amazônica de outra parte do globo. A variabilidade interanual e sazonal da estação chuvosa da Amazônia esta associada diretamente aos padrões oceano-atmosfera de grande escala e a ocorrência do fenômeno do El Niño – Oscilação

Sul (ENOS) sobre o Pacífico equatorial e as fases do gradiente meridional de anomalias de temperatura da superfície do mar sobre o Oceano Atlântico intertropical (NOBRE & SHUKLA, 1996; De SOUZA *et al.*, 2000).

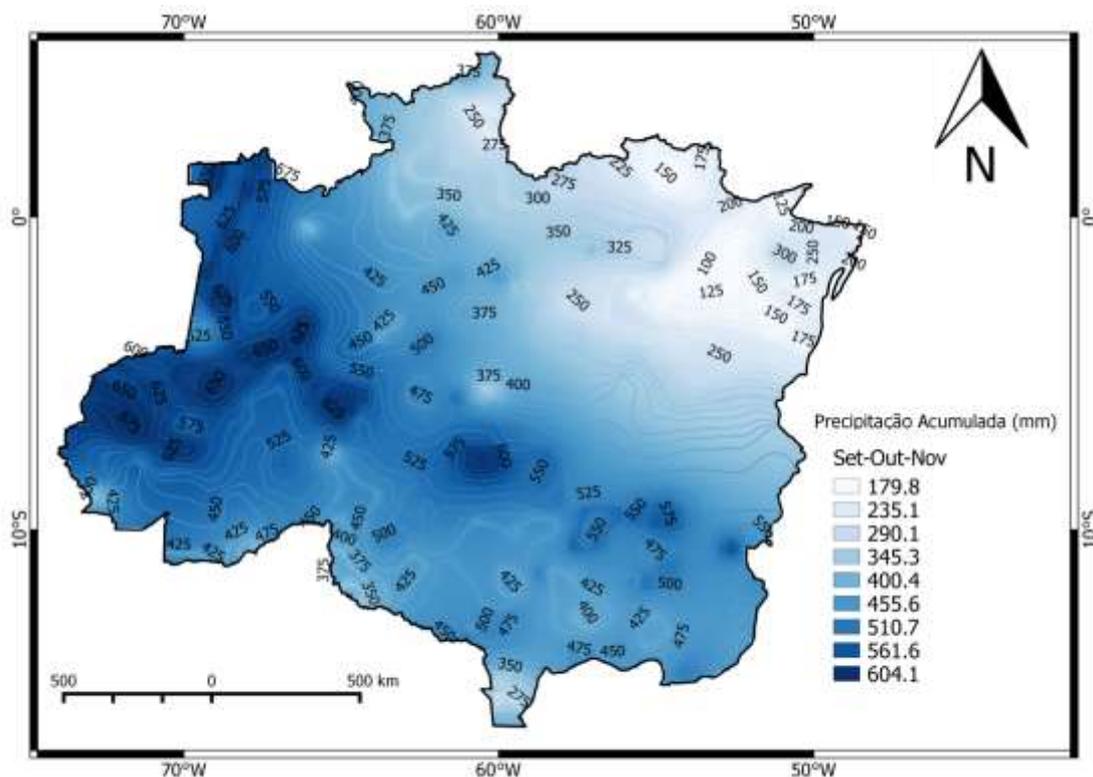


Figura 2.11 – Normais Climatológicas (1976 – 2006) de Precipitação Acumulada do trimestral de Setembro, Outubro e Novembro para Amazônia Legal (mm.trimestre^{-1}). Fonte. CPRM. Serviço Geológico do Brasil

Durante os episódios de fortes eventos do El Niño, parte da região Amazonica recebe influências atmosféricas diferentes, alterando os ciclos de precipitação. O aquecimento da água do mar induz mudanças na dinâmica de circulação da atmosfera nos baixos e altos níveis, afetando o posicionamento latitudinal da ZCIT, ocasionando enfraquecimento dos ventos alísios que sopram caracteristicamente de leste para oeste na região equatorial, modificando padrões de transporte de umidade, afetando principalmente o nordeste da Amazonia com tendências para seca, ocasionando redução de volume de água nos rios, bem como da umidade no solo e do ar, favorecendo processos de queimadas. No sul do Brasil, em anos de El Niño muito intenso, os efeitos mais severos de chuvas intensas e abundantes podem afetar mais fortemente no início do verão, ocasionando inúmeras enchentes com prejuízos econômicos elevados (MARENGO & SILVA DIAS, 2006).

O evento El Niño de maior intensidade desde a existência de observações da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) ocorreu em 1982-83 e 1997-98 (MARENGO & SILVA DIAS, 2006), sendo observado que em 2015-2016 o fenômeno se manifestou com intensidade severa, gerando anomalias e inúmeros eventos de precipitação com volumes acima da média atingindo a região sul e sudeste do Brasil.

Segundo CPTEC/INPE (2016), os picos máximos ocorreram no final de 2015 e início de 2016, apresentando persistência da condição de aquecimento em praticamente todo o Oceano Pacífico Equatorial, com tendência gradual de declínio da condição de El Niño até a condição de neutralidade em meados de janeiro e fevereiro de 2016 (FIGURA 2.12).

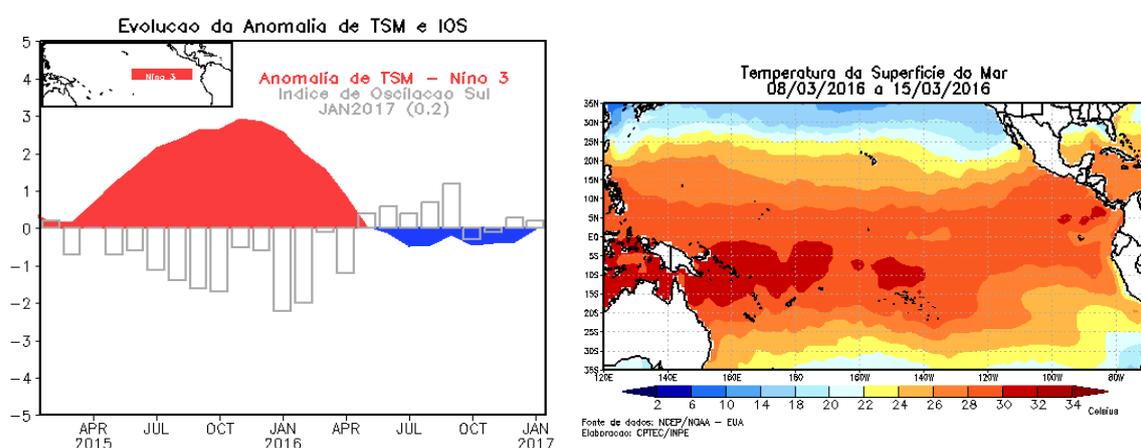


Figura 2.12 – Os tons avermelhados indicam elevadas temperaturas, com ocorrência do fenômeno El Niño Índice de Oscilação Sul (ENOS) com anomalias positivas de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) para o ano de 2015 e 2016. Fonte: adaptado de INPE (2016)

2.1.3 PROCESSOS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO

As florestas tropicais da Amazônia desenvolvem serviços ambientais fundamentais na regulação e equilíbrio do clima local, regional e global, por meio das trocas de energia, umidade e massa, entre a superfície continental e a atmosfera. É fonte de calor pela intensa evapotranspiração que transfere para atmosfera calor latente para média e alta troposfera, originando a formação de nuvens convectivas, as quais equilibram o forte calor radiativo à superfície, favorecendo a circulação atmosférica em escalas regional e global (ROCHA, *et al.*, 2009; NOBRE, 2014; FISH *et al.*, 1998; ROCHA MACHADO, *et al.*, 2015).

A precipitação que atinge a copa das árvores pode ser perdida por evaporação direta, principalmente quando passados longos períodos sem chuva, não atingindo o solo, incluindo a evaporação que ocorre durante a permanência das chuvas e depois de cessada a chuva. Esse fenômeno denomina-se interceptação e diminui com o aumento da intensidade de chuva e é dependente da característica da vegetação (TUCCI, 2013).

Estudos na região amazônica mostram que a interceptação é variável. Germer *et al.*, (2010), realizou estudo em Rondônia no sudoeste da bacia Amazônica no mês de março de 2005 e identificou que a interceptação média foi de 8%, podendo ocorrer variação de 0% a 23,3% para os eventos individuais.

LLOYD, *et al.*, (1988), realizou experimentos de interceptação referente ao período de 1971 a 1983 na reserva Duck em Manaus e identificou que a floresta intercepta em média $11,4 \pm 0,2$ % da precipitação.

Cuartas (2008), realizou experimento de interceptação na Amazônia central e identificou diferença em dois anos analisados com média de interceptação de 22,6% (2002-2003) e de 13,3% (2003-2004), com variação sazonal de 21,4% e 13,9% na estação úmida e 25% e 12% na estação seca respectivamente. Zanchi (2013), calculou a interceptação para o mesmo sítio experimental analisado por Cuartas (2008), encontrando valor médio de 21%, mínimo de 17,2% em fevereiro e máximo de 27% em setembro.

Ferreira *et al.*, (2005) realizou estudo em uma área de floresta de terra firme na Amazônia Central submetida à extração seletiva de madeira e outra intacta por um período de dois anos, e identificou alterações na interceptação de água que volta para a atmosfera e que contribui para formação de novas nuvens de chuva por conta do desflorestamento.

O processo de evapotranspiração de superfície corresponde à soma da evaporação de água dos solos, dos rios e lagos e da transpiração da vegetação e interceptação pelas copas. Este volume contribui para formação de vapor de água na atmosfera, podendo se deslocar e precipitar regionalmente ou seguir para outras regiões do continente para as altas latitudes (NOBRE, 2014, SALATI, *et al.*, 1979).

O processo natural depende do ingresso de energia no sistema, proveniente do sol e da atmosfera, definido pela fração de calor latente disponível para vaporizar a água disponível na superfície, relativo, as formas de energia disponíveis na biomassa, na forma de umidade e temperatura do ar, pressão atmosférica e velocidade dos ventos (TUCCI, 2013).

Estudos voltados a compreender o processo de evapotranspiração na região Amazônica mostra que as estimativas da média anual e sazonal são variáveis. A maioria dos estudos realizados se concentra na Amazônia central, realizados a partir da década de 70. Molion (1975), utilizando modelo climatológico calculou a evapotranspiração média anual em $3,1 \text{ mm.dia}^{-1}$. Villa Nova *et al.*, (1976) usando o método Penman estimou $3,5 \text{ mm.dia}^{-1}$. Marques *et al.*, (1980), aplicando o balanço hídrico atmosférico encontrou $3,1 \text{ mm.dia}^{-1}$. Fisch (1990), Giambelluca, *et al.*, (2000) e Zanchi (2013) calcularam a evapotranspiração por Penman Montheit e encontraram valores médios anuais de $2,5 \text{ mm.dia}^{-1}$, $4,5 \text{ mm.dia}^{-1}$ e $3,8 \text{ mm.dia}^{-1}$, respectivamente.

Rocha, *et al.*, (2009), comparou por períodos distintos, resultados de 7 sítios experimentais operando com torres de fluxo na região Amazônica e do sudeste do Brasil, sendo eles (período): Manaus – AM (1999-2006); km 83 Santarém - PA (2003-2005); km 67 Santarém - PA (2000-2003); Jarú-RO (1999-2002); Sinop –MT (1999 e 2001); Javaes - TO (2004-2006); e Pé de Gigante - SP (2001 – 2003). Os resultados de evapotranspiração para estação chuvosa são os seguintes 2,8; 2,9; 3,6; 2,8; 3,4; 3,9; e $3,0 \text{ mm.dia}^{-1}$, respectivamente. Para estação seca, obtiveram 3,4; 3,3; 3,9; 2,6; 2,4; 3,2 e $1,3 \text{ mm.dia}^{-1}$. E na média anual: 3,1; 3,1; 3,7; 2,7; 2,9; 3,6; e $2,2 \text{ mm.dia}^{-1}$.

Aproximadamente metade do volume das precipitações retorna à atmosfera em forma de vapor d' água devido à forte evapotranspiração da floresta Amazônica (SALATI, *et al.*, 1979, SALATI & VOSE, 1984), importante componente sobre o balanço hídrico da bacia, (MARENGO, 2006). Cálculos mostram volumes menores 38% (SHUTTLEWORTH, 1998) e superiores de 81% (LEOPOLD *et al.*, 1982) a metade da precipitação.

SALATI, *et al.*, (1979), sugerem que através de mecanismo de evapotranspiração a água precipitada retorna a atmosférica na forma de reciclagem da precipitação ocorrida, influenciando o estado dos parâmetros locais de umidade do ar, umidade do solo e temperatura do ar, dando condições a formação de nuvens e influenciando no regime de chuvas, que também são conjugadas aos massas de umidade trazidas para região amazônica pelos ventos alísios que sopram de leste para oeste do atlântico. Massas de ar formadas por influência fisiológicas da floresta em interação diurna e noturna com a atmosfera, na região sudoeste e majoritariamente no oeste da Amazônia são transportadas por jatos de baixo nível (JBN) para o sul da Amazônia, Bacia da Prata e Brasil central, chegando atingir 3000 km ao norte da Argentina e Paraguai (NOBRE, 2014).

2.1.4 CICLO DA ÁGUA NA BACIA AMAZÔNICA

A bacia Amazônica com área de drenagem de $6,3 \times 10^6 \text{ km}^2$ comporta o maior do mundo, o rio Amazonas. A vazão deste rio é variável e depende temporalmente das contribuições de seus tributários (FILIZOLA & GUYOT, 2011) e da variabilidade pluviométrica das regiões de cabeceiras, médio e baixo curso (FIGUEROA & NOBRE, 1990). Sua descarga média é de $209.000 \text{ m}^3/\text{s}$ na sua foz com oceano Atlântico (CALLÈDE, *et al.*, 2010; FILIZOLA, *et al.*, 1999; MOLINER *et al.*, 1995, 1996).

Muitos estudos têm sido realizados utilizando a vazão de pico do Amazonas em junho-julho no posto fluviométrico de Óbidos (Figura 2.13) que se localiza 750 km da sua foz, gerando incertezas, onde a vazão média é de $176.086 \text{ m}^3/\text{s}$, não estando contabilizadas as vazões do rio Xingu e do Tocantins (MARENGO, 2006).

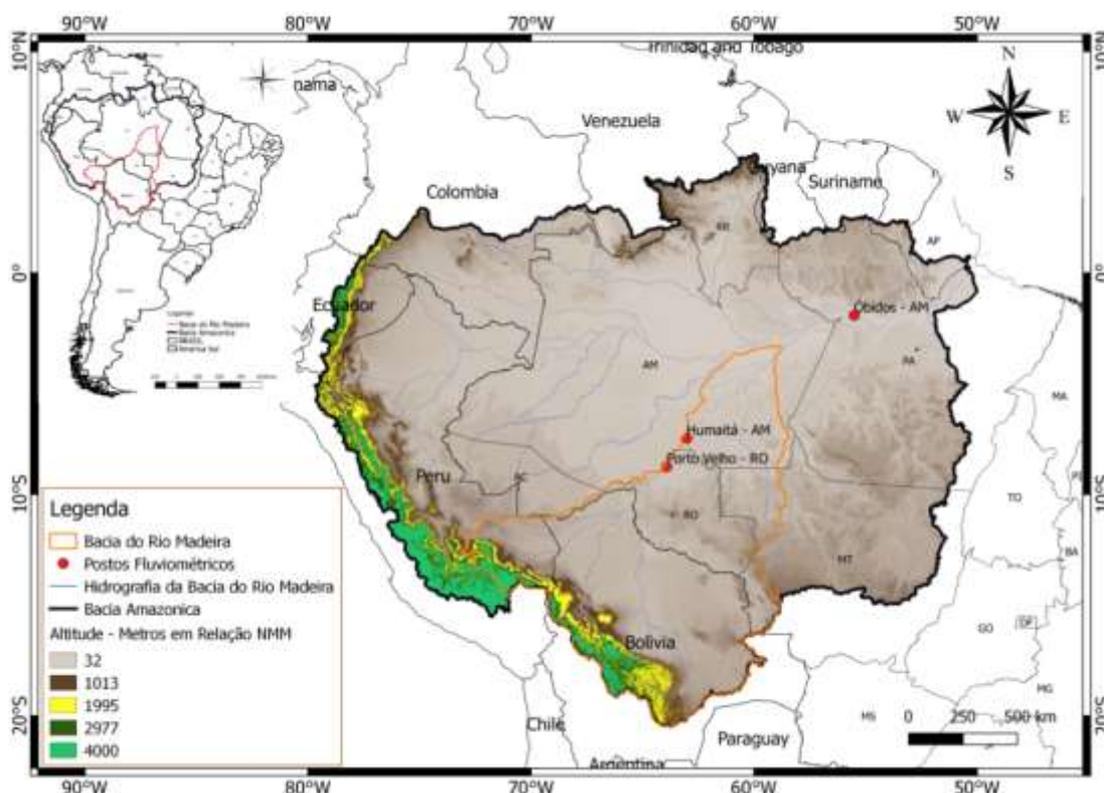


Figura 2.13 – Modelo digital de elevação da bacia Amazônica e limites do rio Madeira

Para avaliação dos componentes do balanço de umidade na bacia Amazônica para um longo período, admitindo-se que não haja modificação nos estoques de água subterrânea, a precipitação média deve ser balanceada pela soma da evapotranspiração com a descarga do rio Amazonas no oceano Atlântico e a convergência de umidade na atmosfera deve se igualar à descarga do rio (CORREIA, *et al.*, 2007).

A umidade na forma de vapor de água transportada pelos ventos alísios para Amazônia pelo oceano Atlântico é calculada em $10 \times 10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$. A evapotranspiração da floresta tropical da Amazônia é calculada em $8,4 \times 10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$, correspondente a aproximadamente 50% da precipitação total (SALATI, 2001), com um volume de precipitação regional na ordem de $15 \times 10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$, sendo aumentado a reciclagem da água precipitada de leste para oeste da bacia (LETTAU, *et al.*, 1979).

A diferença entre o volume de água que entra ($10 \times 10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$) e o que sai pelo rio Amazonas ($6,6 \times 10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$) é de $3,4 \times 10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{ano}^{-1}$. Deste volume excedente, grande parte é transportada para fora da bacia pelos JBN (SALATI, 2001; FEARNSSIDE, 2006).

O sudeste do Brasil recebe aproximadamente 30% da precipitação de origem externa e 70% de origem continental, sendo a bacia da Prata alimentada por aproximadamente 55% da precipitação por origem externa e 45% oriunda da reciclagem continental (SILVA, 2009).

A floresta amazônica contribui para circulação atmosférica nos trópicos pela absorção de energia e reciclagem de cerca da metade da chuva que recebe. Processos impactantes geram alterações no ecossistema, abruptamente, podendo gerar consequências irreversíveis, com implicações na dinâmica e nos ciclos naturais gerando grandes riscos a variabilidade e mudança do clima, em cenário de perdas a biodiversidade imensurável (MARENGO, 2006; 2008; 2009; GASH *et al.*, 1996; MALHI *et al.*, 2008; SALATI & VOSE, 1984; SALATI, *et al.*, 1979; OYAMA & NOBRE, 2003).

Mudanças na superfície florestal para outro tipo de uso altera a interação da radiação com a superfície, reduz a evapotranspiração pelo efeito da interceptação que deixa de ocorrer, com consequente aumento do albedo. Processos que afetam a compactação dos solos e aumenta escoamento superficial com severos riscos a processos de erosão (TOMASELLA, *et al.*, 2009).

Experimentos de hidrologia comparando micro bacias pareadas em área de floresta e pastagem na Amazônia central, durante o ano de 2005, mostra que a evapotranspiração na área de floresta foi de $1277 \text{ mm} \cdot \text{ano}^{-1}$, enquanto que na pastagem foi de $876 \text{ mm} \cdot \text{ano}^{-1}$, detectado maior volume no rio localizado na área de pastagem no período chuvoso e menor volume no período seco, quando comparado com o rio em área preservada (TRANCOSO, 2006).

Spracklen *et al.* (2012) utilizando dados de satélite TRMM, TRMM3B42 e MODIS, avaliaram o padrão de chuvas em regiões tropicais com relação ao índice de área foliar (IAF), e neste estudo, indicam que a origem e o transporte atmosférico das massas de ar estão associados a exposição prévia do ar à vegetação e sugerem que o ar que passou por maior área de vegetação produz duas vezes mais chuva que o ar que transita sobre áreas desmatadas. Em escala regional, através da evapotranspiração as florestas mantêm umidade que pode retornar à terra como chuva transportadas pelo vento. Os padrões de uso da terra e o desmatamento em pequena escala altera o perfil termodinâmico que inibi a precipitação local. As emissões naturais e biogênicas da vegetação também podem ter influência no início das chuvas sobre as florestas. A rápida mudança do uso da terra previsto para ocorrer até 2050, com 40% da Amazônia desmatada prevista, foram simuladas e indicadas mudanças na precipitação com redução de 12% na estação úmida e de 21% na estação seca, com estimativas de que haverá uma redução de 4% na precipitação total anual para a bacia do rio da Prata.

Khana *et al.*, (2017) sugere que no estado de Rondônia devido o intenso desmatamento ocorrido nas últimas décadas (1980 a 2000), o padrão de chuvas alterou parcialmente. Sendo observadas diferentes estruturas da cobertura de nuvens sobre as áreas desmatadas e sobre as de floresta. Identificaram a ocorrência de nuvens mais altas nas áreas desmatadas, e concentração de nuvens de chuva no barlavento a noroeste e com supressão de nuvens em áreas de sotavento ao sudeste, que esta se tornando 25% mais seco nos meses de verão, devido à chuva não se deslocarem e permanecerem na região noroeste onde observou um aumento equivalente de precipitação, bem como o prolongamento da estação seca ao sul da bacia amazônica. Os efeitos combinados de mudanças no uso do solo e alterações no regime de precipitação, associado às mudanças climáticas globais de temperatura, resultará num aumento da incidência de eventos extremos, que afetara a saúde das plantas, perdas econômicas, bem como o bem-estar dos seres humanos (CHAMBERS & ARTAXO, 2017).

2.2 REGIÃO DO RIO MADEIRA E ÁREA DE ESTUDO

A bacia do rio Madeira é sub-bacia afluyente do rio Amazonas pela margem direita e esta localizada entre 3° 30' a 20° 5' latitude sul e 76° a 58° de longitude oeste (FIGURA 2.25). Representa 23% da bacia Amazônica, com 51% em território

Boliviano, 7% no território Peruano e 42% no território Brasileiro, onde estão inseridos os estados de Rondônia, Acre, Amazonas e norte de Mato Grosso (MUNIZ, 2013; MUNIZ & FILIZOLA, 2012; GUYOT, 1993).

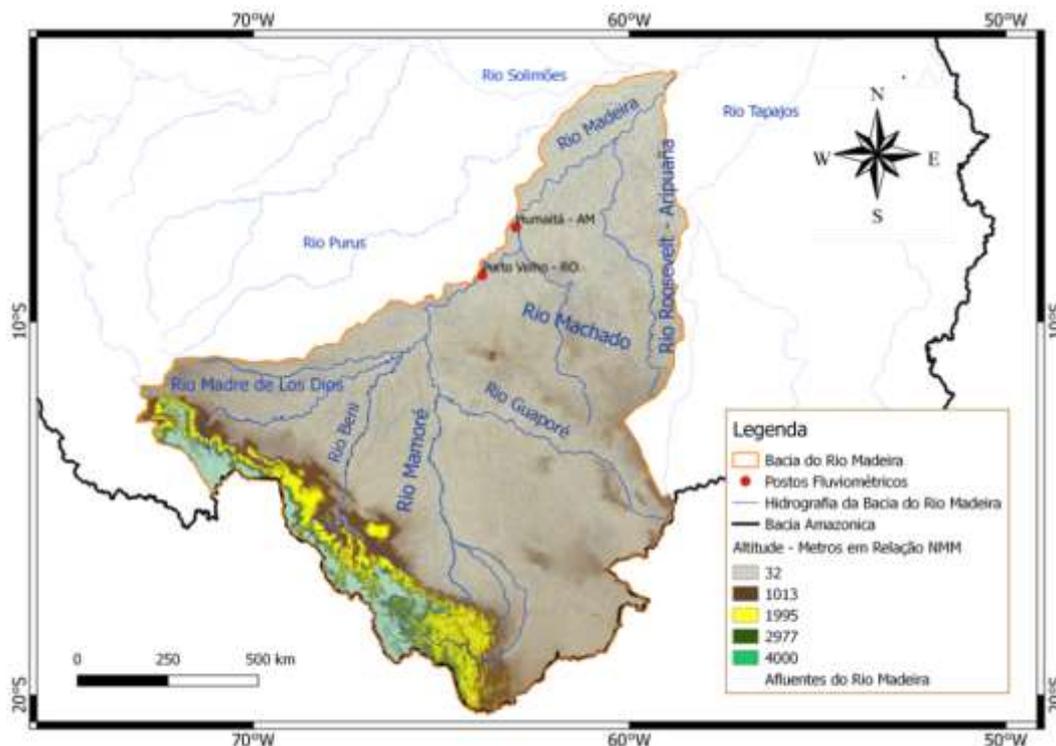


Figura 2.14 – Região da Bacia do rio Madeira, seus principais afluentes e altimetria

A bacia do rio Madeira se insere na porção sul ocidental do Cratón Amazônico, formado por um substrato rochoso resultante de sucessivos episódios de magmatismo, metamorfismo, sedimentação e deformação, que originaram vários tipos de rochas e depósitos. Os movimentos da bacia são governados e controlados por fatores litológicos, climáticos e tectônicos que derivam de movimentos da Orogenia Andina, responsável pela reativação e instalação de novas estruturas no embasamento Pré-cambriano, reconhecidas como Sub Bacias: Andinas do Beni, Depressão do Guaporé, o Alto Estrutural de Guajará Mirim - Porto Velho, o Planalto Rebaixado da Amazônia Ocidental e a Planície Amazônica (SOUZA-FILHO, *et al.*, 1999).

O rio Madeira foi classificado por Sioli (1968), como rio de águas “brancas”, podendo seus tributários apresentarem águas claras com origem no Escudo Brasileiro. Este rio transporta elevadas cargas de sedimentos, na ordem de $285 \text{ a } 371 \times 10^6 \text{ ton.ano}^{-1}$ para o rio Amazonas (FILIZOLA & GUYOT, 2011). No posto fluviométrico de Porto Velho há ocorrência de maior concentração em relação ao posto fluviométrico em Vista

Alegre, também identificado por Montanher (2017), sendo explicado este fenômeno pelos processos de deposição e ressuspensão do sedimento (CRISTOFOLETTI, 1980).

Os maiores valores de produção de sedimentos na bacia do rio Madeira concentram-se nos meses de janeiro e março (Figura 2.15 B) coincidente ao período de chuvas na parte sudeste da bacia. As menores taxas ocorrem em agosto a outubro, referente ao período de seca (FILIZOLA & GUYOT, 2011; MONTANHER, 2017), quando a decantação é favorecida pelas baixas vazões e velocidades e a tonalidade da água fica mais clara por poucos dias (Figura 2.15 A).



Figura 2.15 - Rio Madeira apresentando contrastes de tonalidade em período de seca (A) (Fonte: Foto CPRM – Rondônia Ao Vivo) e; (B) cheia com elevadas concentrações de sedimentos (Arquivo de Imagem do Autor).

2.2.1 MÉDIO CURSO DO RIO MADEIRA

No trecho do médio curso do rio Madeira, entre as cidades de Porto Velho e Humaitá, há ocorrência de substratos geológicos característicos de rochas cristalinas, rochas sedimentares, granitos Rondonianos, Formação Pró-esperança do Pré-Cambriano superior e complexo do Xingu do Pré-Cambriano Médio e Superior (BRASIL, 1978).

A formação Solimões e Aluviões holocênicos configuram a superfície exposta provenientes de deposições fluviais constituídos por sedimentos inconsolidados em depósitos de canais de drenagem e de transbordamentos que originaram a formação de terraços fluviais, correspondentes a amplos depósitos sedimentares, compostos de argilas, siltes e areias predominantemente finas, e cascalho, de granulação geralmente decrescente da base para o topo (BRASIL, 1978; ADAMY, 2010) (FIGURA 2.16).

No trecho de Porto Velho a Humaitá há ocorrência de uma sucessão de níveis de base local de pedrões e travessões denotando controle neotectônico ativo (ADAMY & DANTAS, 2004). Podendo essa formação ser identificada na região da orla de Humaitá no período de seca (Figura 2.17), conhecido por “Pedral Petrópolis”, que dificulta a atividade de navegação.

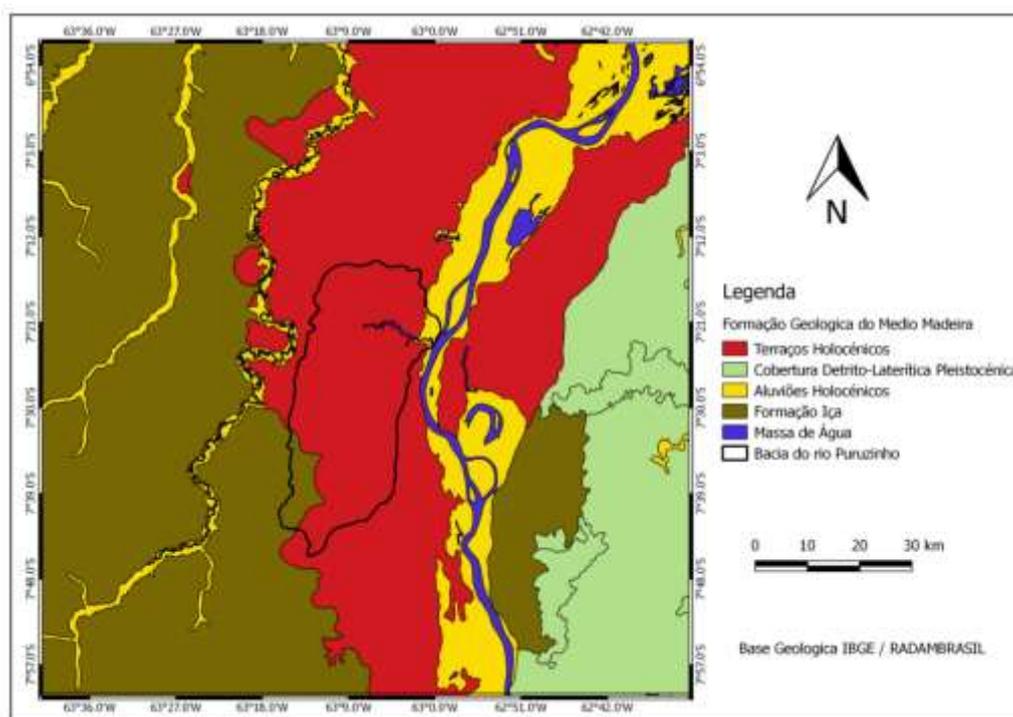


Figura 2.16 - Formação Geológica do trecho do rio Madeira entre de Porto Velho-RO e Humaitá-AM, destacando a área da bacia do rio Puruzinho



Figura 2.17 – Afloramento do Pedral Petrópolis em nível de base na cota mínima do rio Madeira em 17/8/2016. Imagem cortesia do Professor Jorge A. de Menezes.

A formação Solimões apresenta depósitos sedimentares, atribuída à origem e evolução da Cordilheira Andina, em superfícies planizadas e rebaixadas, com suaves saliências do relevo, sustentadas por areias intercaladas com as argilas, em geral laminadas, quase sempre mosqueadas em tonalidades vermelho-amarelada, intercaladas em areias comumente cimentadas por óxido-hidróxido de ferro, com os leitos de argila (QUADROS & RIZZOTO, 2007; ADAMY, 2010).

A Figura 2.18 (A) apresenta um talude formado no médio curso do rio Madeira, sustentado por sedimentos de matriz argilosa, inconsolidado, com estratificações em planos paralelos em horizontes, intercaladas por sucessivos depósitos sedimentares resultantes da formação e evolução do leito ativo e do extravasamento de diques marginais na planície de inundação do rio. A Figura 2.18 (B) apresenta um talude de material predominantemente siltoso argiloso, capeada por uma superfície laterizada e neossolos flúvico, intemperizado e frágeis aos movimentos bruscos de variação de nível do rio Madeira, susceptível ao fenômeno de terras caídas.



Figura 2.18 – Talude a margem direita na região do médio rio Madeira, intercalando material deposicional (A), e Solapamento e desbarrancamento de talude a margem direita na região do médio curso (B). (Arquivos de imagens do Autor)

2.2.2 TRANSIÇÃO DE SAVANA E FLORESTA

A floresta ombrófila densa e aberta constitui a vegetação dominante na região do médio curso do rio Madeira (BRASIL, 1978), com presença de palmeiras (SOUZA,

2007) em ecótono com as vegetações campestres de campos naturais, classificada em Savana Parque (IBGE, 2012), e denominada neste trabalho como campos naturais.

A floresta ombrófila tropical reflete a interação de fatores climáticos extremamente favoráveis ao desenvolvimento de atividades biológicas, devido à abundância de água, luminosidade e calor, que favorece a produção primária e a diversidade de espécies no ecossistema. Conforme Figura 2.19 (A e B), as árvores apresentam alturas que variam entre 25 a 35 metros, onde sobressaem árvores emergentes de 40 m de altura como a Castanheira do Brasil (BRASIL, 1978). Nesta região de campos, há o predomínio de espécies arbóreas e gramíneo-lenhosa baixa (FIGURA 2.19 C e D). O ciclo vegetativo é interrompido durante os meses de seca, quando as reservas de água do solo diminuem e favorecem a perdas de folhas, que, quando secas, tornam-se material combustível, ao que faz destas áreas susceptíveis a ocorrência de fogo, com rápida regeneração (BRAUN & RAMOS, 1959).

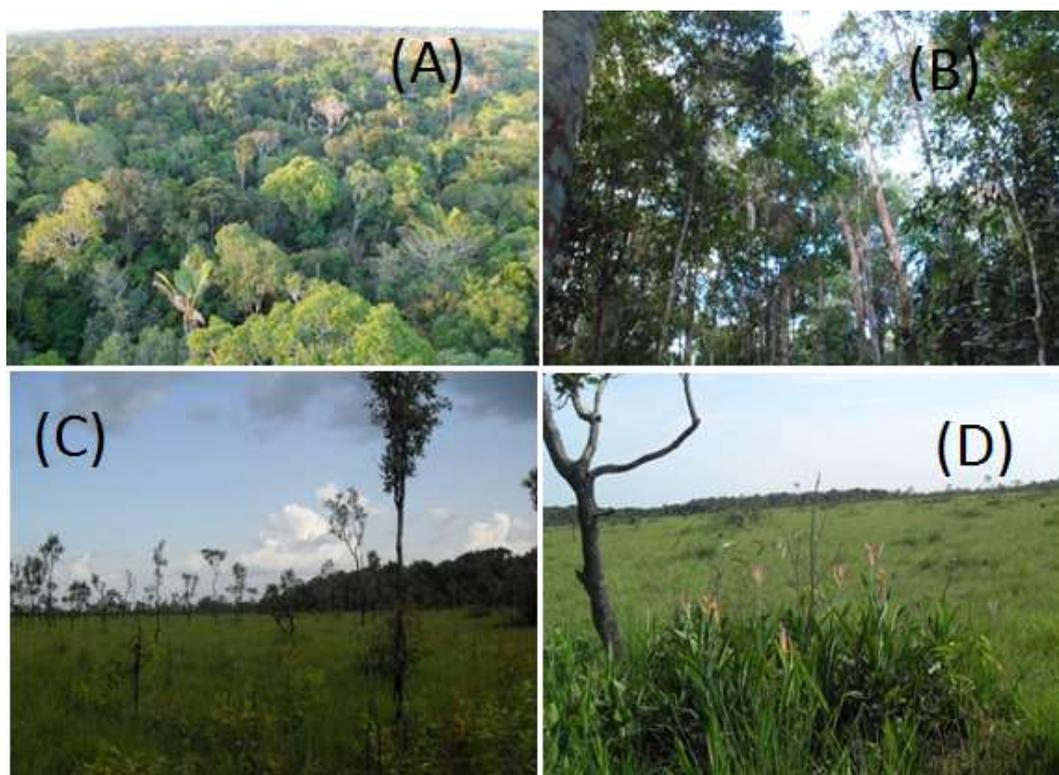


Figura 2.19 - Vegetação Ombrófila aberta: com vista de acima da copa das árvores (A); e do interior da Floresta (B); (C) Transição gradual dos campos naturais e Floresta (B); (D) Vegetação típica dos campos naturais. (Arquivo De Imagem Do Autor).

O mapa de vegetação detalha as diferentes fitofisionomias na região (FIGURA 2.20), contando com formações pioneiras de fisionomia arbórea, podendo apresentar herbáceas com ou sem palmeiras, geralmente localizadas nas depressões dos

interflúvios tabulares e junto às acumulações fluviais. De acordo com BRASIL (1978), as florestas aluviais são inundadas em épocas de cheia e se constitui florestas de terras baixas, com árvores emergentes nas elevações mais pronunciadas nos interflúvios de raízes aéreas alagadas temporalmente (FIGURA 2.21).

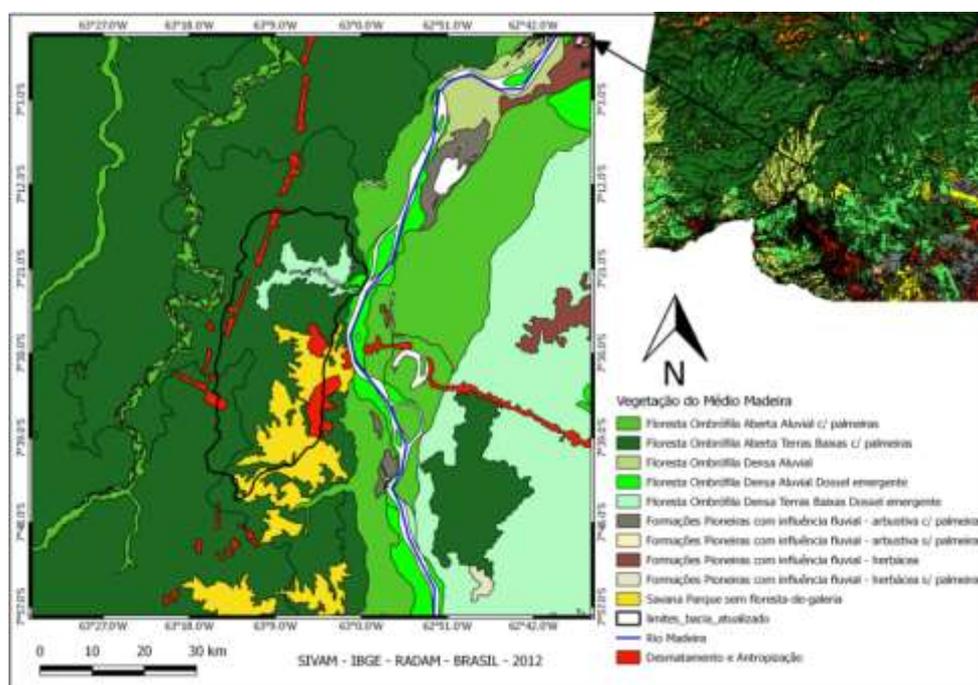


Figura 2.20 - Mapa da vegetação na região da Bacia do rio Puruzinho. Fonte: SIPAM /IBGE – 2012.



Figura 2.21 - Floresta Aluvial em Terras Baixas de Dossel Emergente susceptível ao alagamento em periódico de cheia do rio Madeira e elevação do nível do Lago do Puruzinho (Arquivo De Imagem Do Autor).

O primeiro documento publicado referente à formação dos campos Puciari-Humaitá por Braum & Ramos (1959), faz referência às cabeceiras de vários rios estarem situadas nas áreas de campos naturais e seguirem para desaguar tanto no rio Madeira quanto no rio Purus. Concebidos pelo *Coronel Pereira Labre* como ótimas terras de pastagem natural adaptável à pecuária como também, por Socrates Bonfim, que sobrevoou a área em 1955 e descreveu que “os campos parecem extensos, bem aguados e aproveitáveis para colonização”. Entre as cidades de Labréa e Humaitá pela BR 230 no interflúvio Madeira Purus, se constituem os rios Purus-Ituxi-Curuqueta, Ipixuna e Madeira, passando por terrenos encharcados, com baixa inundação superficial no período de chuvas (BRAUM & RAMOS, 1959).

O sistema hidrográfico mostra que a drenagem dos rios da região se orientam de sul para norte, relativamente regular, condicionando a orientação dos campos com forma estreita e alongada de contornos recortados em fragmentos isolados de forma descontínua e intercalada por formação de floresta densa (BRAUM & RAMOS, 1959; BRASIL, 1978; BERTANI, 2011) (FIGURA 2.22).

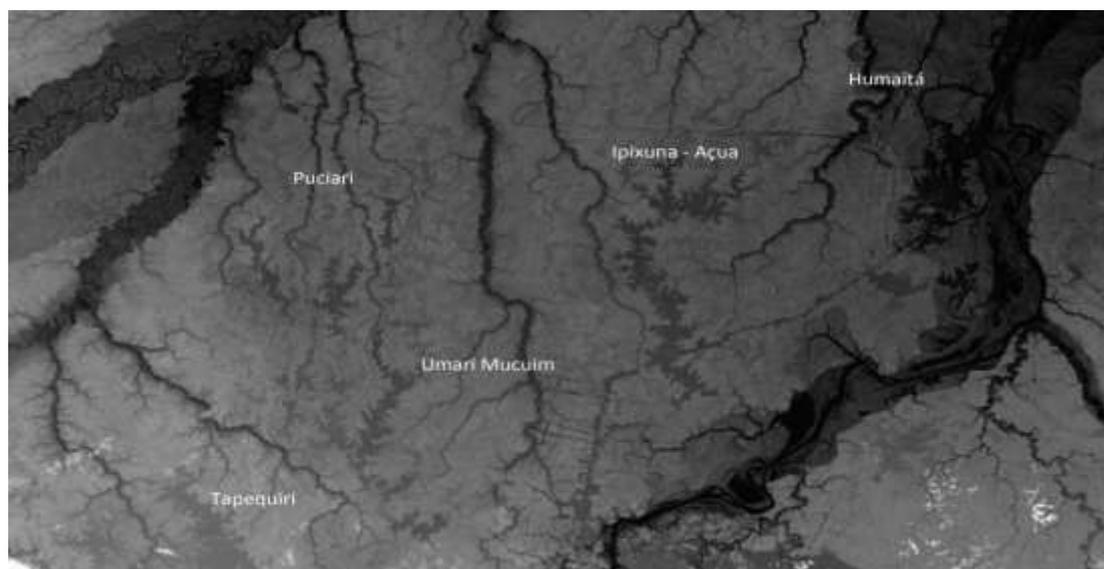


Figura 2.22 - MDE – SRTM representando a região do Interflúvio Purus Madeira e a formação de Campos naturais em transição com a floresta. Fonte: Adaptado de BRAUN & RAMOS, 1959.

Ao sul na área dos campos de Humaitá há cicatrizes de formação de áreas descontínuas e com feitiço de um meandro abandonado colmatado pelos aluviões do rio Madeira, em relevo dominante pelo tipo tabular do terciário, compreendido por estreitas

faixas de planícies e terraços do quaternário, conforme mencionado pela força Aérea Americana 1943 (BRAUN & RAMOS, 1959).

Pesquisas sugerem que este processo decorre da influência da tectônica da orogênese andina que deslocou o rio Madeira mais abaixo do terreno gerando os meandros abandonados em sua paleovarzea (HAYAKAWA & ROSSETTI, 2012), com referência a lagoa do paraíso na margem direita do rio Madeira (FULAN, et al., 2015).

Bertani (2011), utilizando MDE-SRTM, observa que a feição de savana da região do médio curso do rio Madeira é alongada e caracteriza formação de rias fluviais, semelhantes às regiões de desembocaduras de pequenos canais de drenagens em rios maiores pelo efeito de represamento, sendo descrita esta teoria das rias fluviais por BRASIL (1978).

O rio Madeira serve como divisor para formação dos diversos tipos de solo, sendo na região delimitada pela bacia do rio Puruzinho, e de acordo com o mapa do IBGE (2010), predominam os plintossolos háplicos, cambissolos e latossolos vermelho-amarelos. De acordo com BRASIL (1978), as áreas do quaternário estão representadas pela faixa aluviões antigos e recentes, situado ao longo dos rios e pelas depressões assoreadas no interflúvio tabular (FIGURA 2.39).

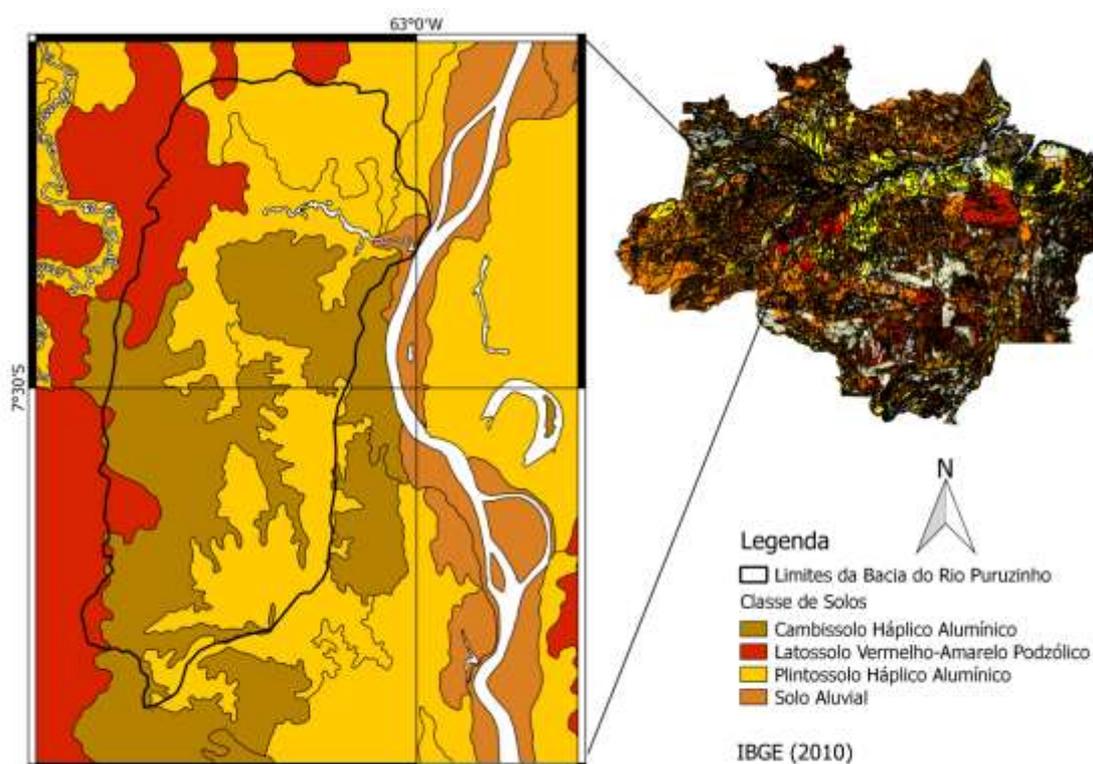


Figura 2.23 - Mapa de solos na região da Bacia do rio Puruzinho. Fonte: IBGE (2010)

Estudos comparando fatores edáficos da formação dos campos e floresta indicam haver semelhanças e diferenças na região. Martins, *et al.*, (2006), classificou os solos da área de campos naturais como sendo Plintossolo Argiluvico Típico. Campos, (2009), classificou os campos alto como sendo Cambissolo Haplico Alítico Plintico. Os solos que sustentam a floresta foram classificados em Argissolo Vermelho Alítico Plintico (CAMPOS, 2009) e Argissolo Vermelho e Amarelo Aluminico Típico (MARTINS *et al.*, 2006). Gouveia *et al.*, (1997), classificou os solos da floresta como Podzólico Vermelho Amarelo no km 50 análoga a classificação de Wolkof & Cerri (1981). Na área dos campos Gouveia *et al.*, (1997) classificou os solos como hidromorficos gleyzados, comentado por Braun & Ramos (1959).

A diferença entre as classificações são relativas aos distintos locais amostradas e variações em depósitos sedimentares relativos à topografia e processos de fluxo de sedimentação, indicando que os solos podem apresentar diferença dentro de uma mesma formação vegetal. Todos os solos apresentam elevada concentração de Alumínio trocável originário dos sedimentos colmatados oriundo dos aluviões do rio Madeira (CAMPOS, *et al.*, 2012).

Os solos dos campos e florestas são relativamente ácidos, com pH abaixo de 5, e apresentam baixa fertilidade natural com reduzida taxa de nutrientes disponíveis para plantas (MARTINS *et al.*, 2006). A maior concentração de matéria orgânica e nutriente encontra-se nos primeiros 10 cm, diminuindo bruscamente com aumento da profundidade (FERAZ *et al.*, 2014). São encontrados teores de alumínio nas áreas de floresta nas camadas superficiais mais elevadas em relação aos campos, enquanto que na camada de 80 cm são iguais nos dois ambientes (MARTINS, *et al.*, 2006). Em termos gerais, os solos apresentam a mesma mineralogia, sendo identificadas a caulinita, a mica (MARTINS *et al.*, 2006), haloisita hidratada e o quartzo (BRAUN & RAMOS, 1959), a vermiculita fortemente aluminizada (WOLKOF & CERRI, 1981), além dos compostos de feldspatos e anastásio (CAMPOS, 2011).

O material originário formador dos solos constituintes dos terraços aluviais são argilas siltosas e material superficial finíssimo que retrata na granulometria à predominância da fração de silte, de textura média-argilosa e muito argilosa, com pouca variação de seus teores ao longo do perfil (MARTINS *et al.*, 2006; GOUVEIA *et al.*, 1997).

As condições topográficas em planície amazônica torna lento o escoamento das águas, conduzindo a um encharcamento do solo em período de chuva, formando lagoas

temporárias que secam no período da seca em função da intensa evaporação e redução da umidade do ar (BRASIL, 1978), tornando o solo extremamente seco e sensível ao rebaixamento do lençol livre (BRAUN & RAMOS, 1959). Nas áreas de campos são identificados ressecamentos e formação de fissuras nos solos durante as épocas de seca, gerando contrações e formação de fendas devido à perda de água da sub superfície e superfície, o que favorecem a lixiviação de material superficial, aderida à água da chuva para horizontes mais profundos, atingindo as franjas capilares do lençol (BRAUN & RAMOS, 1959).

Os elevados teores de siltes quando em contato com a ação da água em ciclos alternados de umedecimento e secagem, transformam os composto constituídos por óxidos de ferro e alumínio em um material rígido, arranjado por uma camada selada denominada Plintita, que cria inércia ao fluxo, e movimenta lentamente o fluido, também por estar muito próxima da flutuação do lençol livre e raso, tornando o solo mal drenado (BRAUN & RAMOS, 1959; MARTINS, *et al.*, 2006; FERRAZ., *et al.*, 2014).

De acordo com Ferraz, *et al.*, (2014), os solos mesmo apresentando diferenças e similaridades, não parecem explicar seguramente a existência de savanas na região, uma vez que na floresta mesmo com características restritivas de composição química e mineralógica, os solos são capazes de sustentar a floresta com produtividade similar às florestas altamente produtiva, estimada ser 2 vezes maior a produtividade que nas áreas de campos.

A vegetação característica da área de campos é do tipo xeromórficas, estritamente adaptadas aos cerrados e desertos de clima menos chuvosos. São encontradas nestas áreas, plantas herbáceas como gramíneas e ciperáceas (VIDOTTO, *et al.*, 2007). Em proporção contígua, tem-se espacialmente localizada ao norte na divisa com a bacia do Orinoco, na Venezuela e ao sul da Amazônia em forma de fragmentos, e latitude mais ao sul no Brasil Central onde se constituía maior área de cerrado (ABSY, 1985; FREITAS, *et al.*, 2006).

Estudos realizados na região do trajeto entre Porto Velho e Humaitá, utilizando datação isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) da matéria orgânica do solo (MOS) em perfil de solo em áreas de floresta e campos naturais, visando analisar a dinâmica e predominância da vegetação originária em tempos passados, através dos dois isótopos estáveis $^{13}\text{C}/^{14}\text{C}$, como indicador do fracionamento isotópico durante o ciclo da fotossíntese. Esta técnica permite classificar os vegetais em plantas, C3, C4 e a CAM, esta última referente às orquídeas cactáceas. As plantas de ciclo fotossintético C4 (gramíneas e ciperáceas)

dominam as savanas e são resistentes ao fogo e a longos períodos de seca, quando comparados às vegetações arbóreas de florestas tropicais, que apresenta ciclo vegetativo C3 (GUOVEIA, *et al.*, 1997, FREITAS., *et al.*, 2006).

Por influência do soerguimento dos Andes, há sugestão e hipóteses de que a Amazônia tenha sido formada lentamente e continuamente a partir do final do período terciário a 65 milhões de anos (LATRUBRESSE, 2002).

Período este que compõe a base capaz de influenciar nos processos biológicos de evolução da região, relativo aos padrões de circulação atmosférica e nos aspectos hidrológicos. Sob influência de fatores externos de meso escala, períodos glaciais e interglaciais marcados na geologia da terra, sugere que o aumento do nível dos oceanos, causaram mudança na temperatura do ar e umidade da terra. Estes eventos podem ter modificado o clima da terra e influenciado na adaptação da vegetação, bem como no refugio de animais (FREITAS *et al.*, 2002; GOUVEIA *et al.*, 1997).

Diferentes formas de vegetação constituem indícios palioclimáticos de que a vegetação de campos teve um avanço sobre a área de floresta na Amazônia durante o período Quaternário (PESSEDA *et al.*, 2004), sob domínio de períodos glaciais e interglaciais que alternaram e afetaram o clima global, causando variação na circulação dos oceanos e na atmosfera, modificando o clima, provavelmente com temperaturas mais elevadas e baixa umidade para AS, com intenso processo de fogo que influenciou na adaptação de plantas de savana sobre a região amazônica (ABSY, 1985).

Sugere na região de Humaitá que à 17 mil anos antes do presente os solos eram cobertos por vegetação tipo C3 (Floresta) indicando ocorrência de clima úmido bastante o suficiente para manter essa vegetação. Em aproximadamente 12000 a 8000 anos AP, toda a área ainda coberta por vegetação de floresta, com provável presença de gramínea no km 5 (BR 230, sentido Humaitá - Lábrea) (GOUVEIA *et al.*, 1997), sobressaiu a expansão dos campos (vegetação C4) sobre a Floresta (vegetação C3), quando sugerida a presença de um clima mais quente e seco que o atual, antes dos 6000 anos (GOUVEIA, *et al.*, 1997).

As observações de pólen por Absy (1985), encontradas em sedimento indicam que no Holoceno (5.000 e 3.000 anos passados) grandes áreas de savana existiam na Amazônia aonde atualmente existem florestas. Diagramas de pólen mostram que entre os anos 4.000 e 2.100 antes do presente, ocorreram grandes variações de precipitação na região amazônica causando rebaixamento dos rios amazônicos com mudanças significativas na fauna e flora. Mais recentemente, há 680 anos AP, a floresta esta

expandindo sobre a área de campos (GOUVEIA *et al.*, 1997; FREITAS *et al.*, 2002; PESSENDA *et al.*, 2004).

A evolução deste ecossistema pode ser considerado chave para entender a resiliência sob mudanças climáticas, considerando que os cenários de desmatamento da Amazônia podem interferir na redução das chuvas, e torna-la mais seca, propicia a mudança na dinâmica da vegetação de floresta para savana (SALAZAR *et al.*, 2007).

É sugerida uma instabilidade na floresta amazônica, contendo um ponto de rompimento do bioma, quando atingir 60% do desflorestamento, considerado ponto de não retorno a floresta densa, abrindo caminho para savanização. Cenários indicam variação brusca entre o acoplamento de interações biofísicas solo, planta e atmosfera, que favorece ao clima mais seco (SAPAIO, *et al.*, 2007).

A maior compreensão e integração dos atributos e fenômenos que tem relação funcional entre hidrologia, solo, clima e vegetação e diferentes formas de vida, e a ocupação humana do bioma Amazônico, favorecem a valorização e importância para manutenção do clima regional e global, bem como a preservação das mais diferentes formas de vida que estão em cenário de risco pelo processo de desenvolvimento e mudanças no uso da terra e pressão sobre os recursos naturais e aos recursos hídricos.

2.2.3 CLIMA DA REGIÃO DO RIO MADEIRA

Segundo Ribeiro Neto (2006), o clima na bacia do rio Madeira possui aspectos semelhantes à bacia Amazônica, caracterizando-se por um clima quente e úmido (clima equatorial) com temperatura média anual variando entre 24 e 26 °C na planície Amazônica, enquanto nos planaltos e nos Andes a temperatura média é mais baixa, sendo nas montanhas dos Andes a ocorrência de precipitação em forma de neve.

A média de pluviosidade na bacia do Madeira é 1.940 mm.ano⁻¹, pois essa, assim como os outros afluentes meridionais do rio Amazonas, possuem menor precipitação. A distribuição de chuvas pode ser explicada pelo posicionamento da Zona de Convergência Intertropical e massas de ar ativas na região Noroeste da América do Sul e pela influência das montanhas na cordilheira dos Andes, tanto na escala continental quanto na escala de vales (MUNIZ & FILIZOLA JR, 2012).

Segundo a classificação de Köppen-Geiger, em Humaitá – AM e região próximas ao sítio experimental localizado no sul do Amazonas é do tipo Am Tropical e

chuvoso com sistema de monção, com duas estações bem definidas, sendo o “inverno amazônico” o período chuvoso que se estende do final de novembro a abril.

A transição maio – junho (chuvoso-seco) e outra de estiagem de menor duração entre meados de junho a final de agosto que é considerado o período de seca ou “verão amazônico”. A transição do seco para o chuvoso corresponde ao mês de setembro a meados de novembro (BRAUN & RAMOS, 1959).

Na região do médio curso da bacia do rio Madeira, a precipitação anual registra valores entre 2.050 a 2.650 mm, sendo as máximas registradas em janeiro a março e a mínima em agosto, inferior a 50 mm, havendo poucas chuvas ao longo do curto período seco.

A temperatura média anual varia de 25 a 27 °C, com máxima e mínima mensal de 36 e 17 °C e a média da umidade relativa do ar é de aproximadamente 85 a 90%, podendo atingir níveis abaixo dos 40% nos períodos de seca (BRASIL, 1978).

Nos meses de julho e agosto ocorrem eventos associados à “friagem”, referente a quedas de temperatura provocada pelo deslocamento da massa de Ar Polar Atlântica e ventos mais intensos (FISCH *et al.*, 1998).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 CARACTERIZAÇÃO E DELIMITAÇÃO DE MICRO BACIAS

Para caracterização e delimitação de micro bacias, utilizou-se o Modelo Digital de Elevação (MDE) para aquisição de curvas de nível que indicam os limites topográficos da superfície. Para obtenção do MDE, foram utilizadas base de dados de GPS, cotas topográficas da Carta do Exército e cotas obtidas pelo MDE-SRTM.

Durante os anos de 2009 a 2014 foram realizados diferentes trabalhos, referente a mapeamentos de propriedades rurais, rios e nascentes, trechos das rodovias BR 230 e 319, abrangendo áreas com formação de campos naturais, floresta densa e urbanização. Foram determinados traçados de parcelas de pesquisa (PPBio – INPA) nas áreas de campos, instalação de torres micrometeorológicas (LBA/UFAM), monitoramentos e outros experimentos, além de trilhas e reconhecimento de campo.

Realizou-se uma expedição no rio Madeira em seu médio curso no dia 3 em agosto de 2013, no período de seca, onde se navegou-se por todo o lago formado na foz da bacia do Rio Puruzinho. Na região de floresta densa, realizaram-se trabalhos de instalação de uma torre micrometeorológica, bem como a demarcação de áreas de amostragem e pontos de monitoramento em igarapés.

Utilizou-se o GPS de marca *Garmim* 60 CSX e uma antena externa acoplada para aumentar precisão da medida perante a interferência do sinal gerado pelas grandes copas das árvores.

Foram registradas coordenadas de latitude e longitude (x, y) em projeção WGS 84 e cotas de altitude elipsoidal (ho), obtidas pelo Sistema de Navegação Global por Satélite (GNSS). Os arquivos GPX foram descarregados do GPS no programa *Track Maker* e pelo software *MAPGEO2015 v. 1.0* determinou-se a ondulação geoidal (Ng) de cada coordenada da superfície (x, y) e calculada a altitude ortométricas (Ho) pela Equação 3.1 (IBGE, 2015).

$$Ho = ho - Ng \quad (3.1)$$

Utilizou-se a carta topográfica com escala 1:100.000, projeção Horizontal SAD-69 e *Datum* Vertical de Imbituba-SC, disponibilizada pela Diretoria de Serviço

Geográfico (DSG) no Geoportal do Exército Brasileiro – (<http://www.geoportal.eb.mil.br/>). O nível de detalhamento das curvas de nível de 50 m, contendo atributos da rede hidrográfica, área susceptível ao alagamento, formação do lago do Puruzinho e constituição dos campos naturais e floresta densa. A carta foi georreferenciada e reprojeta para o sistema WGS 84. As curvas de nível e cotas topográficas foram digitalizadas e utilizadas para análise das hidrografias principais, estradas e entroncamentos entre outros pontos notáveis (FIGURA 3.1).

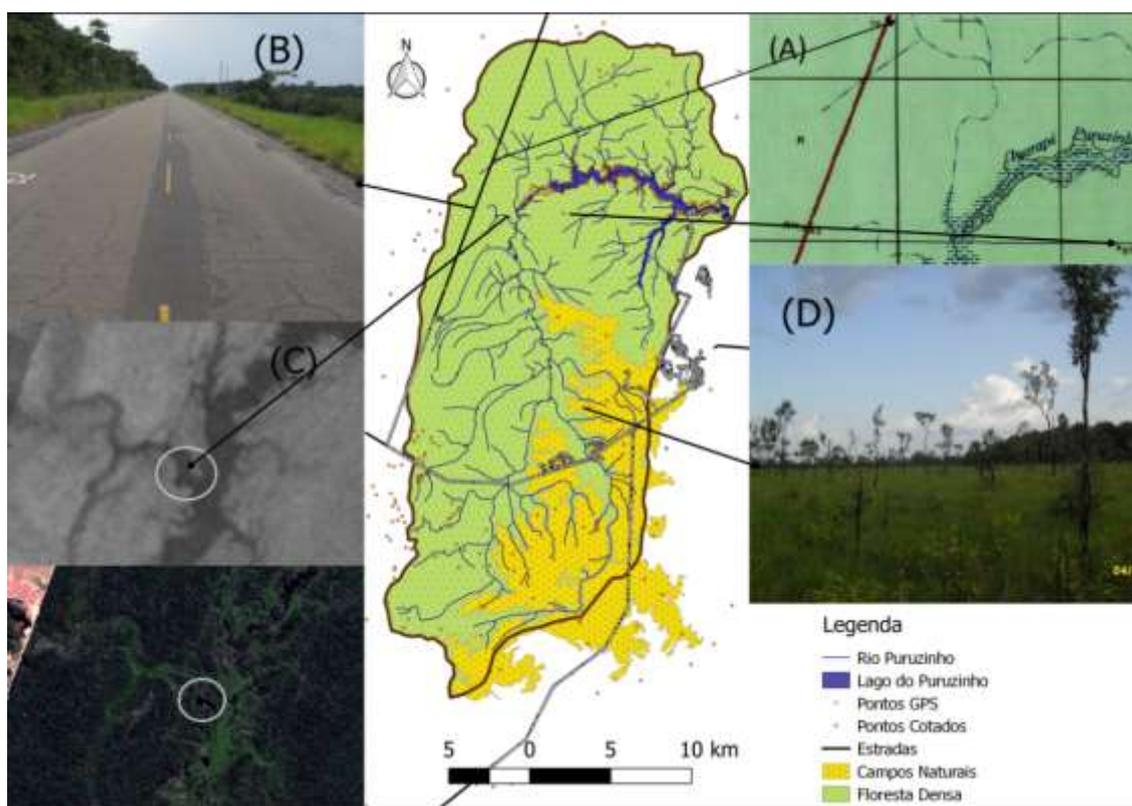


Figura 3.1 – Malha de distribuição de pontos de GPS pelas estradas (B), Savana (D), cotas topográficas (DSG) (A), e pontos amostrados no MDE – SRTM (USGS) (C)

As regiões com ausência de dados de GPS ou de cotas da carta topográfica foram analisadas por carta imagem, sendo utilizada uma cena Landsat 8, onde identificaram-se as regiões de superfície que não sofreram interferência da vegetação e identificadas pelo Modelo Digital de Elevação - MDE SRTM (S08 W 63 e S08 W64), com resolução espacial de 3" arco de segundo os valores de cotas altimétricas.

A cena Landast 8 de 11/06/2014 foi analisada em composição RGB 432, e resolução de 15 metros pela fusão com a banda 8 (pancromática), de orbita/ponto 232/65, adquirida do portal USGS (earthexplorer.usgs.gov).

Os conjuntos de dados de GPS totalizam 12.676 pontos corrigidos pela ondulação espacial, e os cotados pela carta topográfica, mais os pontos notáveis do MDE SRTM totalizaram 495 pontos. Todos os dados foram analisados em um único arquivo, conforme apresentado na Figura 3.2.

No programa Excel, fez-se uma análise e descarte de coordenadas (x, y, z) iguais. Especializou-se as coordenadas para aplicação da técnica de Krigeagem pelo ajuste de variogramas, gerando como produto um arquivo *Raster* denominado MDE-KRIG.

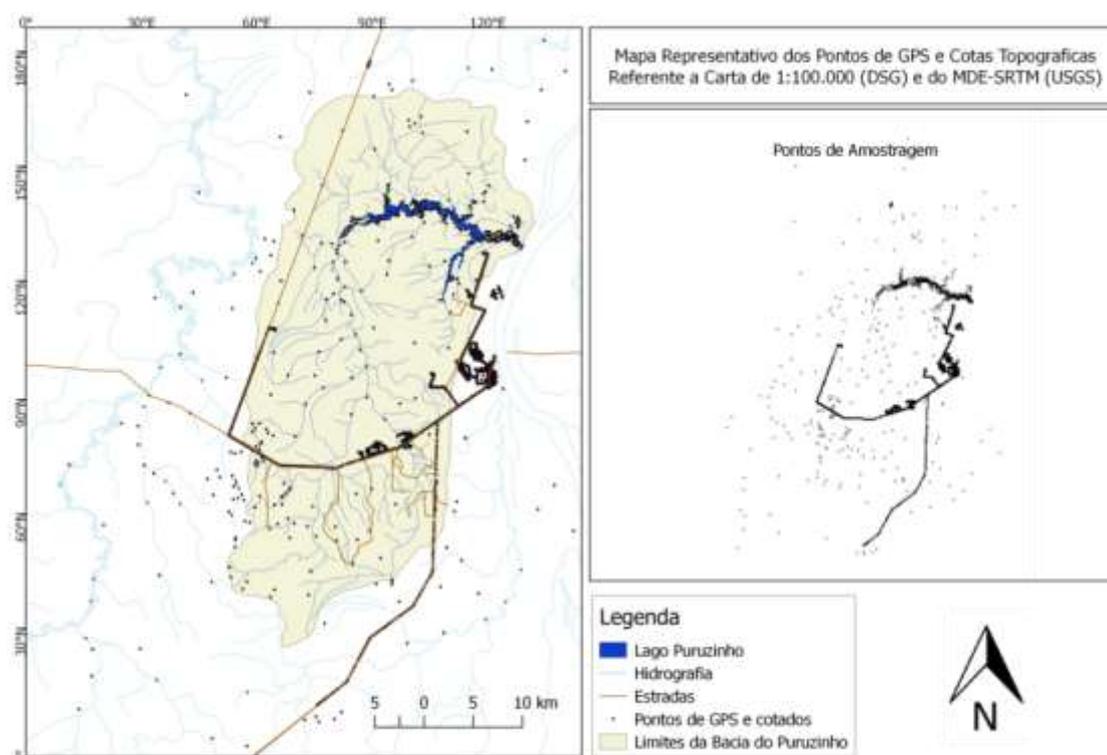


Figura 3.2 – Pontos de cotas topográficas utilizadas para geração de MDE e curvas de nível pelo método de Krigeagem.

Criaram-se nove planos de informação vetorial: Limites da Bacia; Estradas Rurais e Rodovias; Hidrografias; Savana Parque; Floresta Densa; Lago do Puruzinho; Curvas de Nível; Desmatamentos e Área Susceptível ao Alagamento. Foram digitalizadas as informações da carta topográfica e atualizados por sobreposição da carta imagem Landsat 8 para análise e detalhamento atualizado através de um processo de edição vetorial.

Determinaram-se os parâmetros morfométricos da bacia, a partir da delimitação de sua área seguindo os divisores topográficos que circundam a rede de drenagem, bem

como a hierarquia fluvial proposta por Horton. Pela ferramenta calculadora de campo no QGis, utilizando projeção UTM, obteve-se os valores de área e perímetro da bacia. Determinou-se o índice de circularidade, o coeficientes de compacidade, o fator de forma, as altitudes, declividade e densidade de drenagem (CRISTOFOLETTI, 1980).

O Índice de circularidade (I_c) foi calculado pela Equação 3.2, que representa a razão entre a área real da bacia (A) e a área de um círculo hipotético que possua o mesmo o perímetro da bacia (A_c). Variável entre 0 e 1, sendo mais próximo de 1 a forma da bacia mais circular e quanto mais próxima de 0 mais estreita e alongada (VILLELA & MATTOS, 1975).

$$I_c = \frac{A}{A_c} = \frac{A \times 12,57}{P^2} \quad (3.2)$$

O coeficiente de compacidade (K_c) relaciona a forma da bacia com um círculo de mesma área, utilizando fatores geométricos de perímetro (P) e área (A) da bacia (EQUAÇÃO 3.3). Este índice estabelece que quanto mais diferente e maior que 1, mais alongada será essa bacia, e quanto mais próximo de um círculo e igual a 1, mais suscetível à enchentes na ocorrência de chuvas intensas (CARDOSO *et al.* 2006).

O fator de forma (K_f) foi calculado pela razão entre a largura média da bacia (\bar{L}) e o comprimento axial da bacia (L_{axial}) (EQUAÇÃO 3.4).

$$K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (3.3)$$

$$K_f = \frac{\bar{L}}{L_{axial}} \quad (3.4)$$

A densidade de drenagem dos rios (D_d) mede a relação entre o comprimento de todos os cursos d'água de uma bacia (L_{total}) e sua área (A) (EQUAÇÃO 3.5), e varia inversamente em relação à extensão do escoamento superficial. Beltrame (1994), sugeriu uma classificação em faixas: baixa ($D_d < 0,5$); mediana ($0,50 < D_d < 2,00$); e alta ($2,01 < D_d < 3,50$); e muito alta ($D_d > 3,50$).

$$D_d = \frac{L_{total}}{A} \quad (3.5)$$

O Índice de sinuosidade (S) refere-se a um fator controlador da velocidade de escoamento, sendo a relação do comprimento do rio principal ($L_{\text{rio_principal}}$) e o comprimento Axial da bacia (L_{axial}) (EQUAÇÃO 3.6). A declividade média do terreno foi determinada entre as maiores altitudes nas áreas de cabeceiras e sua foz onde encontra a cota mais baixa, em relação à distância que os separa.

$$S = \frac{L_{\text{rio_principal}}}{L_{\text{Axial}}} \quad (3.6)$$

3.2 SITIOS EXPERIMENTAIS E INSTRUMENTAÇÃO

Nas áreas de campos naturais e floresta, pertencente à reserva do ministério da defesa e sob comando do 54º BIS (Batalhão de Infantaria de Selva), (FIGURA 3.3), foram instalados dois sítios experimentais com finalidade de comparar as características micrometeorológicas e processos de interação da biosfera-atmosfera (BATISTELA, *et al.*, 2007).

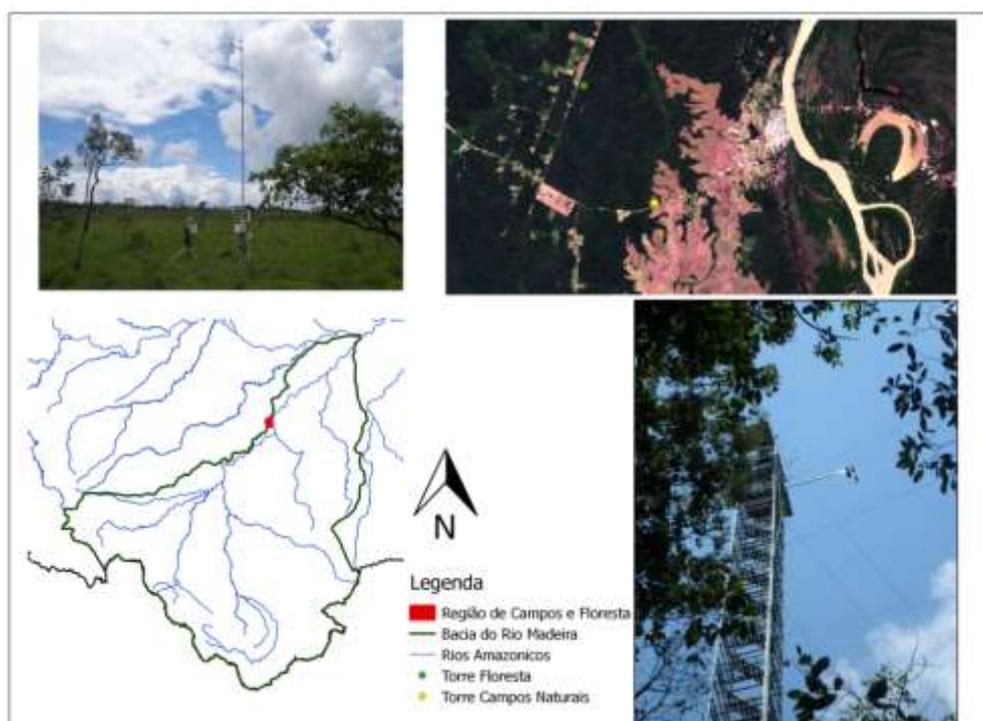


Figura 3.3 – Localização da Bacia do Puruzinho e Postos de Monitoramento em Áreas de Floresta e Campos Naturais e região

As torres e equipamentos foram adquiridos pelos Projetos Cenários para Amazônia (FINEP) e PRONEX-SUL (FAPEAM/CNPQ), com a participação do Instituto Nacional de Pesquisas na Amazônia (INPA), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Universidade Federal do Amazonas (UFAM), associado ao Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA) e ao programa de Pós-Graduação em Física Ambiental pela Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT).

Esta região está situada na margem esquerda do rio Madeira em interflúvio ao rio Purus, distante cerca de 200 km de Porto Velho-RO e 580 km de Manaus-AM, no entroncamento das BR-319 e BR-230. Nos sítios experimentais com formação de campos savana ($07^{\circ} 34' 52.9''$ S e $63^{\circ} 08' 43.8''$ W, altitude de 52,9 m acima do nível do mar) foi instalada a torre micrometeorológica PCD (ID:30898 LBA/UFAM-IEAA) em julho de 2011 (FIGURA 3.4). O modelo da estação é Campbell Scientific e possui altura de 9 m, instalada distante das árvores características.



Figura 3.4 - Estações meteorológicas na área do campo sujo

Na floresta ($7^{\circ} 32' 2.1''$ S e $63^{\circ} 14' 37.6''$ W, altitude de 76,8 m anmm) foi instalada uma torre micro meteorológica automática de 46,3 m de altura, situada no Km 53 da BR 319, operando a partir de setembro de 2011, ultrapassando o topo do dossel vegetal, que apresenta árvores emergentes, palmeiras e vegetação arbórea (FIGURA 3.5).

Na Tabela 3.1 estão especificados todos os equipamentos instalados em ambas as estações.

Tabela 3.1 – Descrição dos Equipamentos e Medidas Realizadas pelas Estações Automáticas nos Campos Naturais e Floresta Densa

	Parâmetro de Medida	Descrição do equipamento	Altura (+) / profundidade e (-) de instalação
Floresta	Radiação de Onda Curta Incidente	Piranômetro CM3 (Kipp&Zonen)	+43m
	Radiação Líquida (Saldo de Radiação)	Piranômetro NR-LITE (Kipp&Zonen)	+43 m
	Velocidade e Direção do Vento	8100 (RM Young)	+45,8 m
	Temperatura e Umidade do Ar	HMP 45AC (Vaisala)	+45 m
	Perfil de Temperatura do Ar	T108 (Campbell Scientific, Inc.)	+2 m
			+10 m
			+17 m
		+23 m	
		+30 m	
		+45 m	
	Pressão Atmosférica	PTB101B (Vaisala)	+45,20m
	Fluxo de Calor no Solo	HFP01 (Hukseflux)	- 0,01 m
Campos	Radiação de Onda Curta Incidente	LI-200SA (LI-COR, Inc.)	+ 2,2 m
	Radiação Líquida (Saldo de Radiação)	NR LITE (Kipen & Zonen B.V.)	+ 2,25 m
	Temperatura e Umidade do Ar	435 E (Handar, Inc., Vaisala)	+ 2,15 m
	Pressão Atmosférica	276 (Setra Systems, Inc.)	+ 1,5 m
	Velocidade e Direção do Vento	425A (Handar, Inc., Vaisala)	+ 9 m
	Precipitação	<i>Didcot Instruments Company, Abingdon 444A</i> (Handar, Inc., Vaisala)	+ 1,5 m
	Fluxo de Calor no Solo	HFP01 (Hukseflux)	- 0,01 m

As variáveis medidas pela instrumentação das torres da Floresta e Campo foram armazenadas em sistema de aquisição de dados em Datalogger modelo CR 10X (Campbell Scientific, Inc., Logan, Utah, USA), acoplada a uma placa multiplexadora modelo AM16/32AST-SW (Campbell Scientific, Inc., Logan, Utah, USA).

Os equipamentos foram alimentados com tensão de 12 V, sendo a PCD instalada nos Campos ligado a uma baterias de 150 Ah, carregadas continuamente por 2 painéis solares de 64 W. Na Floresta foram usados 4 painéis solares de 64 W e 6 baterias ligadas em série. Os equipamentos foram calibrados no Laboratório de Instrumentação Meteorológica - LIM (INPE/CPTEC) e instalados com acompanhamento técnico.

As PCDs instaladas nos Campos (superfície e solo) e na Floresta (superfície) foram programados para ler os dados a cada 5 minutos e registrar a cada 30 minutos, totalizando 48 medidas por dia e por parâmetro.

Os dados micrometeorológicos da PCD dos Campos foram descarregados em notebook por meio do software Vaisala 2000. Neste trabalho foram utilizados dados referentes ao ano de 2013.



Figura 3.5 – Instrumentação da torre acima do dossel, com pirômetros e anemômetro.

3.3 VARIÁVEIS MICROMETEOROLÓGICAS

Os horários de registro dos dados da estação foram transformados da hora (UTC) referente ao padrão das PCDs para horário local de Humaitá (UTC-4).

A umidade relativa do ar (%), a pressão atmosférica (mBar), foram medidas a 2,15 e 1,5 m pela torre instalada nos campos e 45 m e 45,2 m na floresta, respectivamente.

A temperatura do ar foi medida a uma altura de 2,15 m nos campos e na floresta em perfil vertical, entre 2, 10, 17, 23, 30 e 45 metros de altura. Foram considerados registros de precipitações horárias superiores a 0,25 mm. Destes parâmetros foram analisadas as médias diárias, horária e mensal.

Foram analisados os eventos acumulados mensais dos registros de precipitação superiores a 0,25 mm e comparados com a média climatológica da região, obtida pela estação da ANA (Código 763000).

A velocidade e direção dos ventos foram medidas a 9 m de altura nas áreas de campos e a 45,8 m na floresta. Foram caracterizadas as frequências médias mensais dos dois conjuntos de dados entre áreas de campos e floresta utilizando o software WRPLOT 7.0, conforme escala de Beaufort (TABELA 3.2), relativo às direções e velocidades predominantes mensal dos ventos fornecidos em graus em relação à rosa dos ventos, tendo como principais coordenadas N (norte), S (sul), E (leste) e W (oeste).

Tabela 3.2 - Escala de Velocidade do Vento de Beaufort

Descrição	Calm	Quase Calmo	Brisa Leve	Frac	Moderado	Fresco	Muito fresco
Vel. Média (m.s ⁻¹)	< 0,3	0,3 a 1,5	1,6 a 3,3	3,4 a 5,4	5,5 a 7,9	8,0 a 10,7	10,8 a 13,8
Descrição	Forte	Muito forte	Duro	Muito duro	Tempestuoso	Furacão	
Vel. Média (m.s ⁻¹)	13,9 a 17,1	17,2 a 20,7	20,8 a 24,4	24,5 a 28,4	28,5 a 32,6	>=32,7	

3.4 RADIAÇÃO NO TOPO DA ATMOSFERA E MEDIDAS À SUPERFÍCIE

Acima do dossel da floresta em 46,4 m de altura e a 2,15 m nos campos, foram medidas a radiação Solar Global (Rg↓), Saldo de Radiação (Rn) e Fluxo de Calor no solo (G) em ambos os sítios na superfície do terreno conforme instrumentação descrita na Tabela 3.1. A intensidade local de radiação, esta diretamente relacionada ao ângulo entre a direção dos raios solares e a superfície da atmosfera, que muda em função da latitude e do dia da época do ano. A radiação recebida no topo da atmosfera Ro (MJ m⁻².hora⁻¹) foi calculada segundo ALLEN, *et al* (1998) (EQUAÇÃO 3.7 a 3.15).

$$Ro = \left(\frac{12 \cdot 60}{\pi}\right) * I_0 * d_r [(w_2 - w_1) \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) (\sin(w_2) - \sin(w_1))] \quad (3.7)$$

$$d_r = 1 + 0,033 * \cos\left(\frac{2\pi}{365} * J\right) \quad (3.8)$$

$$\delta = 0,409 * \text{sen}\left(\frac{2\pi}{365} j - 1,39\right) \quad (3.9)$$

$$w = \frac{\pi}{12} [(t + 0,06667(Lz - Lm) + Sc - 12) \quad (3.10)$$

$$w_s = \arccos [-\tan(\varphi) \tan(\delta)] \quad (3.11)$$

$$w_1 = w - \frac{\pi(t1)}{24} \quad (3.12)$$

$$w_2 = w + \frac{\pi(t1)}{24} \quad (3.13)$$

$$Sc = 0,1645\text{sen}(2b) - 0,1255 \cos(b) - 0,025\text{sen}(b) ;$$

$$\text{sendo } b = 2\pi \frac{(j - 81)}{364} \quad (3.14)$$

$$N = \frac{24}{\pi} w_s \quad (3.15)$$

O conjunto de parâmetros para o cálculo da radiação do topo da atmosfera são descritos: J é o dia juliano; w_s - ângulo de radiação solar horária, w_1 - início do período, w_2 período final e; w é o ângulo solar em momento em que ocorre o ponto médio do período considerado (rad). N é o intervalo entre o nascer e o pôr do sol em um dado dia denominado de foto período, função da latitude (φ) e da declinação solar (δ). A energia total que incide sobre uma superfície horizontal no topo da atmosfera durante um intervalo de tempo (ΔT), é função da declinação (δ) e o fator de correção estacional para que o tempo solar (Sc) seja aproximadamente constante, em que o módulo do vetor de velocidade angular de rotação da terra é (Ω) $2\pi/1440$ minutos (PEREIRA *et al.*, 2007; VAREJÃO-SILVA, 2001; OMETO, 1981). Demais variáveis estão explicadas no Tópico 2.1.

Avaliou-se a razão da radiação do topo da atmosfera ($Ro\downarrow$) pela radiação global de superfície ($Rg\downarrow$), definido por índice de transmissividade ou claridade (k_t), para análise da nebulosidade que diretamente se relaciona ao estado atmosférico e a variabilidade dos parâmetros biofísicos de superfície, calculada pela Equação 3.16.

$$k_t = \left(\frac{Rg\downarrow}{Ro\downarrow} \right) \quad (3.16)$$

O índice de transmissividade (nebulosidade) foi classificado segundo Escobedo, *et al.*, (2009) em: Dia Nublado (NB) - $K_t \leq 0,35$; Dia Parcialmente Nublado com predominância difusa de radiação solar (PND) - $0,35 < K_t < 0,55$; Dia parcialmente nublado com predominância da radiação solar (PNR) - $0,55 < k_t < 0,65$; Dia com Céu Limpo (CL) - $K_t \geq 0,65$.

3.5 CÁLCULO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A equação de Penman-Monteith (3.18) para evapotranspiração real (λE) caracteriza a combinação simultânea das águas que se perdem da superfície do solo e pela transpiração das plantas.

O saldo de radiação (R_n), a temperatura do ar (T), velocidade do vento (u) e umidade atmosférica (HR), são os principais parâmetros climáticos que influenciam no processo de evapotranspiração, incorporados ao método, com variáveis fisiológicas e aerodinâmicas (ALLEN *et al.*, 1998) que são apresentadas pelas equações a seguir.

$$\lambda E = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})} \quad (3.17)$$

Onde: Δ é a declividade da curva de pressão de vapor em relação à temperatura ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); R_n é o saldo de radiação diário ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$); G é o fluxo total diário de calor no solo ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$); γ é o coeficiente psicrométrico ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); ρ é a densidade do ar (Kg.m^{-3}); u é a velocidade do vento (m s^{-1}); e_s é a pressão de saturação de vapor (kPa); e_a é a pressão atual de vapor (kPa); T é a temperatura média do ar ($^\circ\text{C}$); c_p é o calor específico do ar ($\text{MJ.kg}^{-1}.\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$); r_s e r_a é a resistência da superfície e aerodinâmicas (s.m^{-1}). O valor do declive da curva de saturação de vapor " Δ " é calculado pela seguinte expressão (3.18), sendo T a temperatura média do ar ($^\circ\text{C}$).

$$\Delta = \frac{4098 \left[0,6108 \exp\left(\frac{17,27 T}{T + 237,3}\right) \right]}{(T + 237,3)^2} \quad (3.18)$$

A constante Psicrométrica (γ $\text{kPa } ^\circ\text{C}$) pode ser calculada pela equação (3.19). O calor específico do ar c_p 0,001013 ($\text{MJ.kg}^{-1}.\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$); P é a pressão atmosférica do ar (KPa); ε é o cociente do peso molecular do vapor de água / ar seco =0,622.

$$\gamma = \frac{C_p P}{\varepsilon \lambda} \quad (3.19)$$

O calor latente de evaporação λ foi calculado pela expressão (3.20), onde T é a temperatura do ar ($^\circ\text{C}$).

$$\lambda = 2,501 - 0,002371T \quad (3.20)$$

A equação requer a massa volumétrica do ar (ρ , Kg.m⁻³), determinada em função da pressão atmosférica (kPa) e da temperatura do ar (°C), conforme equação 3.21.

$$\rho = 3.486 \left(\frac{P}{1.01(T + 273)} \right) \quad (3.21)$$

A pressão de vapor descreve a contribuição de um gás para pressão total, que em função da quantidade de vapor de água no ar, relacionada com a pressão parcial exercido por esse vapor de água no ar.

Quando um volume de ar está retido sobre uma superfície evaporante de água, se alcança um equilíbrio entre as moléculas de água que se incorporam ao ar e as que voltam à fonte de água. Nesse momento se considera que o ar está saturado e não pode armazenar nenhuma molécula de água. A pressão se chama pressão de saturação de vapor ($e^o(t)$).

A quantidade de moléculas que se pode armazenar dependendo da temperatura, quanto mais elevada à temperatura do ar, mais alta a capacidade de armazenar vapor de água e mais alta a pressão de saturação de vapor. Para estimar a pressão de saturação do vapor, tem-se a seguinte expressão (3.22).

$$e^o(t) = 0,6108 * \exp \left[\frac{17,27 * T}{T + 237,3} \right] \quad (3.22)$$

Onde $e^o(t)$ é a pressão de saturação de vapor a temperatura do ar (KPa) e T a temperatura do ar (° C). Foram adotados os valores de temperatura máxima e mínima diária para obtenção do coeficiente pressão de saturação de vapor $e^o(Tmax)$, $e^o(Tmin)$, em um determinado período, calculada pela pressão de saturação (3.23) considerando as temperaturas máximas e mínimas (ALLEN, *et al.*, 1998). A pressão real de vapor é determinada pela expressão (Equação 3.24).

$$e_s = \frac{e^o(tmax) + e^o(tmin)}{2} \quad (3.23)$$

$$e_a = \frac{e^0(Tmin) * \frac{HRmax}{100} + e^0(Tmax) * \frac{HRmin}{100}}{2} \quad (3.24)$$

Em que, e_a é a pressão real de vapor (KPa), $e^0(Tmin)$ a pressão de saturação de vapor a temperatura mínima (KPa), $e^0(Tmax)$ a pressão de saturação de vapor a temperatura máxima (KPa). HRmax é a umidade relativa máxima e HRmin a umidade relativa mínima (%). Os parâmetros utilizados para análise da resistência superficial (r_s), descreve o fluxo de vapor através dos estômatos, da área total e superfície do solo (FIGURA 3.6). A resistência aerodinâmica (r_a) descreve a resistência na parte superior a vegetação ao fluxo de vapor incluindo a fricção que sofre o ar ao fluir sobre superfície vegetadas, denominadas de equação de Penman-Monteith (MONTEITH, 1975).

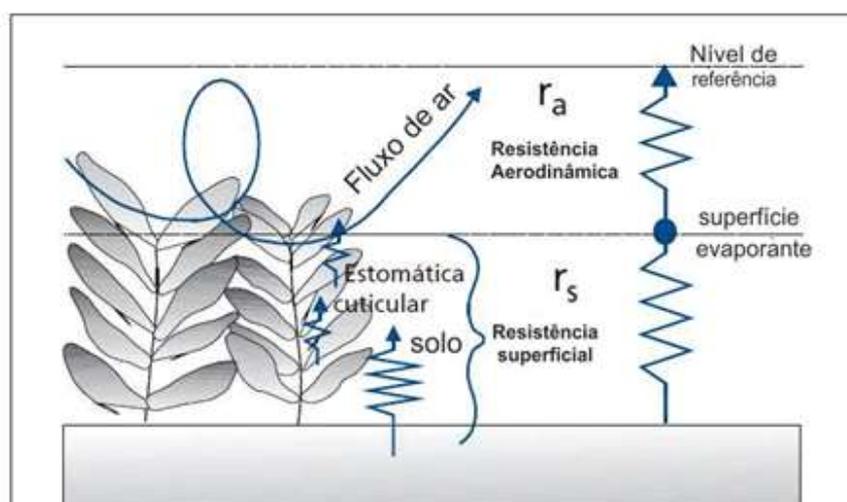


Figura 3.6 – Representação da resistência aerodinâmica (r_a) e superficial (r_s). Adaptado de Allen, *et al.* (1990).

A resistência aerodinâmica (r_a) e superficial foram determinadas de acordo com a equações 3.25.

$$r_a = \left[\frac{\ln\left(\frac{Zm - 0,67 * h}{0,123 * h}\right) * \ln\left(\frac{Zh - 0,67 * h}{0,0123 * h}\right)}{u * k^2} \right] \quad (3.25)$$

Onde, “ zm ” é a altura da medição do vento (m); “ zh ” é a altura da medição da temperatura e humidade (m); “ h ” é a altura de deslocamento do plano nulo do perfil do

vento; “ k ” é a constante de von Karmen = 0.41; “ u ” é a velocidade do vento (m.s^{-1}); “ r_a ” é a resistência aerodinâmica (s.m^{-1}). A altura de deslocamento do plano nulo do perfil do vento foi determinada pela equação 3.26.

$$h = \frac{2}{3} * Ha \quad (3.26)$$

Sendo Ha a altura da vegetação, h correspondendo a $2/3$ da altura que o vento surti efeito sobre a vegetação. A altura da vegetação (Ha) foi estimada pela equação 3.27, proposta para Amazônia central por Feldpaush *et al.*, (2012) e utilizada por Martins *et al.*, (2015) para a região do Interflúvio Purus Madeira, a qual é função do DAP (diâmetro da árvore a altura do peito).

$$Ha = 48.131 \times (1 - \exp(-0.0375 \times DAP^{0.8228})) \quad (3.27)$$

No entorno da torre na região da floresta, traçou-se uma parcela de 10 m por 100 m e mediram-se os DAP de todas as árvores. Aplicou-se a equação 4.37, para estimar a altura característica. A resistência superficial total (r_s) foi determinada utilizando a equação (3.28) proposta por Allen (1986), e utilizada por DALLAROSA (1996), para cálculo da evapotranspiração de uma floresta em Ji Paraná, Rondônia.

$$r_s = \frac{242,3 - 0,85 * Rn}{0.4846 * IAF} \quad (3.28)$$

Os valores do índice de área foliar (IAF) foram extraídos do estudo de Jordão *et al.*, (2015), que fez monitoramentos comparativo da variável em áreas de campos e floresta desta região, sendo adotados o mínimo encontrado na floresta de 3,04 e o valor médio para área de campos de 2,03.

3.6 SIMULAÇÃO CHUVA-VAZÃO E BALANÇO HÍDRICO EM MICRO BACIAS

Realizaram-se campanhas de monitoramento e medição da vazão mensal em dois igarapés na bacia do Puruzinho, sendo: no km 20 da BR 230 (Transamazônica)

durante o período de agosto de 2011 a julho de 2012 (Bacia Campos-Floresta). No igarapé da torre na floresta densa o monitoramento ocorreu durante os meses de janeiro a dezembro de 2013 (Bacia Floresta).

Mediu-se a área da seção molhada transversal dos igarapés por batimetria. O perfil de profundidade do canal foi medido por vários lances com distâncias de 1,0 m, utilizando baliza e trena métrica. O somatório das áreas das seções individualizadas foi calculado pelo método da integral de Riemann (Equação 3.29).

$$Am = \int_0^{Li} f(x)dx, \quad (3.29)$$

Sendo: Am: Área da seção molhada (m^2); Li: Largura do igarapé (m), conforme Figuras 3.7 (A e B) e 3.8 (A).



Figura 3.7 – Levantamento batimétrico (A) no igarapé de primeira ordem (B)

Para determinação da velocidade de escoamento, utilizaram-se os métodos do molinete e do flutuador para o igarapé do km 20 na BR 230, e, para o igarapé de primeira ordem afluente do rio Puruzinho, aplicou-se o método traçador químico e molinete para determinação da vazão ($m^3 \cdot s^{-1}$) e velocidade (m/s) de escoamento.

Obteve-se a vazão ($m^3 \cdot s^{-1}$) dos igarapés pela equação da continuidade ($Q = V \cdot A$), com os dados da velocidade (m/s) obtidos pelo molinete e flutuador, com a área de toda seção calculada (m^2).

O molinete utilizado modelo FP201 (Global Water Instrumentation, Inc., Gold River, CA, USA) foi posicionado em 10 (dez) pontos distribuídos na seção, em diferentes profundidades por tempo de 1 minutos necessário para estabilização da leitura e registro da velocidade ($m \cdot s^{-1}$) (FIGURA 3.8 B).

O método do flutuador foi aplicado, realizando 10 repetições com o auxílio de um barco inflável, e uma garrafa pet de 350 ml como objeto flutuador, contendo em seu interior um volume de 100 ml de água. Mediu-se o tempo de deslocamento do objeto

entre as duas seções demarcadas, conforme seu caminho preferencial. Adotou-se o fator de correção à velocidade superficial de 0,85 (PALHARES *et al.*, 2007; EMBRAPA, 2007).



Figura 3.8 – Equipe de campo do curso de Engenharia Ambiental realizando monitoramento nos igarapés do km 20 (A), e no Rio de primeira ordem na floresta (B).

Para medição da vazão com método traçador, utilizou-se um balde com volume de 50 litros de água do próprio rio onde mediu-se a condutividade elétrica (C_b). Homogeneizou 300 gramas de sal (NaCl) à água do recipiente, passando este à apresentar condutividade elétrica mais elevada (C_i) que (C_b). Injetou-se a solução a 50 m a montante do ponto de monitoramento para a pluma homogeneizar por toda seção transversal ao igarapé e determinar o tempo de deslocamento por uma seção de monitoramento ($C(t)$), medida pela variação da condutividade elétrica (em $\mu\text{-siemens}$) da água por um condutímetro ($\mu\text{-siemens}$), em intervalo de 15 segundos, monitorado por um cronometro e, calculada a vazão pela Equação 3.30, (QUARTAS, 2008; TRANCOSO, 2006).

A medição inicia quando a pluma chega ao ponto de medição e altera a condutividade elétrica da água do rio, chegando a um pico máximo e diminuindo ao longo do tempo até voltar ao estado inicial natural de condutividade elétrica do rio, conforme Figura 3.9 (C).

$$Q = \frac{(C_i - C_b)V_i}{\int_0^{\infty} (C(t) - C_b)dt} \quad (3.30)$$

Sendo: Q: Vazão (m^3/s); C_i : Concentração do sal na solução; C_b : Concentração da água do igarapé antes de injetar a solução; $C(t)$ Concentração no tempo t (intervalo de monitoramento de 15 segundos); V_i : Volume injetado (m^3).

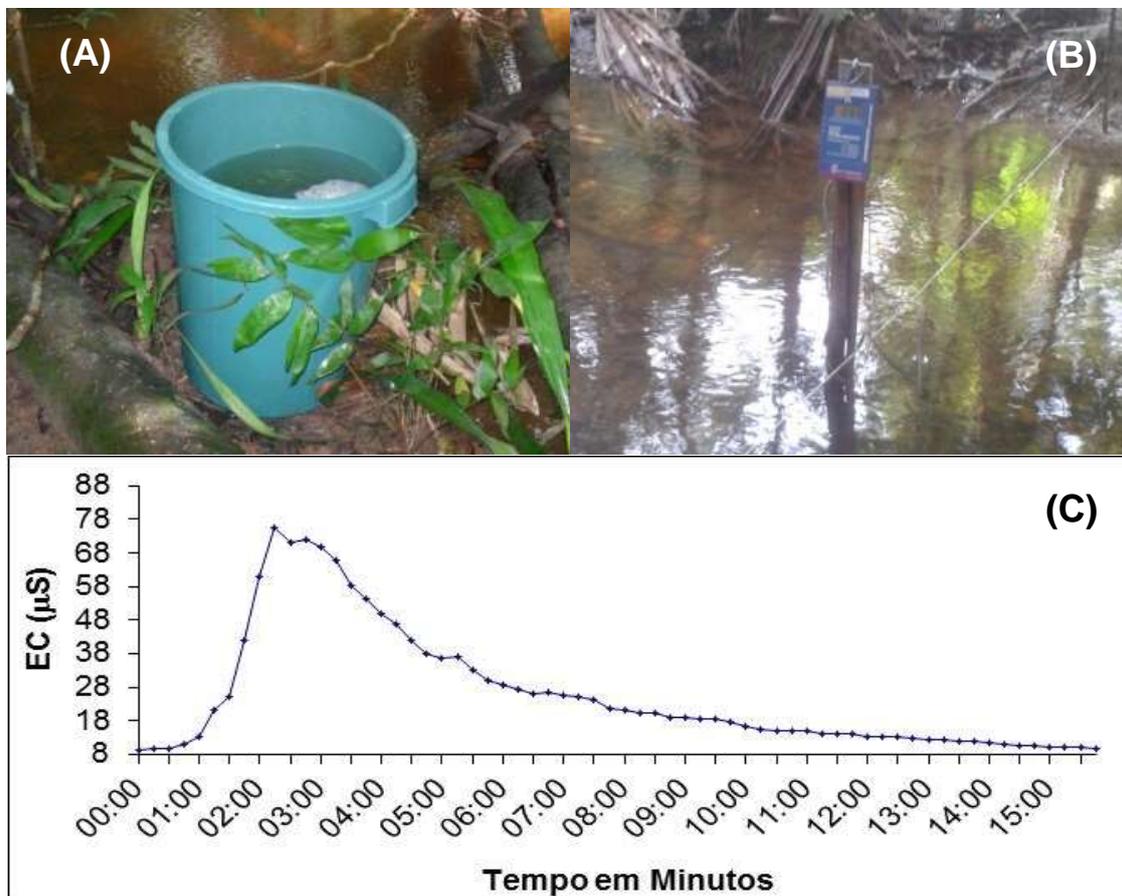


Figura 3.9 - (A) Balde com volume de 50 litros da solução (água + sal); (B) Medição da condutividade elétrica. (C) Exemplo do gráfico de uma medida traçadora ($c(t)$) para determinação da vazão (m^3/s).

O monitoramento mensal de vazão traz imprecisão da série de dados diários. Utilizou-se o modelo IPH2, indicado para representar processos de Precipitação–Vazão em pequenas bacias (TUCCI *et al.*, 1987), com objetivo de estender a serie contínua de vazão mensal para vazão diária para as duas micro bacias com diferentes formações, caracterizando o comportamento das vazões ecológicas e aplicar a análise do balanço hídrico, referente ao ano de 2013.

O modelo IPH2 simula a vazão que é parte do processo do ciclo hidrológico para pequenas bacias utilizando os seguintes algoritmos: perda por evaporação e interceptação; separação de escoamentos; propagação dos escoamentos superficiais e subterrâneos.

Este modelo faz otimização de parâmetros baseado num algoritmo de separação de escoamentos e utiliza-se a equação da continuidade em combinação com a equação de Horton e uma função empírica de percolação, gerando vazão (Q) como resultado (TUCCI, 2005).

Utilizaram-se dados diários de precipitação referente ao mês de junho de 2011 a dezembro de 2013, totalizando 939 dias completos de dados. A evapotranspiração obtida pelo modelo de Penman Monteith referente ao ano de 2013 foi repetida para os anos de 2011 e 2012 e inserida no modelo IPH2 para gerar série completa de 2011 à 2013.

Limitou-se a utilização do intervalo diário do ano de 2013 simulado para o cálculo do balanço hídrico, visando equilibrar os a outros parâmetros de precipitação e evapotranspiração.

O balanço hídrico descreve a interação e o comportamento temporal das bacias hidrográficas sendo avaliado pelos componentes de entrada, saída e armazenamento, descrito pela equação 3.31.

$$P = E_{tr} + Q \pm \Delta S \quad (3.31)$$

A precipitação (P) é o componente de maior peso no equilíbrio. Sendo as partições de evapotranspiração (E_{tr}) responsável por quase metade da precipitação e a vazão resultante (Q).

A variação de armazenamento de água no solo de água no solo (ΔS) foi determinada pela diferença entre os componentes do balanço hidrológico (TRANCOSO, 2006). O modelo IPH 2 utiliza os seguintes parâmetros no processo de calibração que, ajustados, resultam em uma boa concordância entre dados observados e calculados. Sendo os parâmetros de entrada descritos a seguir:

- R_{max}: representação das perdas iniciais por interceptação;
- I_o, I_b e h_e: parâmetros da separação do escoamento, onde I_o e h representam a capacidade máxima de armazenamento da água no solo e I_b a capacidade máxima de percolação;
- K_s e t_c: parâmetros para a propagação superficial, onde k_s representa o tempo de retardo do escoamento e t_c o tempo de concentração que se refere ao tempo máximo de resposta da bacia.

- Ksub: parâmetro para o escoamento subterrâneo, sendo o tempo médio de esvaziamento do reservatório subterrâneo.

- Alfa: parâmetro de adaptação para simulação de séries longas.

O tempo de concentração na bacia foi determinado conforme equação 3.33. (TUCCI, 2013)

$$tc = 57 \cdot \left(\frac{L^3}{\Delta h} \right)^{0,385} \quad (3.32)$$

Sendo: tc em minutos; L comprimento do rio em km; Δh diferença de cota mais alta e mais baixa da bacia (m). Estes parâmetros foram obtidos pelo processamento digital descrito no Item 3.1.

Pretende-se na aplicação do modelo IPH2 encontrar um conjunto ótimo de parâmetros que ajuste aos eventos monitorados ao longo do tempo.

Optou-se por utilizar o método de calibração manual por tentativa e erro (TUCCI, 1987, TUCCI, 2005).

Foram obtidas curvas de permanência para visualização da variação da série de descargas. Estas curvas representam a relação entre magnitude e frequência da vazão em um intervalo de tempo e são influenciadas pelos padrões de precipitação, características fisiografias da bacia e cobertura do solo. As curvas foram construídas para comparação e verificação das diferenças no tempo de permanência entre o micro bacias da região de Floresta e a bacia Campos e Floresta.

4. RESULTADOS

4.1 CARACTERIZAÇÃO DA BACIA DO RIO PURUZINHO

O traçado de construção das BR 230 e 319 realizado na década de 1980 atravessa o terreno no sentido de leste para oeste no médio curso da bacia do rio Puruzinho e muda de direção no extremo oeste desta micro bacia, seguindo para Manaus na direção norte, coincidindo com o divisor topográfico entre os rios Purus e Madeira. Os impactos diretos no trecho da estrada são gerados pela ação de desmatamento, movimentação de solo e pela elevação do nível da estrada com a construção de pontes sobre os igarapés.

O modelo digital de elevação (MDE-KRIG) obtido pela análise de interpolação por krigeagem, esta representado por um semi-variograma médio (isotrópico), ajustado por um modelo gaussiano, onde se verifica valores médios das cotas topográficas de 58 m, com desvio padrão de 16,8 m, e dependência espacial dentre às cotas topográficas com alcance de $0,1^\circ$, correlacionados entre si por uma distância de aproximadamente 10 km.

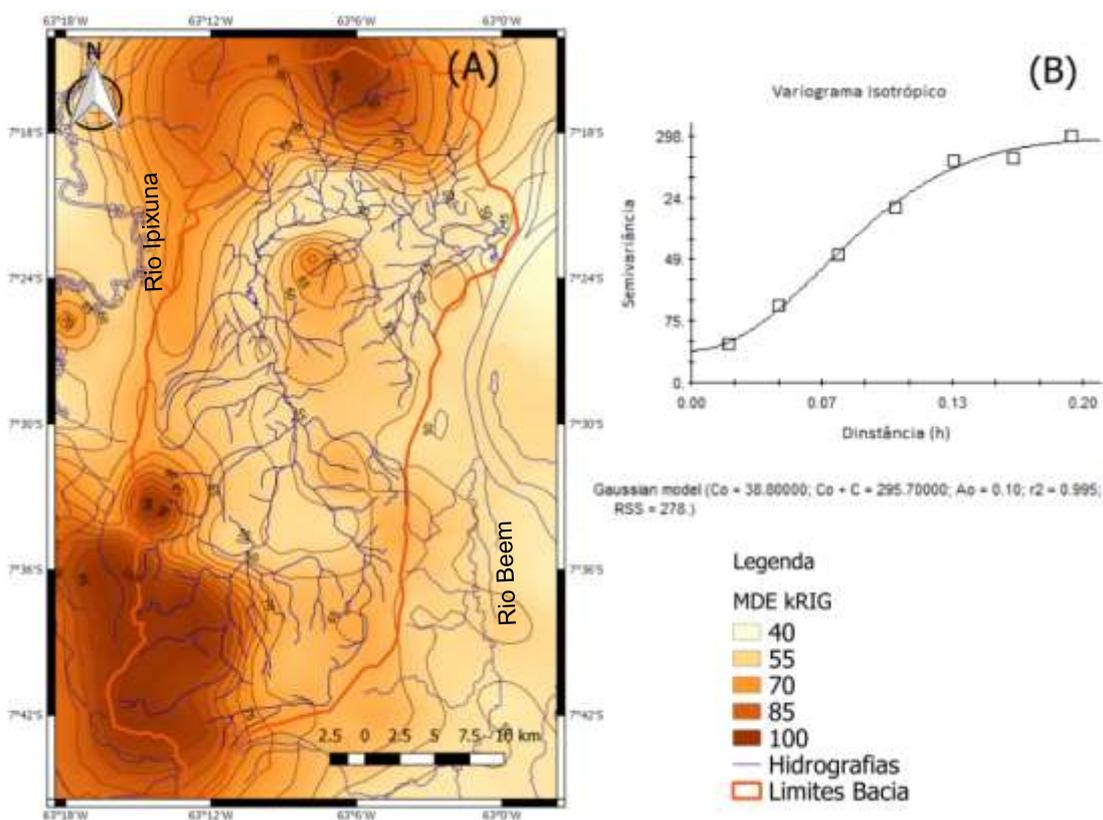


Figura 4.1 – Modelo digital de elevação e curvas em nível de 5 metros (A), obtido pelo método de Krigeagem e semi-variograma de determinação (B)

Na região sudoeste da bacia, a formação Iça se apresenta em cotas mais elevadas, em torno de 100 m de altitude, onde se localizam as principais nascentes em áreas de campos naturais e seguem seu fluxo natural para o interior da floresta para direção nordeste onde recebe inúmeros tributários ao longo do seu curso meandrante e curvilíneo à direita, para formar o lago do Puruzinho e desaguar através de furos que são canais estreitos no rio Madeira.

Ao leste, nas proximidades do rio Madeira, há predominância de terras ocupadas pela formação de campos naturais, que faz limites em regiões de planície tabular e ao sul com meandro abandonado do rio Madeira colmatado em sua paleovarzea, onde inicia-se a formação das micro bacia do rio Beem que é afluente do rio Madeira e também do rio Ipixuna que desagua no rio Purus a margem direita. Segue a oeste, pela formação Iça em altitudes pouco variáveis formando concomitantemente o divisor Purus-Madeira e da Bacia do Puruzinho com a do Rio Ipixuna.

A bacia do Puruzinho possui área de 1071,9 km² e perímetro de 156,8 km. O comprimento axial (L_{axial}) entre o ponto mais alto da bacia em cotas de 100 m e as mais baixas de 40 m é de 55,5 km, a qual apresenta forma alongada com largura média de 20,7 km, sendo o comprimento axial (L_{axial}) correspondente a mais do que o dobro da sua largura média (Figura 4.2). O fator de compactidade (K_c) é de 1,3 e o índice de circularidade de 0,55, confirmando a forma alongada e fator de forma (K_f) igual a 0,4 com baixa suscetibilidade a enchentes, no entanto em formação de planície, podendo gerar acúmulos de água no solo.

O arranjo espacial da drenagem dentro desta área é dentrítica, por seus tributários bifurcarem e distribuírem-se praticamente por todas as direções sobre a superfície do terreno, seguindo a declividade das cotas mais altas para as mais baixas em direção ao rio principal com larga curvatura a direita e em direção ao rio Madeira. A drenagem desta bacia é classificada como endorréica, por desaguar no rio Madeira, que apresenta mesma classificação ao contribuir em média com 14% para a vazão do rio Amazonas, que por sua vez, se classifica como rio exorréico por desaguar em média 16% de toda água doce mundial no oceano pacífico (MOLINER, *et al.* 1995; CRISTOFOLETTI, 1980).

Observa-se na Figura 4.2 (B) que a drenagem a oeste da bacia do Puruzinho na carta topográfica 1:100.000 (DSG) está traçada para direção Oeste, para bacia do rio Ipixuna que é afluente do rio Purus. Pela imagem Landsat 8 (Figura 4.2 C) nota-se que esta hidrografia segue seu fluxo para direção contrária, no sentido do médio curso da

bacia do rio Puruzinho. O atributo vetorial hidrografia foi atualizado, sendo indicado proceder na carta supracitada.

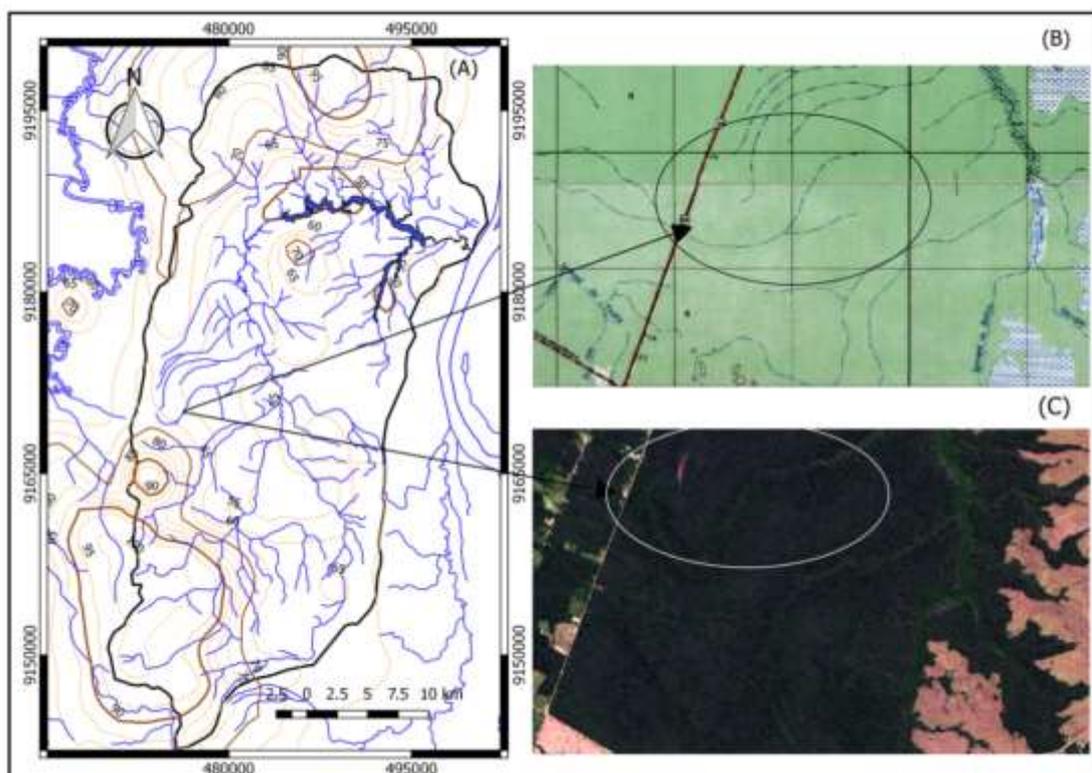


Figura 4.2 – (A) Limites da bacia de drenagem do rio Puruzinho. (B) Hidrografia apresentada pela carta 1:100.000 (DSG). (C) Detalhe do fluxo da drenagem pela imagem Landsat 8.

A hierarquia fluvial é de 4^o ordem e o rio principal mais longo desde sua nascente nas cotas de 100 metros nas cabeceiras dos campos naturais até sua desembocadura no rio Madeira apresenta extensão de 85,9 km, correspondente a 13,2% da somatória de todos os rios que totalizam 649 km da rede de afluentes (TABELA 4.1).

Os rios desta bacia são perenes, podendo surgir cursos d' água intermitente e lagoas temporárias nas áreas de campos, relativo ao período chuvoso com elevada disponibilidade de água, que permanece acumulada nas depressões, bem como onde há afloramento do lençol livre na presença de solos saturados, sendo esgotadas temporalmente pela perda por evaporação, podendo decorrer desta formação cursos de água efêmeros nas áreas de campos (BRAUM & RAMOS, 1959).

O índice de sinuosidade é de 1,5, indicando que os rios apresentam inúmeras mudanças de direção conforme pode ser observado na Figura 4.5. Nestes rios, formam-

se ao longo do curso principal vegetações de galerias, correspondente a 1,9% da área da bacia (FIGURA 4.3).

Esta formação se relaciona ao fator de umidade mais elevada e diferente da disponibilidade de água no solo na floresta densa, relativo aos pulsos de inundações e volumes excessivos que permanecem retidos por parte da sazonalidade, atingindo faixa lateral de alagamento ao longo do rio principal e com constante fluxo hídrico durante o ano hidrológico. O lago do Puruzinho é alongado na drenagem principal, represado pelos terraços fluviais deposicionais do rio Madeira, conectados por furo meandriforme de desagüe. Representa menos que 1% da área total da bacia e encontra-se bem preservado, existindo em seu entorno, habitações de comunidades ribeirinhas e estrada de acesso à cidade de Humaitá-AM. Os principais usos do lago são relativos à pesca de subsistência e esportiva, balneabilidade, navegação e preservação da rica biodiversidade que é indicada ao desenvolvimento de pesquisas e monitoramentos.

A bacia do rio Puruzinho é relativamente plana e sua vegetação primária natural apresenta indícios de abertura de frentes de desmatamento e transformação para usos do solo ligados à agropecuária. No entanto, a formação natural da paisagem encontra-se bem preservada, sendo a vegetação de floresta densa correspondente a 74,2% de toda área da bacia e os campos representando 19,6% (20,4 km²). Esta bacia abrange 79% da formação dos campos de Humaitá que é constituído por área de 26,6 km², conforme a Tabela 4.1 e Figura 4.3.

Tabela 4.1 – Paisagem natural, mudanças e ocupação da terra na bacia do rio Puruzinho

Variável	Valor (Km ²)	(%)
Floresta	795,7	74,2
Savana Parque	209,8	19,6
Floresta de Galeria – Área Susceptível ao Alagamento	20,4	1,9
Lago do Puruzinho	9,5	0,9
Desmatamento	36,5	3,4
Somatório das áreas	1071,9	-

As áreas de campos naturais foram concebidas da década de 60 como áreas propícias a ocupação que efetivou a ocupação nos final dos anos 70. As terras foram embargadas para desenvolvimento de atividades produtivas relacionadas aos usos agropecuários no início de 1980, tendo poucas atividades exploradas nestas áreas. No entanto, é crescente a derrubada de inúmeras árvores que alimentam a clandestinidade de comércio de madeiras nobre, aos poucos dando espaço para criação animal e

produção de cultivares e até reflorestamentos. As áreas desmatadas correspondem a 3,4% da área total da bacia e encontram-se principalmente ao longo BR 230 e 319.

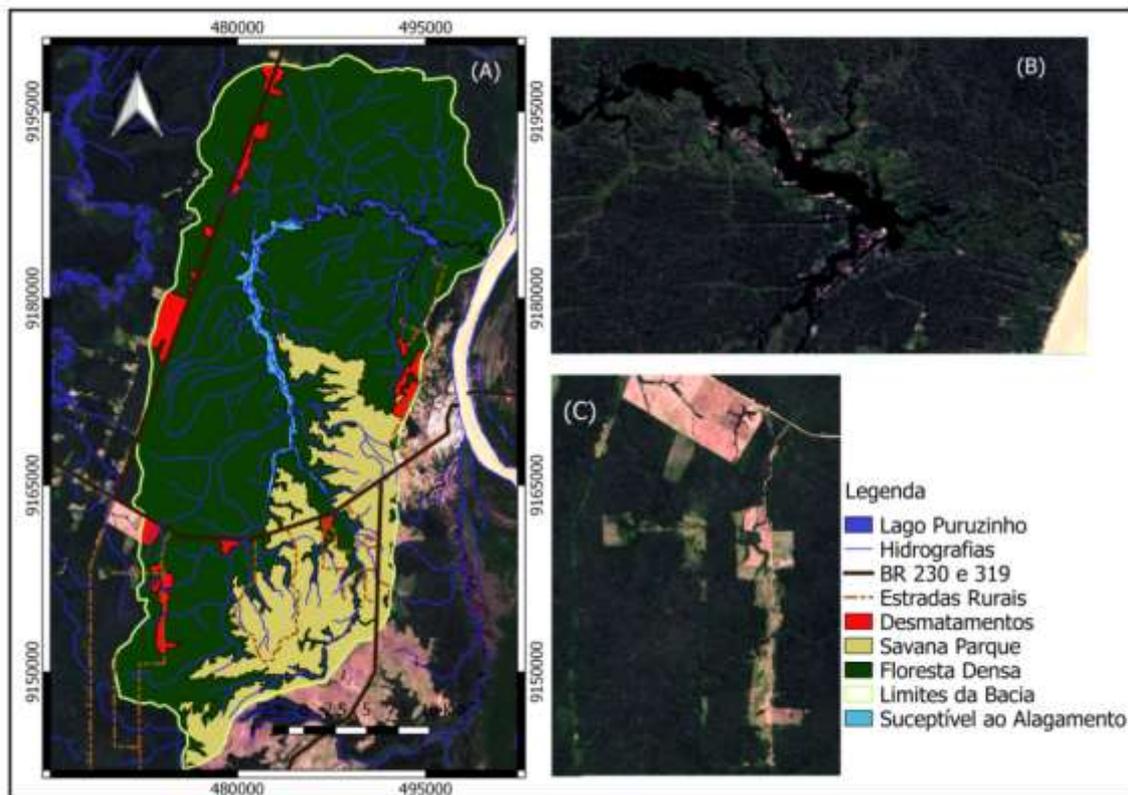


Figura 4.3 – Formação Natural e uso e ocupação da terra na bacia do rio Puruzinho (A). Lago do Puruzinho (B) e Desmatamento e abertura de estradas (C)

Ao sul, processos de desmatamento ocorrem em regiões próximas as principais nascentes e estão associadas a aberturas de estradas rurais para acesso a propriedades privadas e para extração de madeira ilegal. Este processo ocorre lentamente nas proximidades a área urbana da cidade Humaitá que possui 127 anos de ocupação a leste da bacia.

Apointa-se grande risco de expansão do desmatamento nesta estrada vicinal de terra ao sudeste da bacia, identificada na Figura 4.3, devido o alinhamento de ligação do trecho da BR 319 antes de chegar à Humaitá, ao entroncamento no KM 30 com a BR 230, que segue em direção a Manaus, uma vez que, conforme o trajeto aberto, reduz-se em aproximadamente 50 km de distância comparado ao trajeto atual, sendo promissora aos desvios de cargas pesadas nas regiões do perímetro urbano a Humaitá.

É uma área considerada rica em biodiversidade que corre riscos futuros de sofrer ligeira mudanças da paisagem regional pelas oportunidades atrativas a reconstrução da BR 319 que liga porto Velho a Manaus, bem como pela Transamazônica (BR 230) que

liga a cidade de Lábrea-AM no Oeste, atravessando o rio Madeira para margem direita ao Leste, conectando a comunidade Santo Antônio do Matupi (km 180), ao município do Apuí - AM, Jacareacanga-PA, percorrendo ao todo 4.223 km quando finalizada na cidade de Cabedelo na Paraíba, sendo a 3º maior rodovia brasileira construída na década de 70 durante o governo do presidente Emílio G. Médici.

Foram delimitadas 22 sub-bacias formadoras de rios afluentes do Puruzinho, sendo destacadas na Figura 4.4, as micro bacias na área de floresta e campos-floresta utilizadas no processo de simulação hidrológica e cálculo do balanço hídrico.

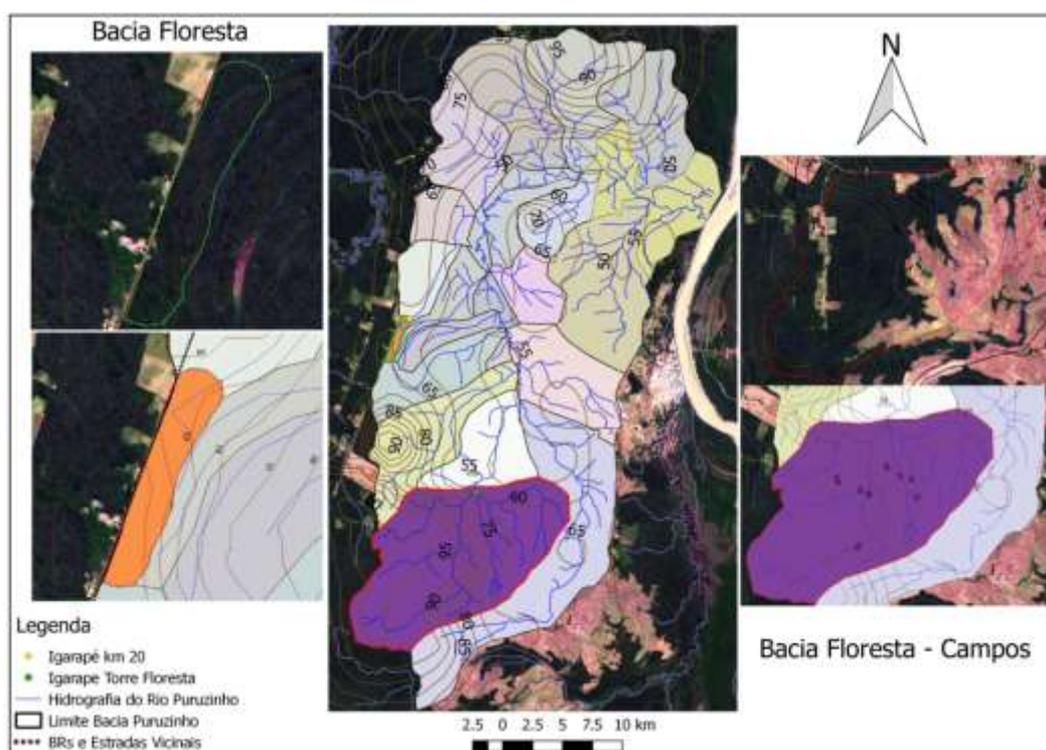


Figura 4.4 – Delimitação das sub bacias formadoras da drenagem do rio Puruzinho e daquelas destacadas utilizadas no modelo chuva-vazão

A forma da bacia na região de floresta é alongada, com área de 2,81 km², em cotas mais altas de 65,8 metros no divisor topográfico junto a BR 319, superiores a média da bacia do Puruzinho de 58 metros. Trata-se de uma micro bacia com rio de primeira ordem, de baixa sinuosidade e declividade, com peculiaridade de ser intermitente no ponto de monitoramento, conforme detalhado e registrado com fotografias no tópico de análise de vazão. O comprimento da rede de drenagem em pequena escala pode ser mais verídico quando analisado com investigação em grande escala de resolução, considerando dificuldades em estabelecer detalhes de conformação, tamanho real e sinuosidade do rio.

A bacia campos floresta tem sua desembocadura na estrada BR 230 no ponto de monitoramento no Km 20 e possui área de 169,5 km² que corresponde a 15,7% da área de contribuição para bacia do rio Puruzinho, tratando-se de rios de cabeceira. A rede de drenagem se constitui de 45,6% de área de campos e 54,4% de floresta, sendo desta vegetação 13% desmatada. Apresenta fator de forma com característica mais circular (0,75) com relação a micro bacia da floresta e a bacia do Puruzinho. Sua largura correspondente a 75% do comprimento axial, superior em comparação à bacia da floresta que representa 17% e da bacia do rio Puruzinho que apresenta 37%, respectivamente. Esta bacia exibiu o menor índice de compacidade (1,19) e representa 23,86% da extensão da drenagem principal do rio Puruzinho. A rede de drenagem forma um rio de 3° ordem caracterizado como perene e apresenta vazões mais elevadas no período chuvoso e baixos níveis em período seco do característico verão amazônico, não chegando a secar por completo como o rio da floresta.

Tabela 4.2 – Parâmetros morfométricos da bacia do rio Puruzinho e micro bacias

Características	Variável	Unidade	Puruzinho	Floresta	Campos Floresta
Geométricas	Área da Bacia (A)	(km ²)	1071,9	2,81	169,5
	Perímetro (P)	(km)	156,8	9,267	55,59
	Largura Média da Bacia (Lm)	(km)	20,7	0,72	12,52
	Comprimento Axial (La)	(km)	55,5	4,2	16,5
	Índice de circularidade (Ic)	-	0,55	0,41	0,69
	Coefficiente de compacidade (Kc)	-	1,37	1,57	1,19
	Fator de forma (Kf)	-	0,37	0,17	0,75
Relevo	Altitude Máxima	(m NMM)*	100	65,8	100
	Altitude média	(m NMM)*	58	64	80
	Altitude Mínima	(m NMM)*	40	62,6	60
	Declividade Média da Bacia	m/km	1,08	0,38	2,42
Rede de Drenagem	Comprimento de Todos os Rios (Lt)	(km)	749	1,49	85,7
	Comprimento do Rio Principal (Lrp)	(km)	85,98	1,49	20,5
	Densidade de Drenagem (Dd)	(km/km ²)	0,7	0,53	0,50
	Sinuosidade (S)	(m/m)	1,5	0,35	1,24
	Ordem da Bacia	-	4°	1°	3°
	Padrão de Drenagem	-	Dentrítica		

* m NMM: metros acima do nível médio dos mares.

4.2 PRECIPITAÇÃO

O regime de chuvas durante a estação considerada chuvosa para região (dezembro a abril) é variável, sendo detectado em dezembro, as precipitações acumuladas mais elevadas na ordem de 406,7 mm, superando em 38,6%, a média climatológica, respectivamente (FIGURA 4.5).

O registro de chuvas acima da média para o final de 2013 também foi registrada na região dos Andes e no médio curso da bacia do rio Madeira, associado a uma anomalia positivas de precipitação (ESPINOZA, *et al.*, 2014) que promoveu a cheia máxima no rio Madeira, alcançando vazões na ordem de $57.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ em Porto Velho (CPRM, 2014) e de $63.272 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ em Humaitá (TARTARI, *et al.*, 2016).

Os meses de março, abril e maio apresentaram precipitações abaixo da média climatológica em 16%, 21% e 67% respectivamente.

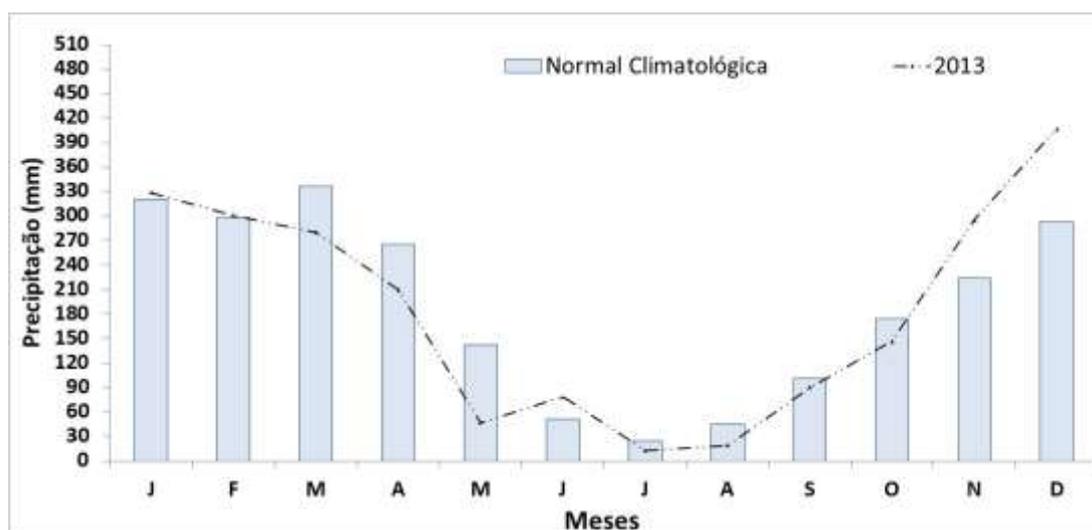


Figura 4.5 – Normais climatológicas de Humaitá e precipitação acumulada mensal de 2013.

O volume acumulado médio do período considerado chuvoso (novembro a abril) é de 1.821 mm, correspondente a 82,2% do total anual ocorrido em oposição ao período seco que representa 1,4% deste total anual (TABELA 4.3).

As transições do período chuvoso para o seco e do período seco para o chuvoso representam em média 5,6 e 10,7%, em relação ao total anual, respectivamente (Tabela 4.5). A média anual foi de 2.215 mm, pouco superior (2,7%) a média climatológica que é de $2.276,16 \text{ mm} \cdot \text{ano}^{-1}$.

Tabela 4.3 – Precipitação acumulada anual (mm), durante o período chuvoso (novembro a abril), seco (julho a agosto) e as transições do chuvoso para o seco (maio a junho) e do seco para o chuvoso (setembro a outubro)

Meses	Novembro - Abril	Mai - Junho	Julho - Agosto	Setembro - Outubro	Total Anual
2013	1821	125	32	237	2215,0
(%)	82,2	5,6	1,4	10,7	-

A precipitação média diária mensal mais elevada foi registrada em dezembro (13,1 mm.dia⁻¹), com segundo máximo em fevereiro (10,7 mm.dia⁻¹) e a mais baixa em julho (0,4 mm.dia⁻¹), cuja média anual é de 6,1 mm dia⁻¹. As transições mostram valores próximos entre si, com aumento gradativo no início da transição do período seco para o chuvoso e redução brusca do chuvoso para o seco (FIGURA 4.6).

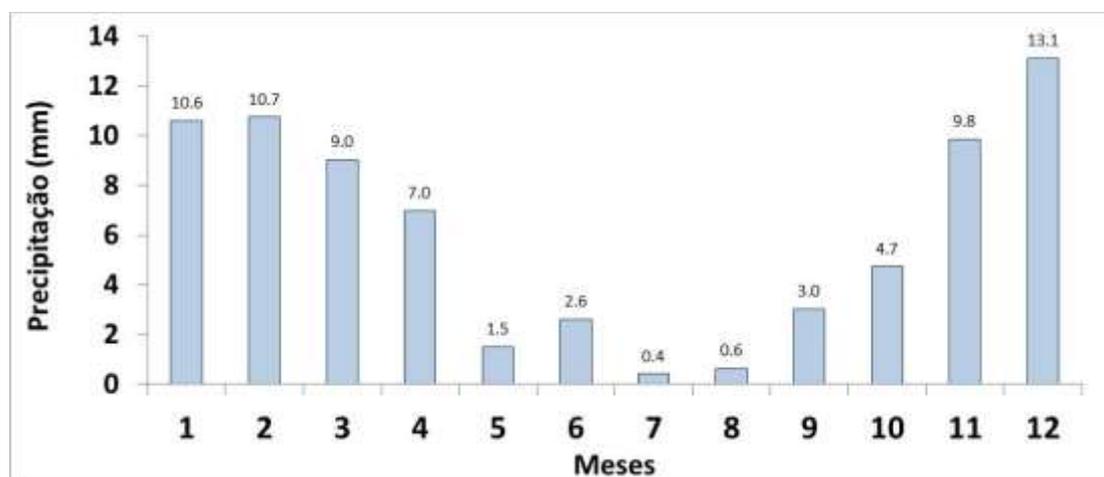


Figura 4.6 – Precipitação média diária mensal para o ano de 2013.

4.3 A RADIAÇÃO SOLAR E INFLUÊNCIAS SOBRE OS PARÂMETROS MICROMETEOROLÓGICOS

A irradiação solar no Topo da Atmosfera (R_0) compõe de toda energia eletromagnética com características que antecedem ao contato com a magnetosfera da Terra e apresenta ciclo diário e sazonal, análogo entre os ambientes heterogêneos estudados.

A área de campos recebe os primeiros raios solar do dia com relação à floresta por se encontrar mais ao Leste, que ao final do dia escurece primeiro. A diferença da radiação (R_0) entre campos e floresta é positiva pela manhã de 1,75 W.m⁻², diminuindo gradativamente até no final da tarde quando a floresta recebe os últimos raios solares e a diferença atinge -2,5 W.m⁻² nos meses de outubro, novembro, dezembro e início de

janeiro. Com o passar dos meses do ano civil, a diferença pela manhã aumenta nos primeiros horários e em julho apresenta diferença máxima de $2,5 \text{ W.m}^{-2}$ chegando a $-1,5 \text{ W.m}^{-2}$ no período do final da tarde (FIGURA 4.7 A e B).

Em média, a variação da R_o entre a máxima e a mínima anual para as áreas de campos e floresta é de até $236,4 \text{ W.m}^{-2}$ e $237,3 \text{ W.m}^{-2}$, respectivamente. Atinge o máximo de 1.380 W.m^{-2} em dois momentos do ano, ambos entre 12hs:00min e 12hs:30min horas local nos meses de dezembro e fevereiro, quando o sol se posiciona e irradia a região do hemisfério sul e quando ocorre o retorno para irradiar o hemisfério norte, durante o período do solstício de verão no hemisfério sul em aguardo da chegada do equinócio de outono.

Entre os ambientes de campos e floresta, a somatória diária da radiação recebida no topo da atmosfera no ano de 2013, diferiu pouco, sendo integrados em $13.120 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ nas áreas de campos e $13.119 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ na área de floresta.

Durante os meses de outubro, novembro, dezembro, janeiro, março e abril são identificados valores pouco abaixo da máxima que ocorre em fevereiro, coincidindo com o verão austral no hemisfério sul, quando decorre o período de chuvas na região sul da Amazônia.

Os dias do período do verão austral apresentam maior tempo de insolação, de no máximo 12 horas e 22 minutos. Integrando a radiação diária mensal, o mês de fevereiro apresenta a maior quantidade de radiação acumulada de $38,7 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$.

O menor valor máximo detectado da R_o foi de 1.140 W.m^{-2} , entre meados de junho e julho, época em que no Hemisfério Norte a irradiação solar é mais intensa e sua ocorrência durante o horário de 12hs:00min e 12hs:30min horas local. Este período possui menor quantidade de horas de sol ao longo do dia no hemisfério sul, sendo o foto período de 11 horas e 37 minutos, quando o total acumulado é de $31,4 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, tendo por diferença $7,3 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$ em relação ao período de maior irradiância (TABELA 4.4).

A marcha da radiação solar é a principal condicionante a variação dos elementos micro meteorológicos em escala diária e sazonal. Durante as primeiras horas do dia é crescente a irradiância por todo o ciclo anual, tendo nos meses de novembro, dezembro, janeiro e fevereiro, às 10hs:00min da manhã, a radiação mais pronunciada com relação aos meses de junho, julho e agosto.

Os máximos em todo o ano ocorre entre 12hs:00min e 12hs:30min horas, com decaimento ao longo da tarde, com o por do sol por volta das 18hs:00min. Em termos

médios mensais, a R_o atinge valor máximo no período chuvoso (dezembro) para campos e floresta de $736,3 \text{ W.m}^{-2}$ e no período seco (julho) a mínima de $589,2 \text{ W.m}^{-2}$.

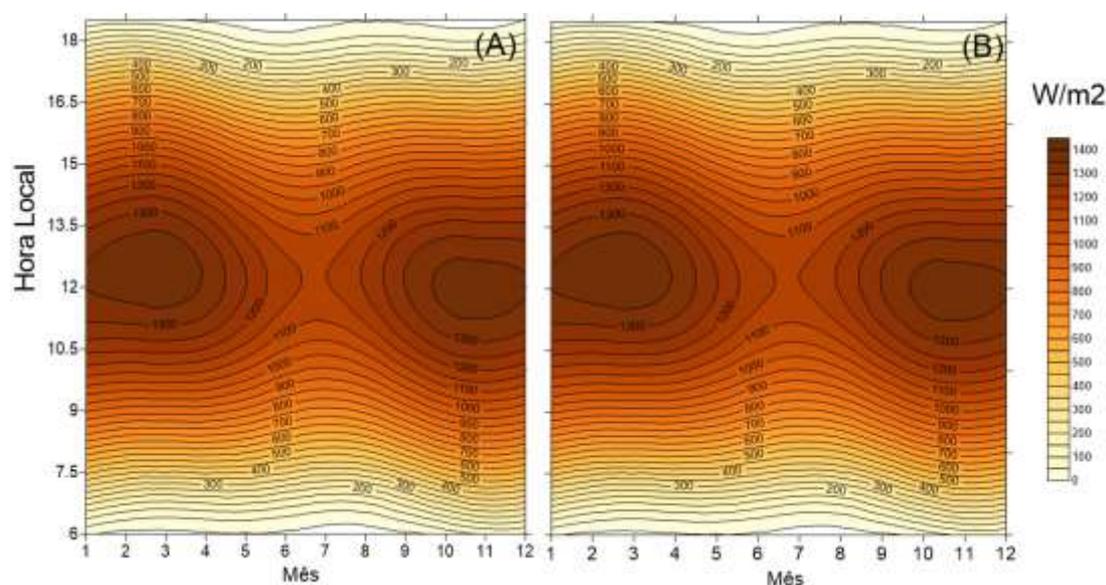


Figura 4.7 – Ciclo anual médio horário da (R_o) radiação no topo da atmosfera (W.m^{-2}) para Floresta (A) e Campos (B).

As diferenças de períodos diário e sazonal se relacionam ao movimento de translação da terra em relação ao sol e de rotação em seu próprio eixo, que devido o declinação de seu eixo de $-23^\circ 27'$, ocorrem variações espaciais de recebimento de raios solares no momento de solstício de verão quando o hemisfério sul recebe maior carga energética, e quando a Terra esta a uma distância Terra-Sol mais próxima (Periélio) em relação ao período de equinócio de inverno no hemisfério sul, quando a Terra se encontra mais afastada (Afélio) (VAREJÃO-SILVA, 2005). A atmosfera terrestre é envolvida por uma fina camada gasosa e em constante movimento, atua como sede de ocorrência dos fenômenos meteorológicos, onde partículas suspensas (aerossóis) agem como núcleos de condensação e aumentam a formação de nuvens de chuva. A radiação solar ao atravessar a atmosfera, interage seletivamente com os aerossóis presentes, resultando na quantidade, qualidade e direção dos raios de energia que chega a superfície terrestre durante o ciclo diário e sazonal (PEREIRA, *et al.*, 2007).

A Figura 4.8 apresenta o comportamento médio da radiação global (R_g) para as áreas de Floresta (A) e Campos (B) durante o ciclo anual e horário. Na floresta, em média, o mês de agosto é o que apresenta o maior valor em relação há todos os meses, quando registrou-se as 12hs:30min valor de $835,9 \text{ W.m}^{-2}$, superior a área de campos que exibiu seu valor máximo no mês de setembro de $775,9 \text{ W.m}^{-2}$ ocorrendo as 12hs:00min,

defasado em um mês com relação a floresta. Na média mensal, a Radiação Global (Rg) atinge valores mínimos durante o período chuvoso, sendo o menor valor na floresta referente ao mês de janeiro com 352 W.m^{-2} , enquanto que para os campos, a mínima ocorreu em maio, inferior a mínima da floresta que apresentou valor de $342,7 \text{ W.m}^{-2}$. Os meses de junho, julho, agosto e setembro apresentaram as maiores médias na floresta na ordem de 435, 441, 486,3 e $463,3 \text{ W.m}^{-2}$, superiores em comparação aos campos que apresentaram valores de 381,4, 409,9, 465,7 e $454,8 \text{ W.m}^{-2}$, para este mesmo período.

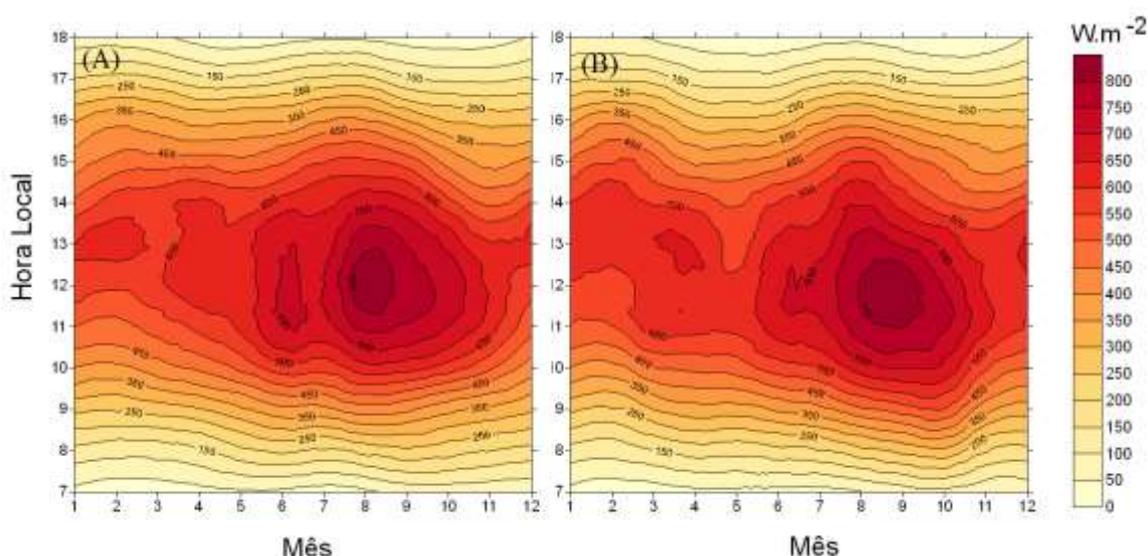


Figura 4.8 – Ciclo anual médio horário da (Rg) radiação solar global (W.m^{-2}) em área de Floresta (A) e Campos (B)

Durante o período seco, a região sul do Amazonas e norte de Rondônia é marcada por ocorrência de queimadas nos meios urbanos, em lixões, propriedades rurais e beiras de estradas. Podem ocorrer em unidades de conservação e terras indígenas de forma natural e/ ou induzida pelo homem, com maior ocorrência no período seco para o chuvoso, não havendo data para ocorrer. Nas áreas de campos naturais do sul do Amazonas, a vegetação característica de cerrado, durante a redução da precipitação e em condições de déficit hídrico, o ambiente se torna susceptível a ocorrência de fogo e adaptável a rápida regeneração (BRAUN & RAMOS, 1959). O aspecto das queimadas é documentado como gerador de aumento na concentração de aerossóis na atmosfera (ARTAXO *et al.*, 2005), que aumenta a espessura óptica, criando maior resistência a passagem da radiação, que pode ser atenuada e conseqüente menor valor de Rg medido a superfície (FEITOSA *et al.*, 1998; SOUZA *et al.*, 1997). No entanto, nesta região e neste período, a atmosfera na floresta, encontra-se mais concentrada com aerossóis em

comparação as áreas de campos, essa ocorrência devem estar relacionada à maior produtividade de vapor por evapotranspiração e de gases voláteis emanados pela floresta que formam aerossóis e massas constituintes de nuvens.

Durante o período chuvoso (novembro a abril), a radiação global pouco diferiu entre a área de campos e floresta, destacando a predominância de nuvens por toda região e praticamente ao longo do período diurno, e também noturno, conforme registros de precipitação, não havendo distinção das massas produtoras de chuva da região para este período.

Na Tabela 4.4 são apresentados os valores médios mensais de Ro e Rg integrados ao longo do dia para as áreas de floresta e campos referente ao ano de 2013. Durante os meses de janeiro, fevereiro, abril, maio, junho, julho, agosto, setembro e novembro, a radiação global na floresta apresentou valores superiores à área de campos.

Tabela 4.4 – Valores Médios Mensais da Radiação no Topo da Atmosfera (Ro) e Radiação Global (Rg), Saldo de Radiação (Rn) e Fluxo de Calor no Solo (G) integradas ao longo do dia para área de Floresta e Campos ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$)

Meses	Floresta				Campos			
	Ro	Rg	Rn	G	Ro	Rg	Rn	G
Janeiro	38,4	14,6	11,3	0,005	38,4	14,5	8,8	0,146
Fevereiro	38,7	14,9	11,6	0,006	38,7	14,7	9,6	0,147
Março	37,8	15,2	11,8	0,007	37,8	15,2	10,0	0,150
Abril	35,4	15,7	11,9	0,009	35,4	14,9	9,6	0,145
Maio	32,4	16,2	11,8	0,011	32,4	14,2	9,1	0,113
Junho	30,8	18,0	12,5	0,011	30,8	15,8	9,5	0,117
Julho	31,4	18,3	12,7	0,007	31,4	17,0	9,6	0,108
Agosto	34,0	20,1	13,3	0,018	34,0	19,3	10,8	0,149
Setembro	36,7	19,2	13,4	0,013	36,7	18,8	11,6	0,216
Outubro	38,2	17,3	12,6	0,009	38,2	17,7	10,6	0,246
Novembro	38,3	15,5	11,6	0,006	38,3	15,1	9,0	0,200
Dezembro	38,1	14,8	11,2	0,006	38,1	15,0	9,0	0,156
Média	35,9	16,7	12,1	0,009	35,9	16,0	9,8	0,158
Desvio Padrão	2,8	1,7	0,7	0,004	2,8	1,6	0,8	0,040

No mês de março, os valores foram iguais e em outubro e dezembro, os valores diários da área de campos superou em poucos pontos percentuais à floresta ($0,4$ e $0,2 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$), sugerindo a ocorrência de maior nebulosidade sobre a floresta e possivelmente maior precipitação. A somatória diária da radiação global recebida no ano de 2013 em ambos ambientes, foram de $6.083 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ na área de floresta e de $5.849,9 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ nas áreas de campos, sendo a diferença de $233,28 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{ano}^{-1}$,

aproximadamente $0,7 \text{ MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$, na média anual. A radiação global pela radiação no topo da atmosfera (Rg/Ro) representa 46,5% na área de floresta e 44,5% na área de campos.

Em termos percentuais a diferença da radiação global (Rg) entre a área de campos e floresta é de 4,2% anual com pequena variação durante o período chuvoso. Atingi maiores valores nos meses de maio (12,4%) e junho (12,3%), chegando a superar em 4 vezes a média anual e diminuindo nos meses de julho (7,2%), agosto (4,2%) e setembro (1,8%).

Na Figura 4.9, apresenta-se os cálculos da transmitância (kt) média diária comparando área de floresta e campos. Os valores de kt acompanharam o comportamento sazonal relativo ao período das chuvas, de seca e das transições. Na média mensal, a área de campos em praticamente todo o tempo se sobressai com maior transmissividade, sendo no mês de outubro, pouco superior na floresta com relação aos campos, e com maior desvio padrão nos períodos das transições e de seca, caracterizando ser o período chuvoso similar entre os ambientes.

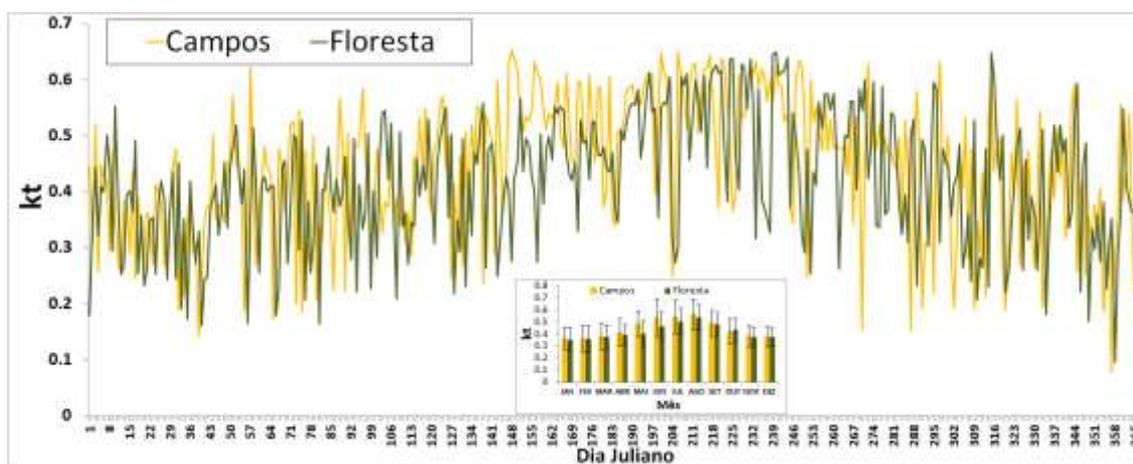


Figura 4.9 – Transmissividade atmosférica média diária durante os dias do ano de 2013 (A), e média mensal e desvio padrão (B).

PAVÃO *et al.*, (2014), estudaram a transmissividade através dos dados da PCD do INMET instalada no Colégio Agrícola em área de pastagem em Humaitá - AM e não encontraram mês no ano de 2012, valores médios de kt acima 0,6, correspondente a dias de céu claro. Comparando a região de campos e floresta em 2013, poucos foram os dias classificados como dias nublados com predominância de radiação solar ($0,55 < kt > 0,65$). Na transição do período chuvoso para o seco, as áreas de campos apresentaram mais pronunciado o valor de kt em comparação a floresta, a qual pode apresentar maiores

taxas de evapotranspiração com relação aos campos e gerar maior vapor de água que aumenta a resistência a transmissividade da radiação. No mês de maio, a transmissividade na área de floresta é mais elevada durante o período da manhã e reduz-se no período da tarde, com relação aos campos que apresenta a transmissividade crescente mais lenta ao longo da manhã e se mantém elevada até o final do dia. Na floresta e nos campos, nos meses de novembro e abril há predominância de dias nublados e com radiação solar difusa ($0,35 < kt > 0,55$) e com redução brusca ao longo do período da tarde.

Observa-se no mês de agosto, que vários dias se aproximam do limite para classificação de dias de céu claro nas áreas de campos e com menor frequência na floresta, não havendo registros de dias inteiros de céu claro ($kt > 0,65$).

Durante o período de seca, em julho e agosto, os índices de transmissividade foram os mais pronunciados e crescentes pelo período da manhã, atingindo valor de kt entre 0,55 e 0,65, e mantendo-se até o final do dia.

Na área de campos, além dos meses de julho e agosto, junho acompanha o máximo horário, com oscilações ao meio dia, provavelmente por influência de eventos de precipitação, atingindo ao final do dia valor superior a 0,5. No mês de setembro o kt se eleva mais rapidamente pelo período da manhã na floresta com relação aos campos, com redução em ambos os ambientes no período da tarde (FIGURA 4.10).

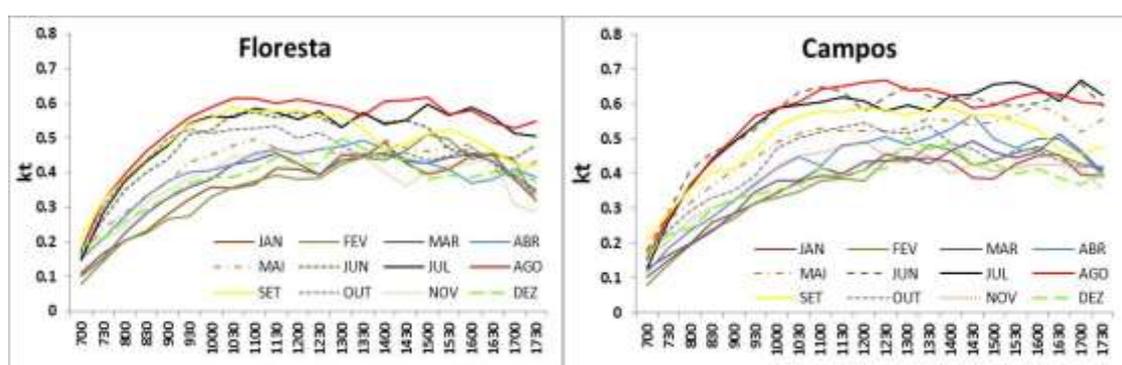


Figura 4.10 – Transmissividade (kt) média horaria mensal em área de Floresta e Campos

A Figura 4.11 apresenta em porcentagem a classificação dos dias quanto a transmissividade em área de campos e floresta. De novembro a maio que compreende o período chuvoso e a transição do chuvoso para o seco, mais de 20% dos dias são classificados como nublados (NB). Os meses de janeiro, fevereiro, março, setembro e outubro foram superiores os dias (NB) em área de floresta com relação aos campos, e os

meses de abril, maio, junho, julho, foram superiores os dias nublados (NB) na área de campos com relação à floresta. Com exceção dos meses de julho e agosto, todos os 10 meses apresentam mais que 50% dos dias com céu parcialmente nublado e com predominância difusa de radiação solar (PND) nos dois ambientes. Sendo março e junho os meses que apresentaram as maiores percentuais de dias PND, correspondente a 83 e 86%, na área de campos, ao passo que na floresta os máximos ocorrem em abril (79,2%) e janeiro (73,2%). No mês de junho, essa classificação PND para os campos pode ter relação com massas de poluentes oriundos das queimadas que dificultam a passagem da radiação.

Durante o período chuvoso, é baixa a ocorrência de dias com céu parcialmente nublado com predominância da radiação solar (PNR), não ocorrendo em janeiro, sendo crescente e pronunciada na área de floresta a partir de maio, atingindo seu máximo em agosto e voltando a reduzir em setembro. Na área de campos, nos meses de fevereiro, março e abril não é identificada a ocorrência de dias PNR, sendo detectado no mês de maio e junho e mais pronunciado em julho e agosto com redução em setembro. Dias de Céu Claro (CL) não foram identificados em escala média diária, no entanto momentos horários instantâneo identificam a classificação de CL tanto na floresta como na área de campos.

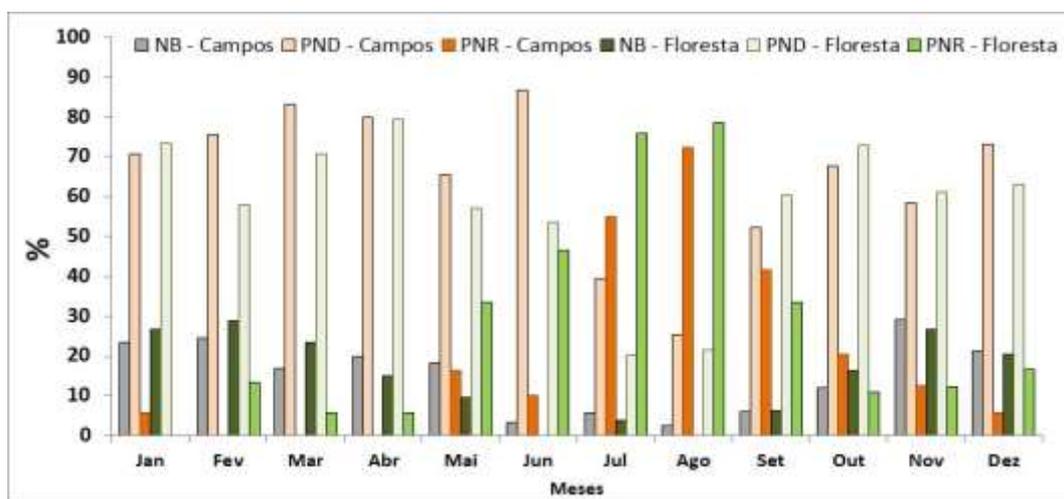


Figura 4.11 – Porcentagem mensal do índice de transmissividade médio diário. Nublado (NB); Parcialmente Nublado com predominância difusa de radiação solar (PND); Parcialmente nublado com predominância da radiação solar (PNR); Dia com Céu Limpo (CL), em área de Campos e Floresta.

Parte da energia que chega ao planeta Terra fica retida e dissipada pelo processo de atenuação da atmosfera que se apresenta variável sazonalmente, relativa à composição

momentânea de aerossóis, vapor de água e referente aos movimentos de circulação global. Estudo em Ji-Paraná – RO, comparando a radiação solar de ondas curtas que chega a superfície (R_g) e a refletida em ondas curtas para o firmamento (Albedo), mostram que em área de pastagem, o albedo atinge em média 19% de R_g e se apresenta pouco variável ao longo do dia, enquanto que, em uma floresta, a absorção de energia é maior e o albedo é em média de 13% (MOURA, *et al.*, 1999).

Para a região de Humaitá, PAVÃO *et al.*, (2014), analisou o período chuvoso em uma região de floresta e encontrou poucas variações, com valores calculados em torno de 11%, atingindo nos primeiros horários e final do dia valores na ordem de 25 e 21 (%), respectivamente. Em análise, o albedo na formação de floresta e campos na bacia do rio Puruzinho foi calculado pela aplicação do algoritmo Sebal (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) utilizando por Imagem Landsat 5, onde foram encontrados valores de albedo na floresta de 12%, nos campos naturais de 15% e em área desmatada de 16% (TARTARI, *et al.*, 2015).

Nas Figuras 4.12 (A e B), estão apresentadas a marcha da distribuição horária e mensal do saldo de radiação (R_n) nas áreas de campos e floresta, que representa o balanço de energia de ondas curtas e longas que são interceptadas pela superfície e emitida pelos ambientes de características heterogêneas.

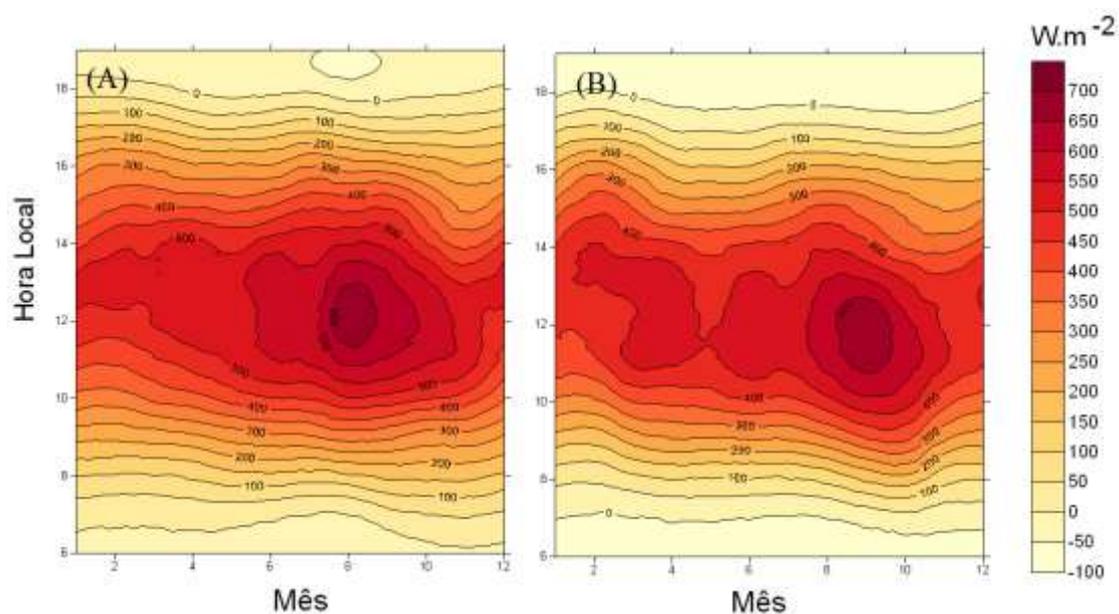


Figura 4.12 – Ciclo anual médio horário do (R_n) Saldo de Radiação ($W.m^{-2}$) em área de Floresta (A) e Campos (B)

O saldo de radiação (R_n) na floresta é superior em todos os meses quando comparado aos campos naturais. Em termos médios horários e mensal, os valores de R_n

mais elevado foi registrado no período da seca (setembro) $155,5 \text{ W.m}^{-2}$ ao passo que nos campos o valor encontrado foi de $134,1 \text{ W.m}^{-2}$.

Durante o período chuvoso, os valores médios do saldo de radiação (R_n) se apresentaram pouco variáveis, sendo registrada a mínima na floresta em dezembro com $129,4 \text{ W.m}^{-2}$, enquanto que nos campos encontrou-se a mínima em janeiro de 102 W.m^{-2} .

No mês de agosto na floresta, registrou-se o maior valor de R_n de $691,8 \text{ W.m}^{-2}$ as 12hs:30min, enquanto que nos campos o mês que registrou a máxima foi setembro as 12hs:00min com 587 W.m^{-2} , seguindo o ciclo da radiação global.

O mês de maio nas áreas de campos apresentou o menor valor máximo de R_n , atingindo 570 W.m^{-2} , e na floresta o menor máximo ocorreu no mês de março atingindo $662,3 \text{ W.m}^{-2}$.

A máxima diferença dos valores de R_n médio horário anual entre campos e floresta é de 80 W.m^{-2} ocorrendo entre 12hs:00min e 13hs:00min (FIGURA 4.12).

Na média anual, a radiação líquida da floresta corresponde a $73 \pm 3,6\%$ da radiação global (R_n/R_g), ao passo que nos campos esse percentual é menor $61 \pm 3\%$ devido o balanço de radiação ser distinto entre as áreas, com relação do aumento do valor de albedo na área de campos em comparação a floresta, conforme sugerido anteriormente.

O fluxo de calor no solo é pouco expressivo na área de floresta e apresenta na média anual, defasagem de 1h:30min para ocorrer a máxima as 14hs:00min em relação a máxima da Radiação Líquida (R_n) que ocorre as 12h:30 min (FIGURA 4.13).

Nos campos, como a radiação solar (R_g) atinge diretamente a superfície, a transferência de calor no solo por condução é imediata e apresenta seu máximo as 12h:00min não havendo defasagem como identificado na floresta.

O ciclo anual do fluxo de calor no solo segue a marcha do saldo de radiação, sendo no mês de agosto a máxima encontrada nos campos as 11hs:30min de $136,8 \text{ W.m}^{-2}$, ocorrendo 30 min antes do máximo do saldo de radiação (R_n) em virtude da condução de calor excessiva em comparação a floresta que apontou o máximo de $10,17 \text{ W.m}^{-2}$ as 12hs:00min.

A energia máxima que chega ao solo na área de floresta corresponde a menos de 2% do Saldo de Radiação (G/R_n), e aumenta de zero no período da manhã, atingindo seu máximo no período do final da tarde.

Na área de campos, o fluxo de calor no solo corresponde a aproximadamente 22% do Saldo de Radiação (G/R_n) sendo mais pronunciado no período da manhã e reduzindo durante a tarde.

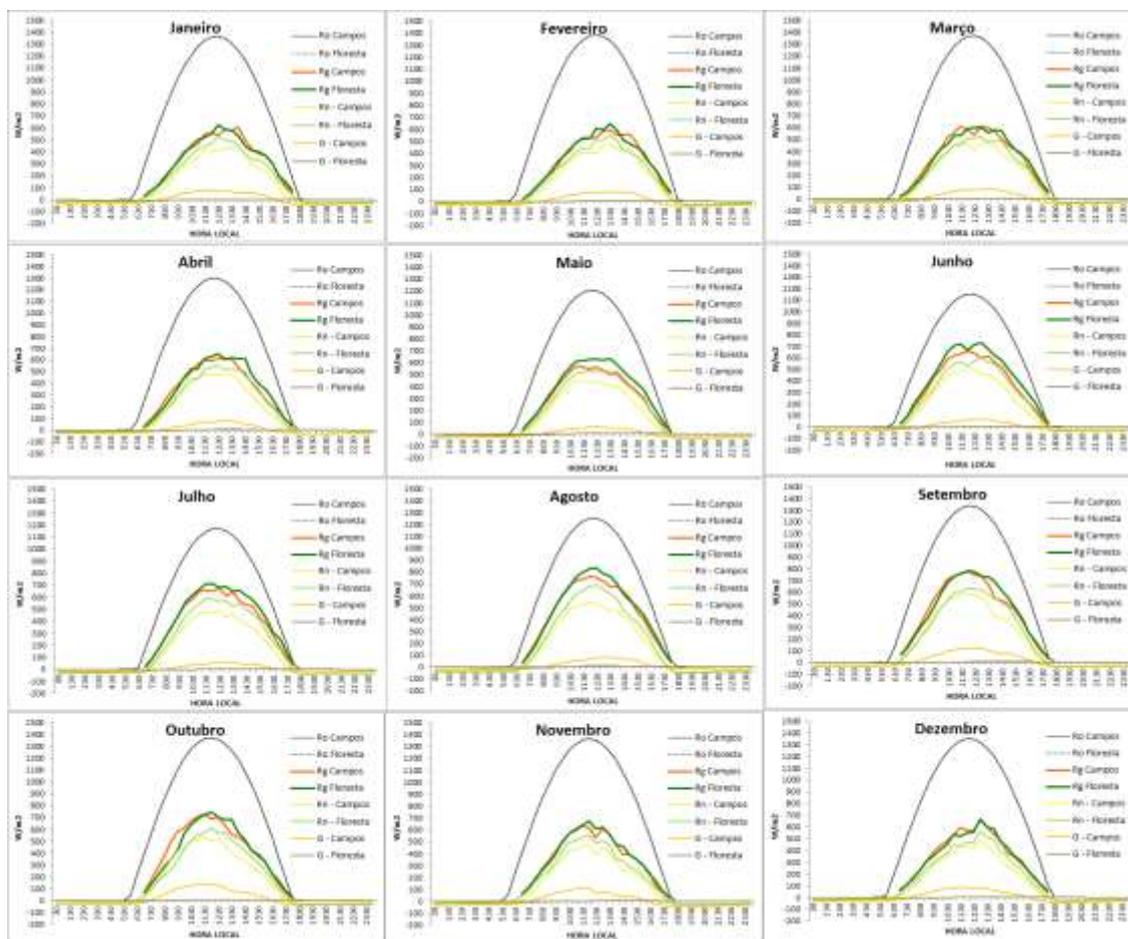


Figura 4.13 – Curso horário médio mensal da radiação solar no topo da atmosfera (R_o), radiação global (R_g), saldo de radiação (R_n) e fluxo de calor no solo (G) comprando Campos e Floresta.

Em região de floresta, devido à rugosidade arbórea que absorve, reflete, transmite e transforma parte da radiação solar no estado físico de energia líquida em calor latente, sensível, fluxo de calor no solo e para a biomassa, ocorre fluxo energético no sentido da copa para superfície, favorecendo o gradiente térmico para o desenvolvimento contínuo da fisiologia vegetal e a ciclagem de nutrientes. Este processo promove condições propícias para realização dos processos de fotossíntese e transpiração das diversas plantas em diferentes patamares de dossel, sub bosque e serapilheira que produz substâncias voláteis que contribuem em grande parte para formação dos aerossóis da região amazônica (ARTAXO *et al.*, 2005).

A copa das árvores recebe a maior parte da energia solar, onde fica retida nas folhas e galhos mais superficiais, transferindo lentamente a energia por convecção e pseudo-condução (OMETTO, 1981) para patamares mais baixos com relação à copa. Neste processo, o transito de energia atinge o solo, mudando a agitação das partículas, favorecendo a transporte molecular mais intenso ao meio dia (12hs:00min), quando a superfície deixa de transferir calor para atmosfera e passa a comportar-se como absorvedor e propagador por condução de energia para as profundidades com referência a superfície (GEIGER, 1961).

Deste modo, a floresta se comporta como uma barreira de movimentos de fluxo de ar, impedindo a troca de calor armazenada no interior da floresta entre a copa e a atmosfera. O solo retém calor, mantém e prolonga o armazenamento desta energia, tornando-o mais aquecido por maior período de tempo durante a tarde, com redução gradual durante o início do período noturno, quando volta a ser emissor de calor para atmosfera, propagando radiação na forma de onda longa e calor sensível, que irá aquecer o ar circunvizinho da superfície por difusão turbulenta de forma a contribuir para altitudes da atmosfera.

Nas áreas de campos a radiação atinge diretamente o solo desde o amanhecer, com intensidades elevadas, sendo o máximo registrado por volta das 12hs:00min, no mês de outubro, mostrando uma defasagem de um mês em relação a máxima ocorrida na floresta e, durante o período noturno, a perda de energia é mais rápida com relação a floresta (FIGURA 4.14).

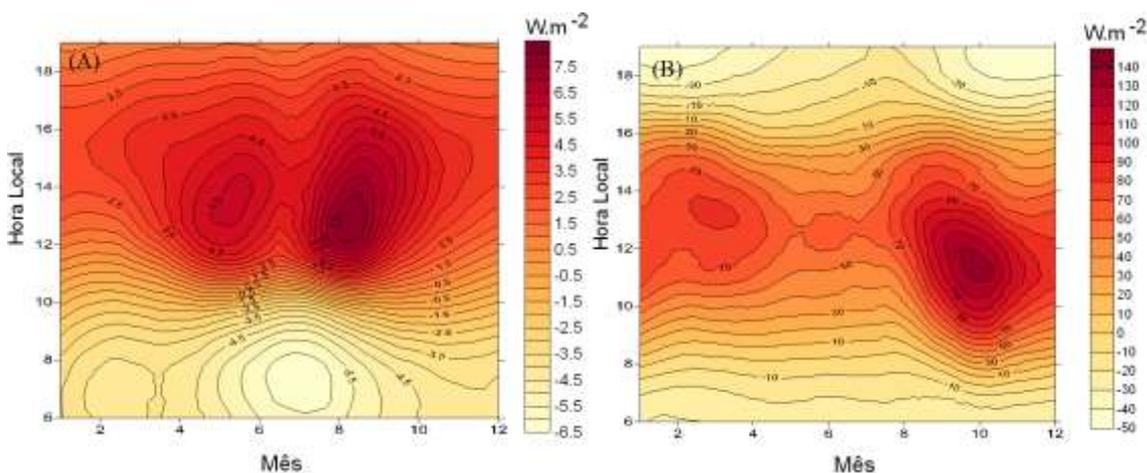


Figura 4.14 – Ciclo anual médio horário do Fluxo de Calor no Solo ($W.m^{-2}$) em área de Floresta (A) e Campos (B)

A Figura 4.15 apresenta a temperatura em perfil de altura na floresta em termos mensal médio, máximo e mínimo. Na altura de 30 m, é onde se encontra a maior

amplitude térmica, com relação a menor registrada aos 5 metros em relação à superfície. No entanto, a diferença entre a máxima e a mínima mostra que na altura de 23 m é onde ocorre a maior amplitude no mês de julho, quando ocorrem eventos de friagem, que são massas de ar de origem polar que entram pelo sul da AS e se deslocam pelo Brasil Central e atinge a região sul da Amazônia, principalmente com mais severidade durante as madrugadas.

O período em que ocorrem os eventos de friagem corresponde à transição do período chuvoso para o seco, e durante o dia recebe fortes incidências de irradiação solar que aquece a copa das árvores chegando a atingir temperatura de 39,8°C.

Elevadas intensidades de energia potencializa o processo de perda de água por evapotranspiração, já com menor quantidade de água armazenada em relação ao período chuvoso, transfere gradativamente ao longo do dia energia para as camadas mais abaixo do dossel.

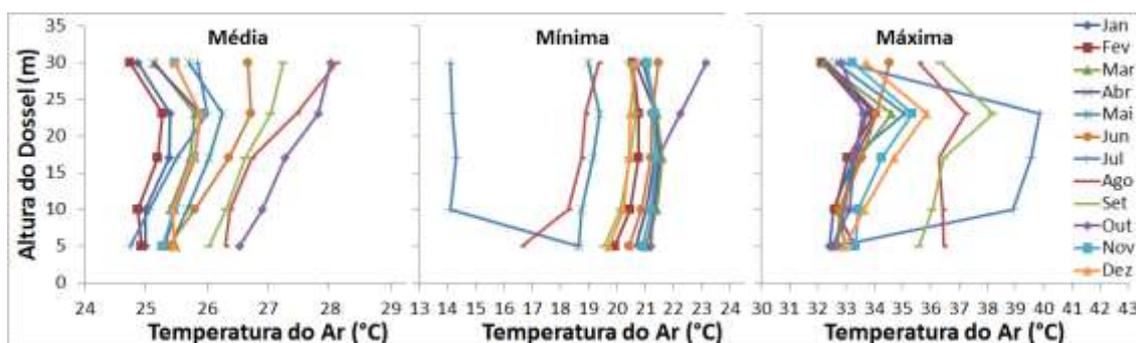


Figura 4.15 – Temperatura média mínima e máxima do ar mensal em perfil do dossel a superfície do solo na Floresta

As menores temperaturas foram registradas entre 5hs:30min e 6hs:30min pouco antes de amanhecer, sendo a menor temperatura identificada de 14,1 °C aos 10 m de altura, que não conseguiu atingir ao patamar de 5 m, onde possivelmente a transferência de calor do solo predominou, aquecendo o ar adjacente, limitando a zona de mistura neste mês entre 5 e 10 m, durante o final da madrugada.

Identificam-se na Figura 4.16 (a), que no mês de julho ocorre um resfriamento do solo decorrente contínuos dias com baixa temperatura do ar, que conseguiram superar a resistência do ar e esfriar as camadas do solo e conseqüentemente a primeira camada de ar adjacente à superfície, gerando temperatura mais baixa com relação às camadas superiores no mês de agosto como exceção, quando comparado ao mês de

setembro, que apresentaram as maiores mínimas e comportamento similares, tendo o mês de outubro o registro da maior máxima.

As médias, mínimas e máximas durante o período chuvoso acompanha um padrão, sendo marcada a altitude de 23 metros, como fronteira que ocorrem as maiores variações térmicas em todos os meses.

A serie temporal apresenta oscilações diárias durante todo o ano, com temperatura média anual em área de campos de $25,9 \pm 1,6$ °C e floresta de $26,2 \pm 1,1$ °C. As máximas temperaturas foram registradas em área de floresta durante o mês de setembro de $36,4 \pm 2$ °C e nos campos em agosto com $36,3 \pm 2,2$ °C (FIGURA 4.16 B).

A temperatura mínima registrada no mês de julho, quando esta região esta no período de seca e as massas de ar de origem polar avançam sobre a região, foi detectada na floresta de $14,1 \pm 1,1$ °C as 6hs:00min com relação aos campos de $14,9 \pm 1,4$ °C as 5hs:00min. Essa diferença de 1 hora para que a floresta recebesse a mesma massa de ar já recebida pelos campos, pode ser explicada pela resistência criada pela barreira florestal, e nos campos pelo recebimento primeiro da radiação solar nos primeiros minutos da manhã.

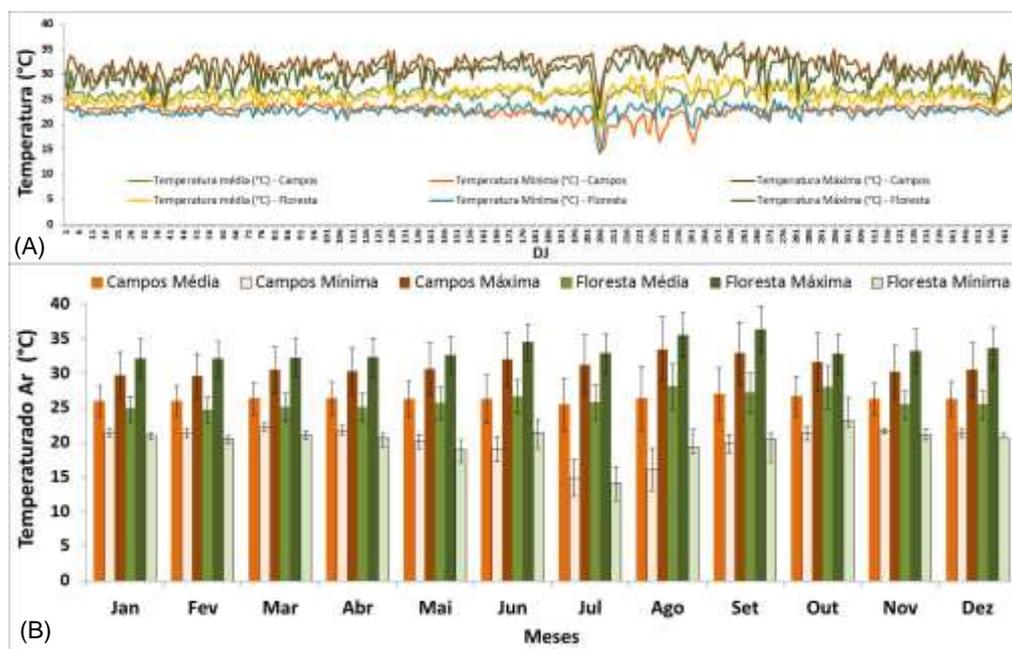


Figura 4.16 – Temperatura do ar (°C) média, máxima e mínima (A) e absoluta mensal (B) nas áreas de Campos e Floresta

Os eventos de friagem ocorrem por poucos dias na região sul da Amazônia (FISCH, *et al.*, 1998; OLIVEIRA, *et al.*, 2004).

Na Figura 4.16 (A), observam-se 5 dias com ocorrência de redução brusca da temperatura do ar, sendo a mais forte ocorrida no dia 24 de julho de 2013 que reduziu significativamente não só a mínima, como também afetou a temperatura média e a máxima do dia, tanto na área de floresta como de campos. No entanto, os demais eventos de friagem foram menos severos, influenciando mais pronunciadamente em área de campos do que na floresta.

A Figura 4.17 apresenta o comportamento da temperatura média horária mensal, para a área de Campos (4.17 A) e Floresta (4.17 B).

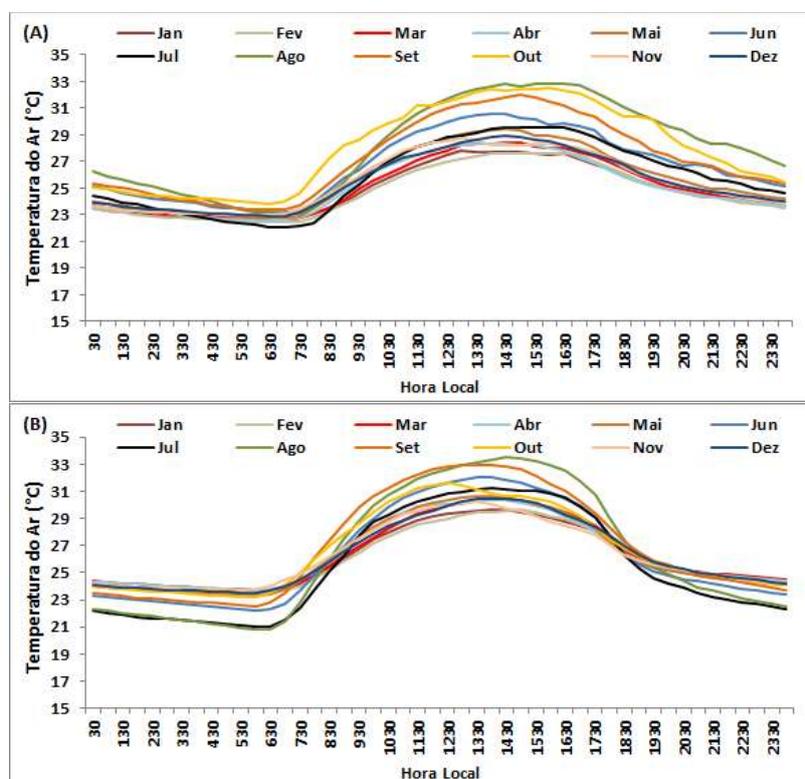


Figura 4.17 – Temperatura média mensal horária em Floresta (A) e Campos (B) Temperatura do ar e do solo

O mês de outubro apresenta a temperatura mais pronunciada no início da manhã em área de floresta, mais elevada com relação à todos os meses, e mantendo-se a energia ao longo do final da tarde, como no mês de agosto e reduzindo sua energia ao longo do período noturno a ponto de atingir sua mínima as 6hs:00min.

Esse comportamento de manutenção de calor por mais tempo, ocorre na floresta em praticamente todos os meses devido a vegetação ter maior capacidade de absorver e armazenar energia em relação aos campos que dissipa mais rapidamente, seguindo o ciclo diário da radiação solar, com redução brusca as 18hs:00min.

O comportamento da temperatura do período chuvoso segue a disponibilidade de radiação líquida e não ultrapassa em média 28°C em área de floresta, enquanto que em áreas de campos a temperatura chega a atingir 31°C.

Na floresta, ao longo do dia, observa-se que a temperatura acompanha o ciclo solar diário, e apresenta na média anual a temperatura máxima por volta das 14 horas, sendo registrada a mais elevada de 39,9°C as 13hs:30min no mês de agosto. Após o por do sol, as temperaturas caem e atingem o equilíbrio térmico por volta das 23hs:00min decaindo até o amanhecer.

Nos campos, a máxima registrada foi de 36,7°C as 15hs:30min no mês de agosto. Essa defasagem nas áreas de campos esta relacionada a forte transferência de energia do solo que esta emitindo radiação em ondas longas contribuindo para o aumento do calor sensível somada a energia disponível pelos saldo de radiação para aquecimento do ar.

Observa-se na Figura 4.18 que a temperatura do ar máxima ocorre com tempo de defasagem de aproximadamente 2hs:30min em relação à radiação global e ao saldo de radiação. Enquanto que a mínima registrada ocorre pouco antes do nascer do sol, por volta das 6:30 horas.

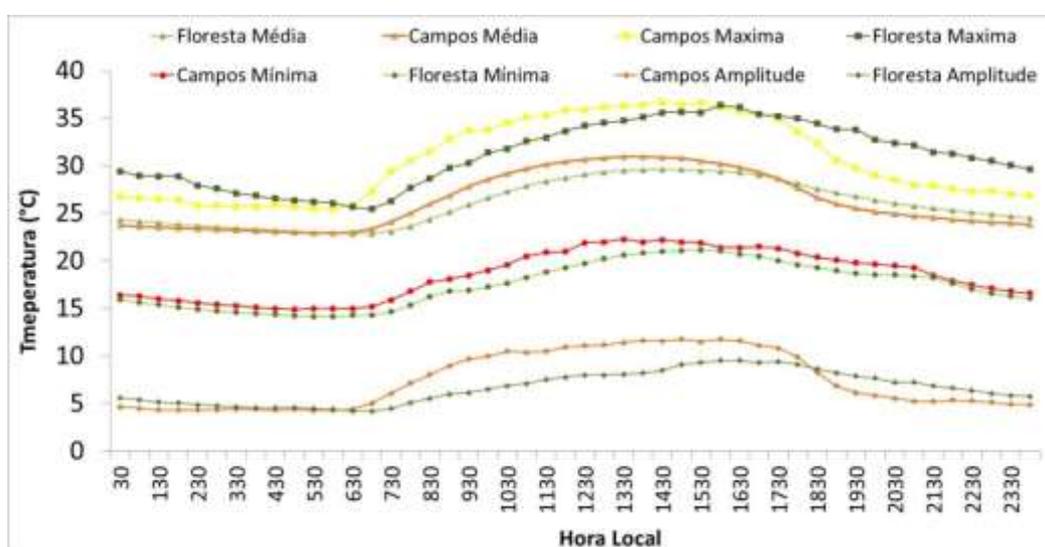


Figura 4.18 – Máximas, médias, mínimas e amplitude térmica média horária anual para áreas de Campos e Floresta

Após o amanhecer a temperatura aumenta mais rapidamente na área de campos em relação à área de floresta, a qual se mantém termicamente mais aquecida ao longo da noite com relação à área de campos que resfria mais rapidamente.

Em média, as temperaturas entre as áreas de campos e floresta são pouco variáveis, sendo mais pronunciada no início da manhã e menor ao longo da noite com relação a floresta, e em dois momentos do dia se apresentam iguais, sendo no final da madrugada (entre 5:00 e 6:30 horas) e no final do dia (18:00 horas).

A amplitude térmica entre os ambientes explica as diferenças entre si, destacando que os campos apresentam até 4 °C de diferença em relação a floresta no período diurno, e 2,6 °C nos primeiros horários da noite, e igualando termicamente no final a madrugada.

A Figura 4.19 apresenta a variação média, mínima e máxima absoluta mensal da umidade relativa do ar (UR %) para área de campos e floresta. Na média anual, a UR (%) em área de floresta é superior à área de campos em 84,2% e 80,2%, respectivamente. Durante o período chuvoso, em média, em ambos ambientes, a UR (%) é superior a 85%, havendo variações horárias, conforme ciclo diário solar, atingindo as maiores taxas próximas de 100% de umidade em praticamente todos os meses com maior variação em agosto, quando apresentam as menores taxas de UR (%) ao longo do dia, atingindo os valores mais baixos do ano em ambos os ambientes.

Nos campos foi registrada a mínima de 23% e na floresta de 27%, respectivamente, ocorrendo as 16hs:00min, voltando aumentar a umidade no período da noite, o que também é identificado pouco mais pronunciado nos meses de julho e setembro, cujos menores valores de UR (%) são identificados ao longo da noite, correspondendo a transições do período chuvoso para o seco e durante o período seco.

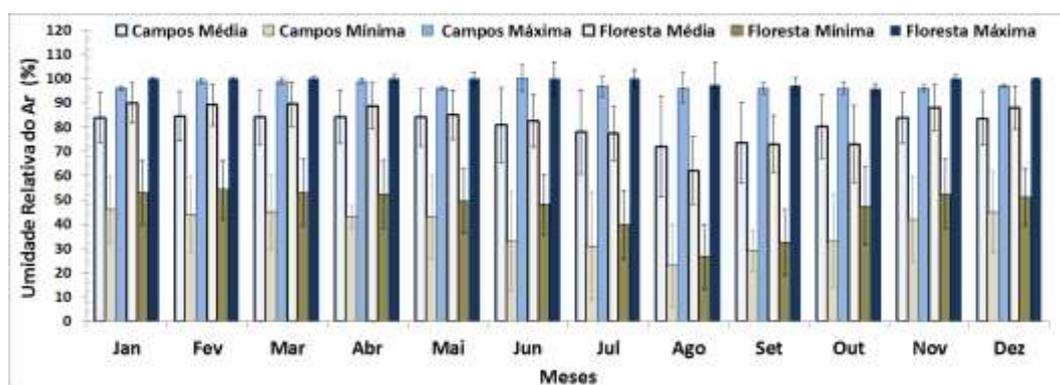


Figura 4.19 – Umidade Relativa do ar (%) média, máxima e mínima absoluta mensal nas áreas de campos e Floresta

Na Figura 4.20, é possível analisar o comportamento da umidade relativa do ar (UR%) na região de campos e florestas que se relaciona diretamente aos eventos de

distribuição pluviométrica anual. Nota-se que na área de campos, no período chuvoso, que vai de novembro a abril, o índice médio de umidade relativa do ar se mantém constante por volta de 84%.

A medida que o período seco vem se aproximando, a UR (%) apresenta regressões, atingindo baixos níveis, como no mês de agosto indicando a estiagem e déficit hídrico no solo. Na área de floresta, observa-se o mesmo comportamento, à medida que o período seco dos meses de junho a agosto vem se aproximando, e a UR (%) vai se apresentando menor.

Contudo, no período de seca, a UR (%) na região de florestas é superior do que na região de campos, devido ao processo de evapotranspiração ativo da vegetação, contribuir significativamente com vapor d'água para atmosfera.

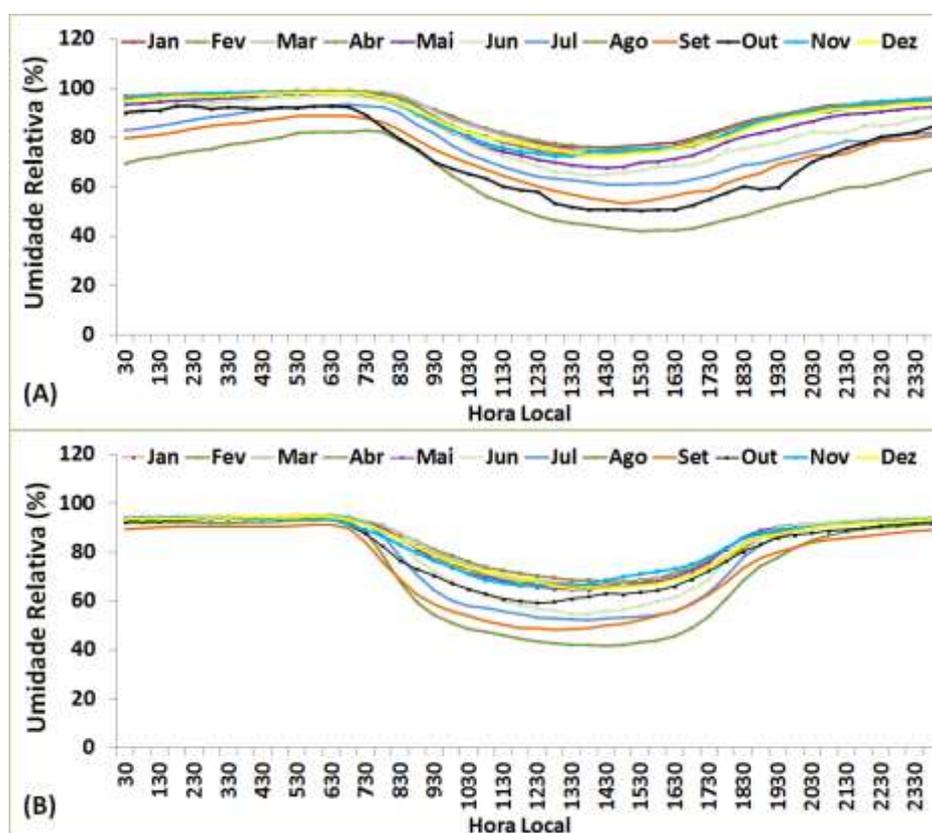


Figura 4.20 – Umidade Relativa do Ar média Horária para Área de Floresta (A) e Campos (B)

Na região amazônica prevalecem às massas de ar de origem equatorial provenientes do norte durante os períodos de verão, outono e primavera, originárias do movimento da ZCIT que se desenvolve sobre a região equatorial, conforme circulação atmosférica, decorrente a força de corioles que faz convergir os ventos trazidos das

regiões de alta pressão do hemisfério sul e do hemisfério norte a seguir na direção Oeste (NIMER, 1979).

No inverno austral, ocorrem avanços de massa de origem polar dos oceanos sob o continente da AS, trazendo massas de ar frias, que avançam rapidamente pela cordilheira na região sul. Essas massas penetram no continente e empurram as massas de ar quente continental para o norte e para o leste, chegando atingir a Amazônia ocidental e o nordeste, causando o fenômeno de friagem (FISCH, *et al.*, 1998).

Os ventos de superfície decorrem da circulação geral da atmosfera e podem ser influenciadas por fatores topográficos e de uso e ocupação da terra, variando tanto diária como sazonalmente em função da latitude e da longitude (VAREJÃO-SILVA, 2005).

A Figura 4.21 apresenta a rosa dos ventos, com a frequência média anual de direção e velocidade. Os ventos de Norte foram predominantes nos ambientes de campos e floresta, integrado as direções NNW, NW e NNE, NE, sendo na floresta também detectado os ventos predominantes vindos de W, e com menor frequência em ambos ambientes vindos do quadrante sul.

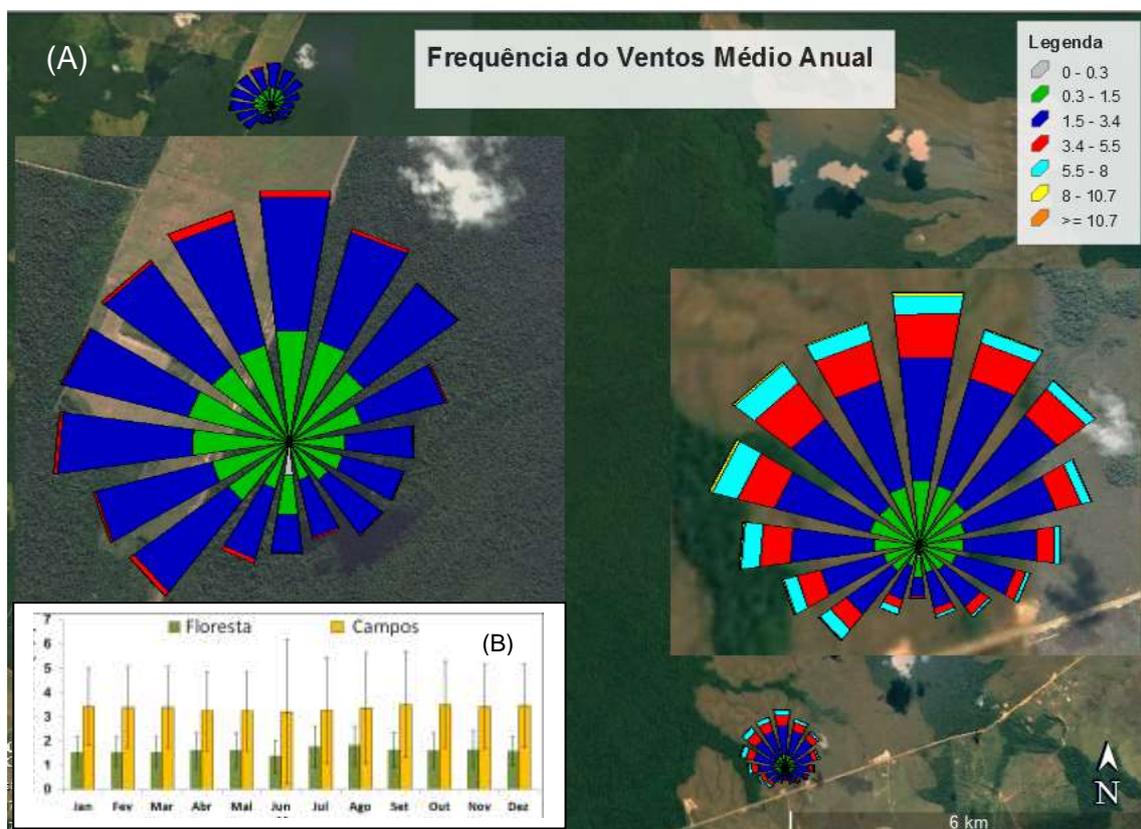


Figura 4.21 – Distribuição da frequência (%) da direção e velocidade do vento médio anual na Floresta e Campos (A). Velocidade média do vento e desvio padrão mensal para área de Campos e Floresta (B).

A média mensal da velocidade dos ventos nas áreas de campos é superior em aproximadamente 2 m.s^{-1} em todos os meses à área de floresta, com destaque para o mês de junho, onde as rajadas são intensificadas pelo aumento da amplitude térmica e da pressão atmosférica durante o período de seca, principalmente na área de campos com relação a floresta, onde também aumenta em relação a média anual.

Nas áreas de campos a direção dos ventos provenientes de N, NW e WNW apresentaram rajadas máximas de até 10 m.s^{-1} nos campos, ocorrendo praticamente em todas as direções ventos de até 8 m.s^{-1} .

Na floresta os ventos mais intensos são de $5,5 \text{ m.s}^{-1}$, provenientes do quadrante Norte (ventos de noroeste a nordeste), e do quadrante sul (ventos majoritários de sudoeste).

O mês de dezembro é chuvoso e ocorrem ventos de todas as direções na floresta, sendo predominantes os ventos de brisas leves vindos prioritariamente do NNW a NNE, havendo ventos vindos de W sendo majoritários os ventos proveniente de WSW e SW com intensidades fracas. Enquanto que nos campos há ocorrência de ventos majoritários do quadrante norte, provenientes de NW com força moderada atingindo até 10 m.s^{-1} classificado como vento fresco (FIGURA 4.33).

No mês de janeiro também chuvoso, predominam ventos vindos da região norte, nordeste e noroeste. Os ventos desviados pela cordilheira dos Andes sopram da direção NW, a WNW, compreendendo ventos de W, totalizando mais 60 % da frequência em áreas de floresta e 75% em área de campos (FIGURA 4.22).

Em área de floresta predominam os ventos de brisa leve de todas as direções, sendo a classe dos ventos quase calmos e brisas leves, mais pronunciadas vindos da direção N e NW. Os ventos fracos são registrados provenientes da direção W, SSW e ENE. Em área de campos são mais intensos aqueles vindos da direção NW, atingindo velocidades moderadas. Com baixa frequência os ventos frescos proveniente de ENE, NE e WNW. A frequência dos ventos quase calmos a brisas leves vindas de N, NE e NW correspondem prioritariamente as direções de ocorrência no mês de fevereiro e março em área de floresta, e acentuam a circulação da atmosfera pela entrada dos ventos alísios na região equatorial da AS, quando a ZCIT se posiciona mais ao sul do equador no verão austral. Em áreas de campos, em fevereiro e março os ventos são moderados a frescos, majoritariamente provenientes do quadrante norte, com destaque para ventos mais intensos da direção NW e NE (FIGURA 4.23). Na floresta, os ventos são

provenientes do quadrante norte, vindos da direção N, enquanto que nos campos ocorre maior deslocamento para direção NNW.

Durante os meses abril e maio, os ventos em áreas de campos são predominantes da região norte conforme vetor resultante. No entanto, a velocidade dos ventos vindos de norte atinge velocidades de 8 m.s^{-1} em abril e maior, atingindo 10 m.s^{-1} , o que é observado em junho nas áreas de campos. Em área de floresta, os ventos dos meses de abril e maio são brisas leves predominantes de W, WNW e NW, com padrões de ventos vindos de ENE, com maior frequência, quase calmos em todas as direções, atingindo pouca ocorrência de ventos fracos (FIGURAS 4.25 e 4.26).

No mês de junho, os ventos observados predominantes na floresta e nos campos com maior frequência são de W e WSW, classificados como ventos de brisa leve a fraco, sendo nos campos identificados ventos frescos de até 10 m.s^{-1} . Também são identificados ventos de N, NE e ENE nos dois ambientes, sendo o vetor resultante dos campos na direção NNW. Na floresta também são identificados ventos fracos provenientes da direção S e SW, sendo identificado ventos de SW nos campos, com intensidades maiores de até 10 m.s^{-1} e baixa frequência (FIGURA 4.27).

No mês de julho, os ventos provem de todas as direções sendo, majoritária a frequência na floresta ventos vindos de NNW, N e NW, com intensidades fraca. Nos campos, os ventos com maior frequência são de E a WNW, com maior intensidade na direção N e WNW. Neste mês são identificados os valores mínimos de temperatura do ar, decorrente massas de ar de origem polar trazidas pela ZCAS, quando eventos de ventos registrados vindos do quadrante Sul em intensidade fraca na floresta e nos campos com velocidade mais pronunciada atingindo até 8 m.s^{-1} (FIGURA 4.28).

Durante o período de seca no mês de agosto (FIGURA 4.29), a direção dos ventos é equilibrada podendo derivar de todas as direções, sendo na floresta, os ventos mais fracos vindos do quadrante sul, predominantes de ESE, a S e vindos da direção NEE. Nos campos, em agosto predominam ventos do quadrante norte com velocidades atingindo 10 m.s^{-1} e com grande frequência, ventos de SE, E e NE.

Em setembro nos campos os ventos são predominantes vindos de E, também vindos de WNW a NE com força de até 8 m.s^{-1} . Na floresta os ventos são majoritários vindos de NE, ENE e de SW, com maior frequência de ventos fracos da direção NNW (FIGURA 4.30).

No mês de outubro, na floresta, os ventos de brisa leve são majoritários de NE a SSE, e de SW. Nos campos, a maior frequência é de ventos moderados predominantes

de N e NNE, com velocidade de até 10 m.s^{-1} na da direção WSW e N onde há registro de rajada mais forte $> 10 \text{ m/s}$ com baixa frequência (FIGURA 4.31).

Na região de floresta, ocorrem no mês de novembro ventos em todas as direções com maior frequência de ventos fracos, como sendo os mais intensos neste mês, vindos da direção NE. Sendo os ventos calmos e quase calmos predominantes em todas as direções, sendo nos campos os ventos predominantes de WNW até o ENE (FIGURA 4.32).

Na área de campos, é evidente que o vento apresenta maior velocidade do que a área de florestas, visto que se trata de um local aberto sem resistência ao fluxo e com gradiente térmico mais intenso e flutuante do que na floresta. Os ventos na alta atmosfera fluem livremente, tendendo a diminuir suas intensidades junto à superfície. Dependendo da rugosidade, como no caso da superfície da floresta, constitui uma barreira física, havendo diminuição significativa da velocidade dos ventos com relação aos campos que impedem a dissipação do vento (VAREJÃO-SILVA, 2005).

A formação dos campos naturais constitui uma área aberta com mais de 300 km^2 e absorve grande quantidade de energia pelos solos, principalmente durante o período de seca, e em agosto é quando a intensidade de fluxo de calor é maior com relação aos demais meses, criando condições de gerar gradiente termodinâmico na atmosfera diferente do originado na região de floresta. Podem ser geradas zonas de amortecimento e interação de diferentes camadas de densidades atmosféricas de maior pressão pelo aumento da temperatura e propulsão de ar mais rápido a ponto de criar preferencialmente direções dentro do microclima dos campos naturais, principalmente associados majoritariamente aos ventos vindos da direção norte.

A torre na floresta foi instalada a 800 metros da estrada, onde existem propriedades rurais, oriundas do desmatamento e a abertura da BR 319, que possui dimensões de largura de 13 metros, contando com uma faixa de servidão de mais 15 metros que totaliza uma faixa de 30 metros que corta a vegetação em mais de 600 km ligando o sul à Amazônia central. Esta estrada pode originar um canal de fluxo de vento devido a menor rugosidade e atrito de superfície, comparado à barreira criada pela floresta densa, que impede a propagação em baixos níveis de escoamento.

Devido à radiação incidir diretamente na estrada ao longo do dia e gerar um gradiente de temperatura mais intenso e diferente da floresta, pode-se criar condições de baixa pressão com relação à floresta, sugerindo os ventos desta região ser potencializados pelo canal da rodovia sobre a região de floresta.

Nesta região, o rio Madeira possui largura de 1 km, com elevados volumes de água e cargas de sedimento em coloração barrenta, o qual demora mais para absorver energia ao longo do dia, podendo ser criada uma zona de alta pressão em relação ao ambiente de terra firme de baixa pressão, influenciando o transporte do vento do continente para o rio durante o dia. Durante a noite por permanecer mais aquecida a água do rio em relação à superfície terrestre que se resfria mais rapidamente, os polos de alta e baixa pressão podem se inverter, o que explicaria os ventos de Leste (E). Esse fenômeno é documentado como brisas fluviais em rios de grande porte na Amazônia Central por Molion & Dallarosa (1990) e Oliveira & Fitzjarrald (1993).

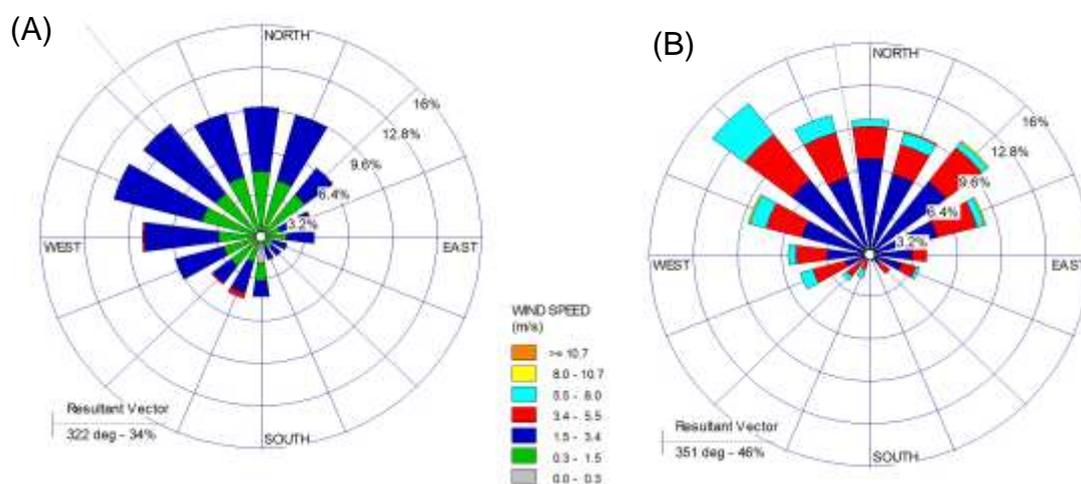


Figura 4.22 – Distribuição da frequência (%) da direção e velocidade do vento em janeiro em Floresta (A) e Campos (B)

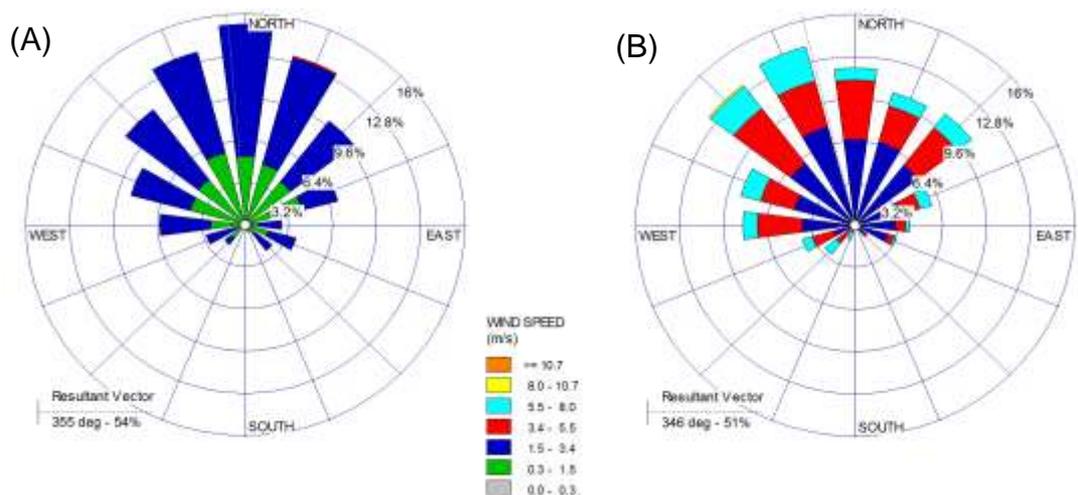


Figura 4.23 – Distribuição da frequência (%) da direção e velocidade do vento em fevereiro na Floresta (A) e Campos (B)

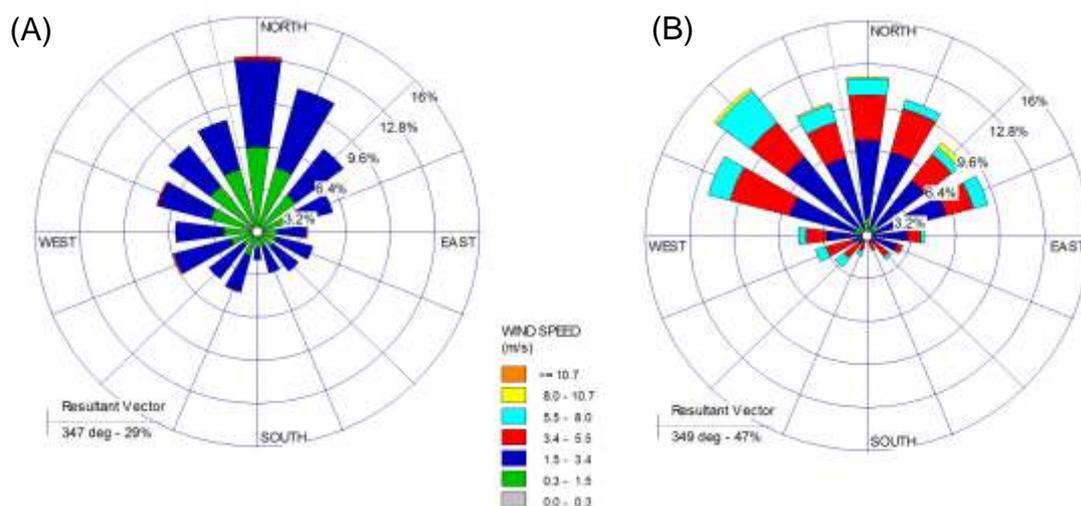


Figura 4.24 – Distribuição da frequência (%) da direção e velocidade do vento em março na Floresta (A) e Campos (B)

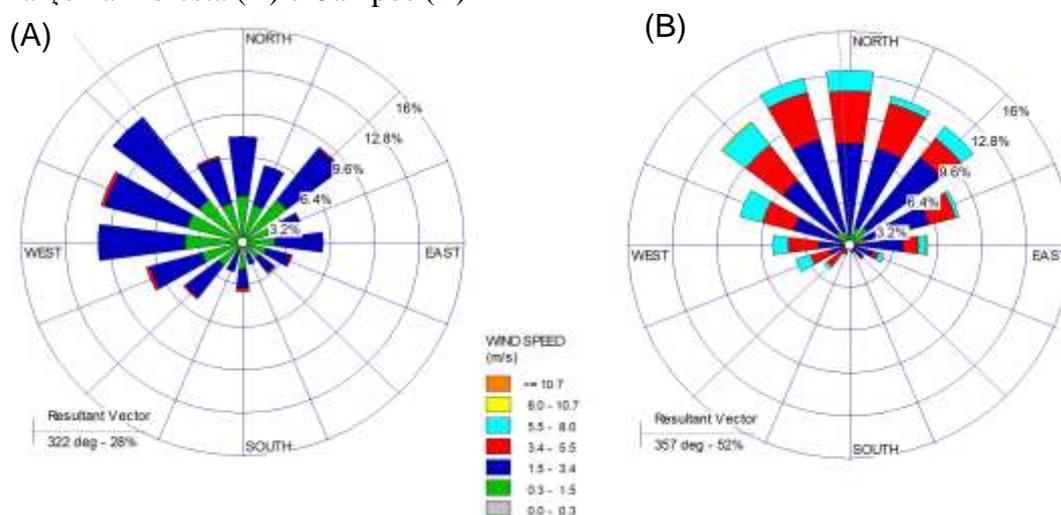


Figura 4.25 – Distribuição da frequência (%) da direção e velocidade do vento em abril na Floresta (A) e Campos (B)

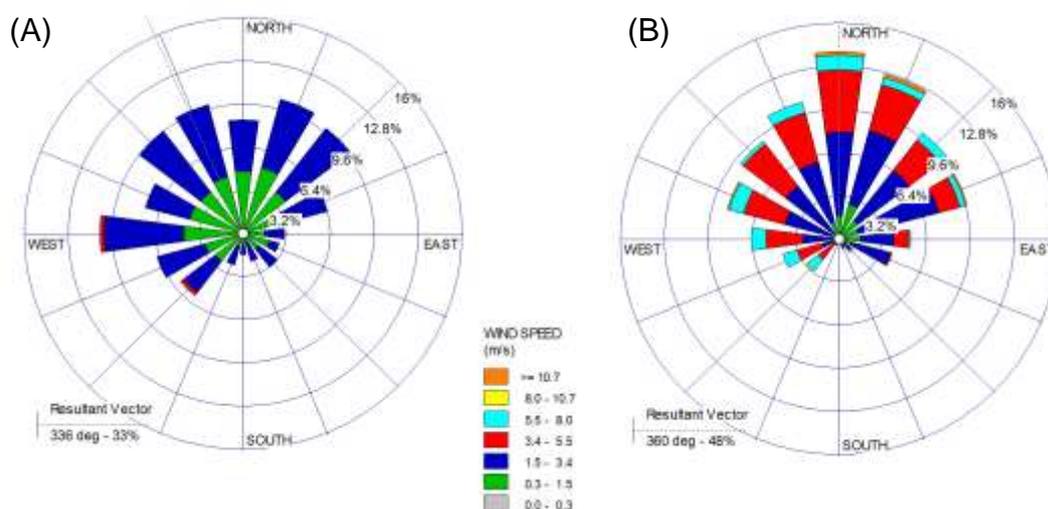


Figura 4.26 – Distribuição da frequência (%) da direção e velocidade do vento em maio na Floresta (A) e Campos (B)

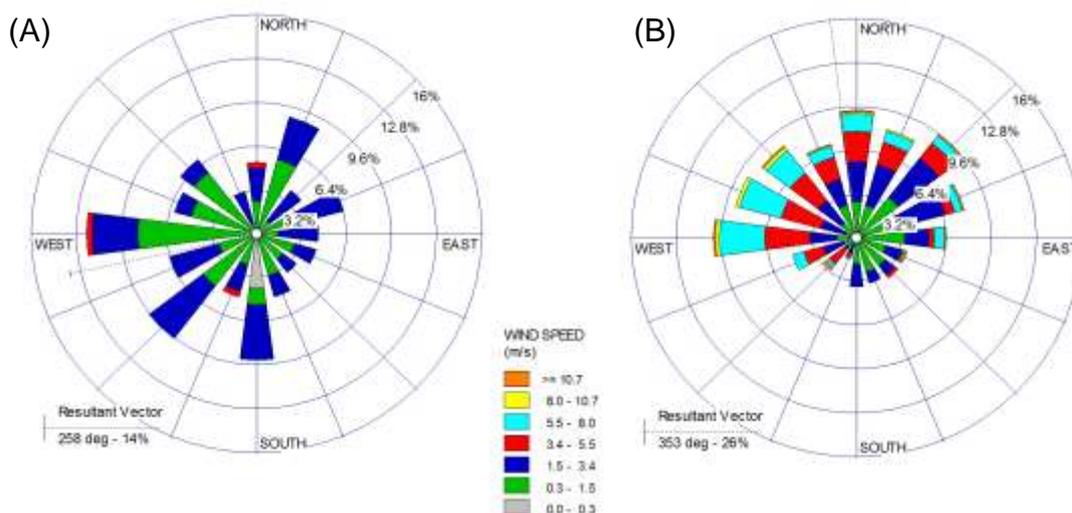


Figura 4.27 – Distribuição da frequência (%) da direção e velocidade do vento em junho na Floresta (A) e Campos (B)

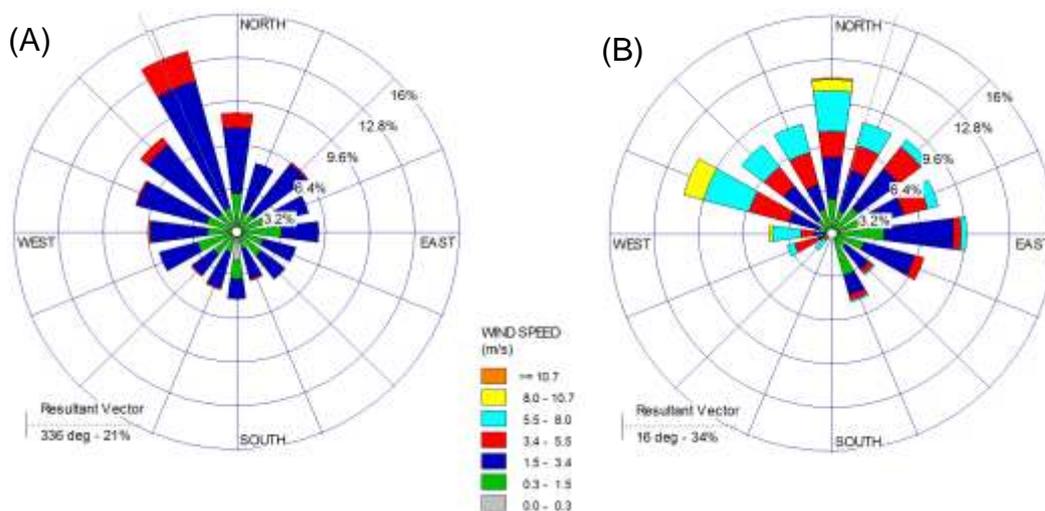


Figura 4.28 – Distribuição da Frequência (%) da direção e velocidade do vento em julho na Floresta (A) e Campos (B)

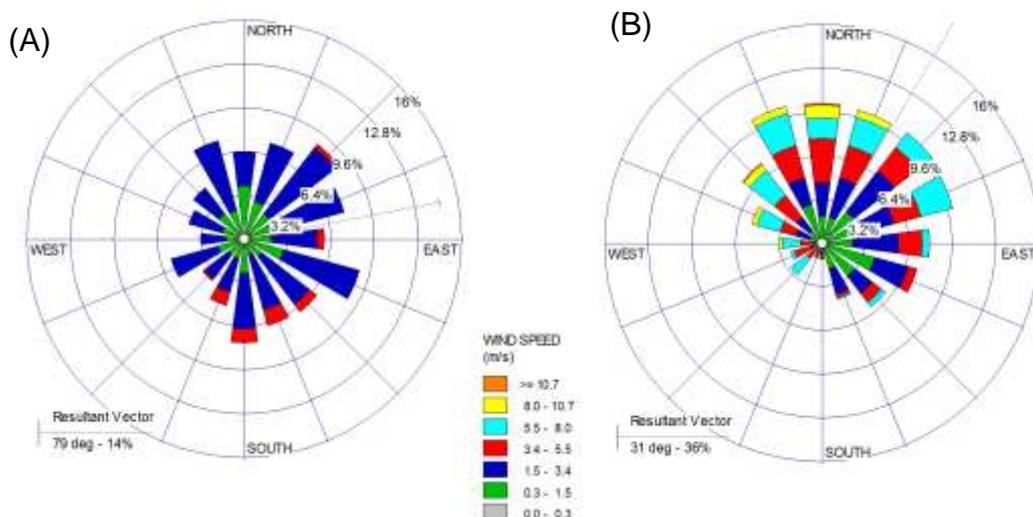


Figura 4.29 – Distribuição da Frequência (%) da direção e velocidade do vento em agosto na Floresta (A) e Campos (B)

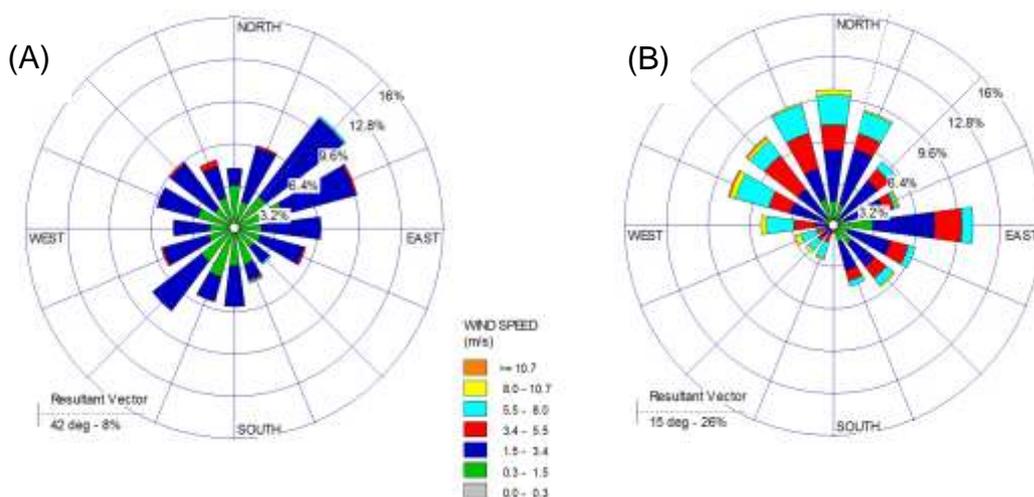


Figura 4.30 – Distribuição da frequência (%) da direção e velocidade do vento em setembro na Floresta (A) e Campos (B)

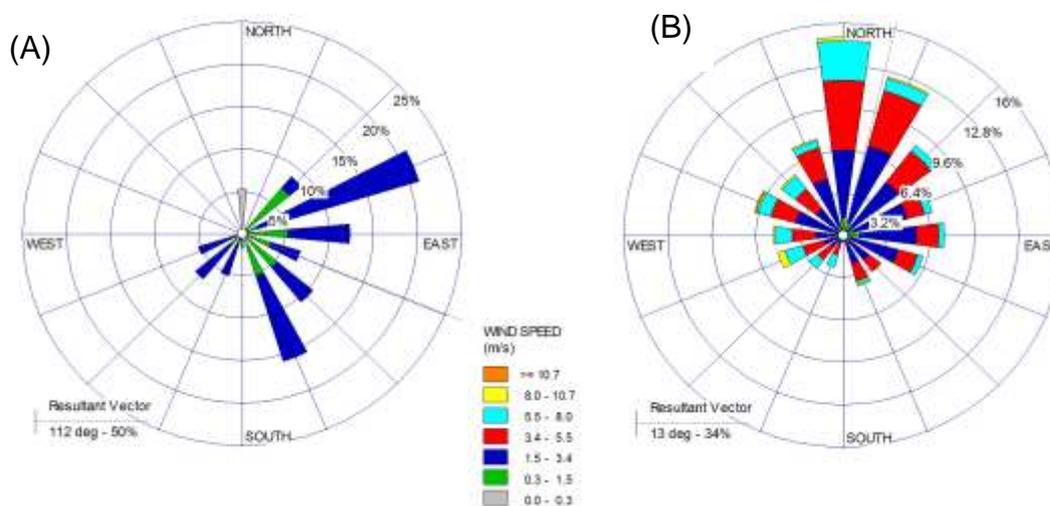


Figura 4.31 – Distribuição da Frequência (%) da direção e velocidade do vento em outubro na área de Campos

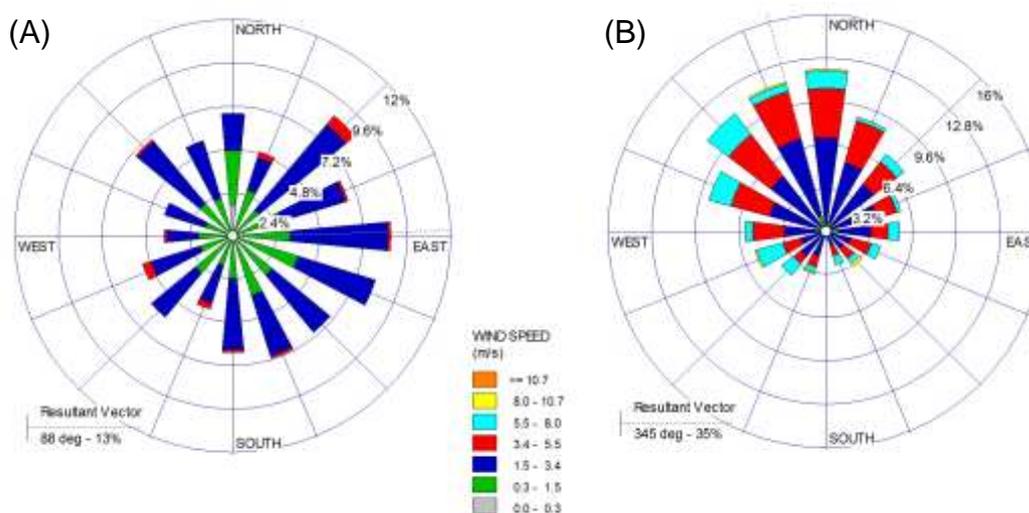


Figura 4.32 – Distribuição da Frequência (%) da direção e velocidade do vento em novembro na Floresta (A) e Campos (B)

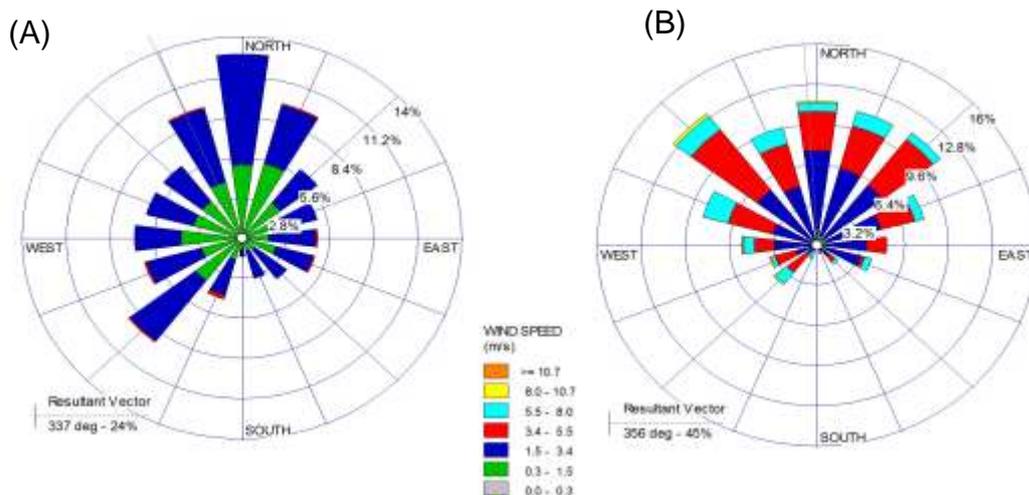


Figura 4.33 – Distribuição da frequência (%) da direção e velocidade do vento em dezembro na Floresta (A) e Campos (B)

Durante o ciclo anual, não são observadas grandes variações médias mensais na velocidade do vento. No entanto, são distintos os padrões em áreas de campos e floresta e com características de mudanças no regime dos ventos quando as chuvas reduzem, e caracterizam os períodos de transição do chuvoso para o seco, o seco e do seco para o chuvoso, quando os fluxos de energia são mais pronunciados, devido o déficit hídrico, influenciando significativamente nas maiores velocidades devido o potencial térmicos mais intenso e maiores pressões atmosféricas. A Figura 4.34 (A) mostra que os ventos na maior parte do tempo, na floresta são classificados como calmo e brisa leve, com poucos eventos fracos e moderados, sendo estes mais ocorrentes principalmente no período seco e início do período chuvoso. Nas áreas de campos os ventos fracos foram mais intensos no mês de março e durante todo o período chuvoso e ocorrendo crescentemente durante o período seco.

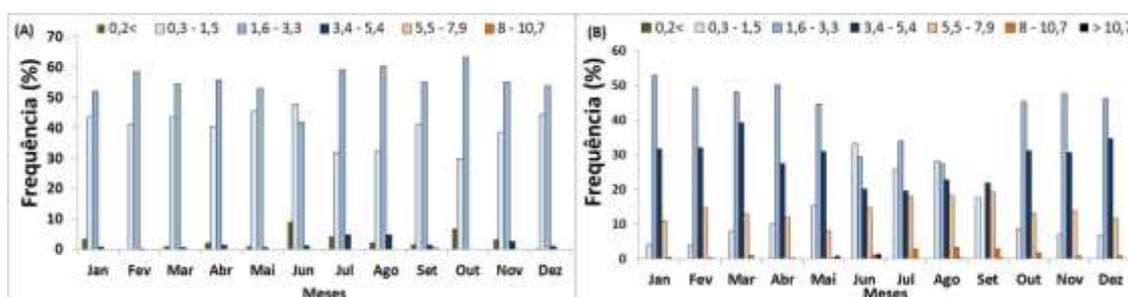


Figura 4.34 – Frequência da média mensal por classe de velocidade em área de Floresta (A) e Campos (B)

Em todos os meses ocorrem pequenas frequências de eventos entre 8 e 10,7 m.s⁻¹, sendo mais pronunciado no mês de agosto e setembro. Os ventos moderados são

crecentes durante o período seco e correspondem a aproximadamente 10 % dos eventos de cada mês. Os ventos calmos em áreas de floresta não são recorrentes nos campos. Durante o período diurno e relativo ao ciclo anual de atividade solar, tem-se que os ventos de brisa leve predominante na floresta, sendo identificado em praticamente todos os meses ventos calmo, em menor frequência, visto que os ventos quase calmos ocorrem em todos os meses, com mínima em outubro. Nos campos os ventos fracos predominaram diminuindo no mês de junho, quando há ocorrência de ventos variando a intensidade, sendo em julho, agosto, setembro e outubro os meses com maiores frequências de ventos de até 8 m.s^{-1} e 10 m.s^{-1} .

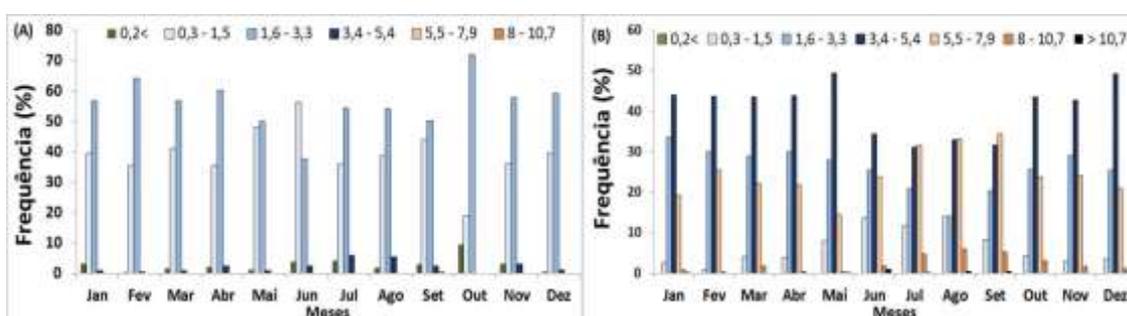


Figura 4.35 – Frequência média diurna mensal (7:00 HL – 18:00 HL) por classe de velocidade em área de Floresta (A) e Campos (B)

No período noturno, a velocidade dos ventos diminui devido à redução de energia na superfície, a qual se armazena na floresta e condiciona a dois regimes de vento, quase calmo e brisa leve, enquanto que nos campos a brisa leve é predominante. Os ventos fracos ocorrem em todo o ano, com mais frequência durante o período chuvoso e menor na transição do chuvoso para o seco. Em todos os meses em área de campos ocorrem poucos eventos de velocidade do vento entre a 5,5 e 7,9 m/s, não sendo detectado na floresta.

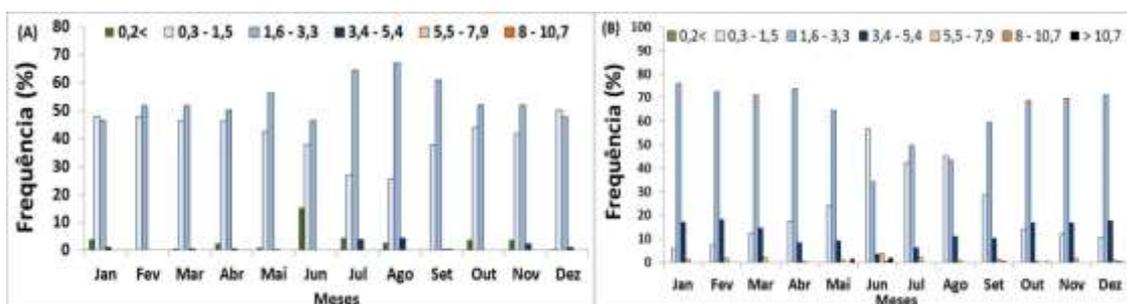


Figura 4.36 – Frequência da velocidade média noturna mensal (19:00 HL – 6:00 HL) por classe de velocidade em área de Floresta (A) e Campos (B)

4.4 EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREA DE CAMPOS E FLORESTA

Para determinação da resistência aerodinâmica (ra), foram utilizados os parâmetros descritos na Tabela 4.5, calculados conforme descrição metodológica, sendo a altura da vegetação na floresta estimada pelo DAP e na área de campos adotada conforme referências de estudos desenvolvidos nesta região.

Tabela 4.5 – Parâmetros para a determinação da resistência aerodinâmica (ra)

Parâmetros	Floresta	Campos
Altura da Vegetação - h (m)	31	1,40
Altura de Medição do Vento - z_m (m)	45,8	9,00
Plano de Deslocamento - d (m)	20,67	0,93
Altura de Medição da Umidade - z_h (m)	45	2,15
Comprimento da Rugosidade que Governa o Impulso de Transferência de Momento - Z_{om} (m)	3,81	0,17
Comprimento da Rugosidade que Governa o Impulso de Transferência de Calor e Vapor de Água - Z_{oh} (m)	0,38	0,02
Índice de Área Foliar - IAF ($m^2 \cdot m^{-2}$)	3,04	2,03

A altura das árvores nas áreas de campos variam entre gramíneas que apresentam 0,3 m, arbustos de 1,5 m e arbóreas com altura de 9 até 15 metros (VIDOTTO, *et al.*, 2007). Conforme fotografia aérea da região dos campos em transição com a floresta, a vegetação é esparsa e em galerias junto aos igarapés permanentes e temporários. Adotou-se no modelo, altura média (H) de 1,4 metros, por apresentar predominância espacial de pequenas árvores e espaçadas entre si conforme pode ser observada na Figura 4.37.



Figura 4.37 – Foto aérea das áreas de campos naturais indicando arbustos esparsos e floresta de galeria em transição entre floresta - campos, 2013.

Para área de floresta estimou-se altura das árvores (H) pelos DAP (Diâmetro a Altura do Peito), conforme o croqui de levantamento de campo com numeração de cada árvore apresentado na Figura 4.38 e resultados calculados pela Equação 3.27 e apresentados na Figura 4.39.

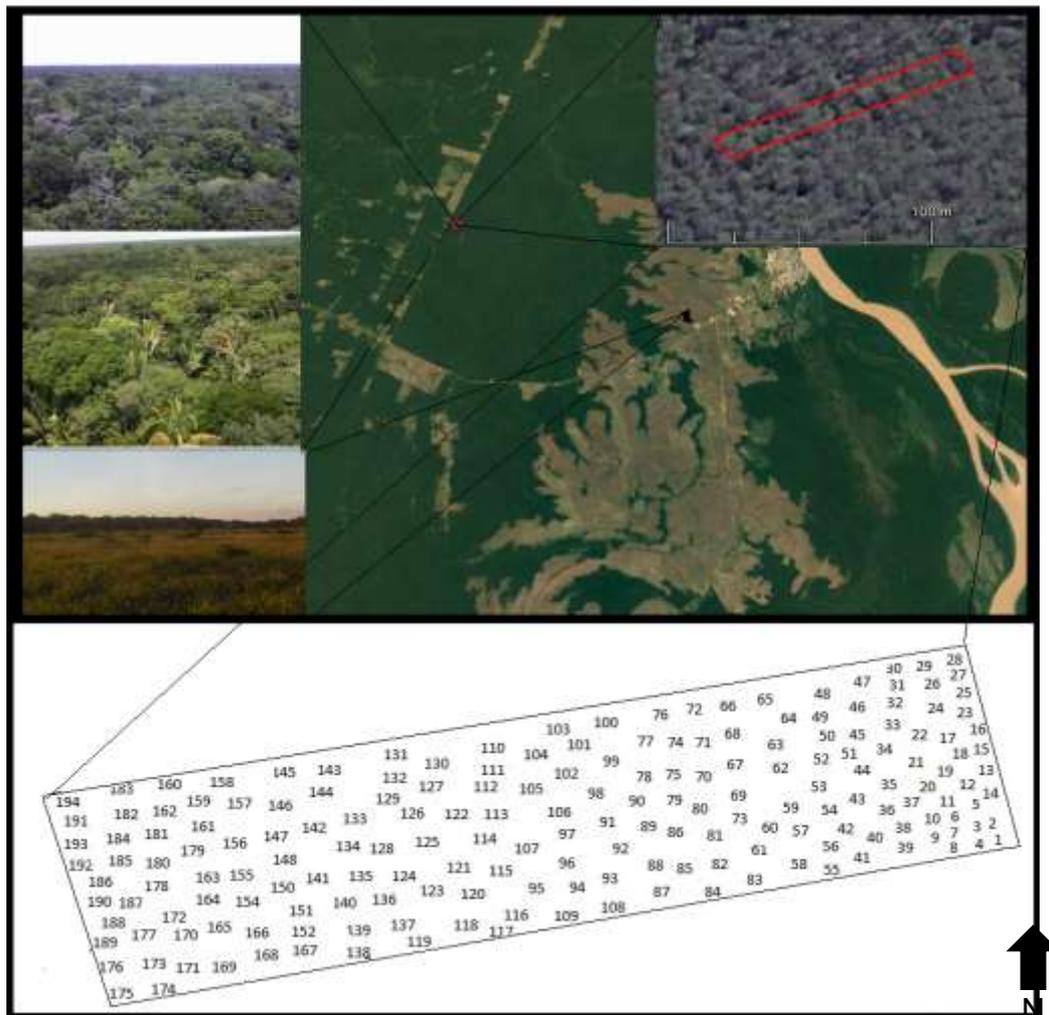


Figura 4.38 – Croqui de levantamento das árvores e medidas do DAP dentro de uma parcela de 10 m X 100 m na floresta.

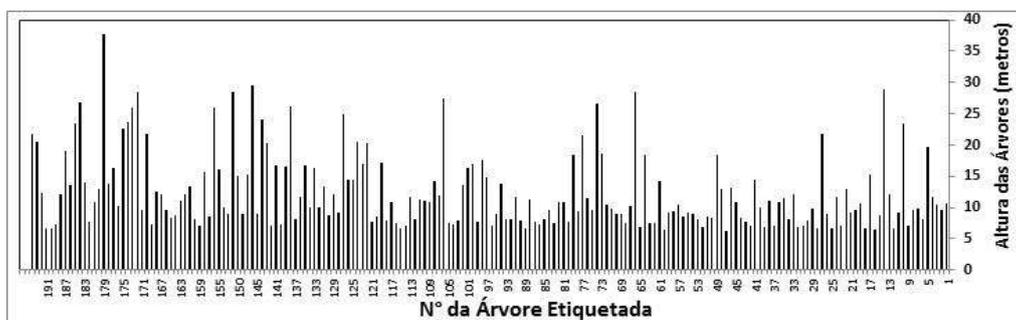


Figura 4.39 – Altura das árvores da floresta calculada pela Equação 3.27.

Conforme levantamento de Vidotto *et al.*, (2007), em áreas de campos e transição borda-floresta, os valores de altura variaram entre $10,3 \pm 2,7$ m a $14,8 \pm 6,4$.

No levantamento deste trabalho, conforme Tabela 4.6, para uma parcela de 10 X 100 m, em área de floresta densa, a frequência e a média por classe de altura apresentam árvores com até 20 m que correspondem a 86% do total.

A média entre as classes foi de $20,9 \pm 11,4$ m, sendo o maior percentual de árvores com altura menor que 13,3 m correspondente principalmente ao sub bosque.

As árvores mais altas distanciam-se entre si, com copas largas e dominam o espaço aéreo acima da superfície, absorvem energia e controlam a entrada de luz e o transito térmico para o interior da vegetação, atingindo o sub bosque e vegetação rasteira.

Para o cálculo da resistência aerodinâmica (r_a), adotou-se o valor médio superior de 32,3 m de altura, considerando que as copas apresentam proximidades entre si e o vento sofre depleção pela rugosidade desta copa densa.

Tabela 4.6 – Classes percentuais de altura das árvores dentro da parcela de 10 x 100

Classes	Nº de Árvores	Frequência (%)	Média da Altura (H) das Árvores (Desvio Padrão)
5 - 10	89	46	$8,02 \pm 1,0$
10 - 20	77	40	$13,32 \pm 2,7$
20 - 30	25	13	$24,52 \pm 3,1$
H > 30	1	1	37,7
Total	192		Média (DP) $20,9 \pm 11,4$

O saldo de radiação (R_n) e o fluxo de calor no solo (G) em áreas de campos e floresta mostram oscilações diárias e sazonais devido à influência da interação da radiação com a superfície e a atmosfera, indicando ser potencialmente maior no período seco e o saldo de radiação mais intenso nas áreas de floresta em relação aos campos.

Identifica-se que o fluxo de calor no solo é praticamente nulo na área de floresta enquanto na área campos é maior no período de transição do seco para o chuvoso, seguindo o ciclo da radiação global.

A resistência superficial (r_s), descreve o fluxo de vapor através dos estômatos, da área total e superfície do solo que segundo a equação proposta, é função do Saldo de Radiação (R_n) e o Índice de Área Folia (IAF).

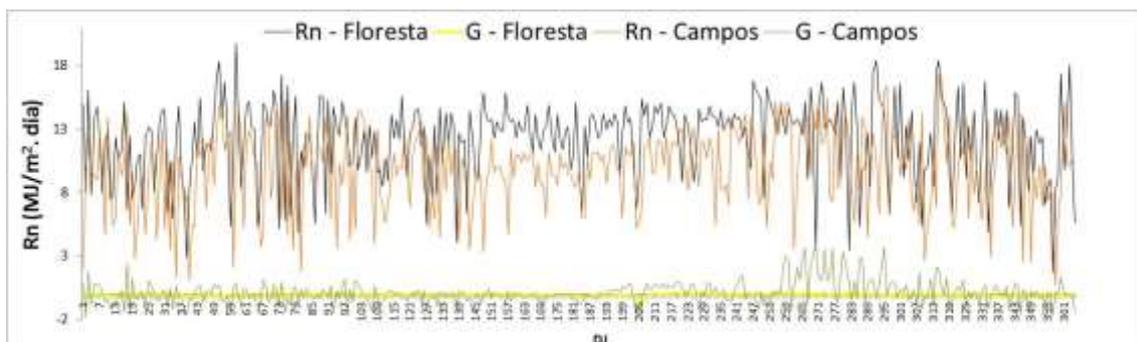


Figura 4.40 - Saldo de Radiação e Fluxo de Calor médio na área de Campos e Floresta

A Figura 4.41 apresenta os resultados de velocidade média dos ventos (m/s) e pressão atmosférica (mBar).

A variação da pressão atmosférica ocorre ao longo do dia por influência do ciclo da radiação solar que intensifica a gradiente de concentração de energia, sendo as maiores oscilações durante o período seco quando a energia superficial atinge o máximo, devido a menor nebulosidade presente na atmosfera em relação ao período chuvoso em que a fonte de calor fica retido desestabilizando o estado das moléculas das nuvens potencializando processos convectivos de precipitação.

Neste período, gradientes térmicos extremos geram maiores diferenças de pressão e variação bruscas nas velocidades do vento, associado à circulação atmosférica, e eventos como do deslocamento de massas de origem polar que avançam sobre a região amazônica, diminuem a temperatura do ar e modificam a densidade atmosférica e também a disponibilidade de radiação líquida e energia no solo.

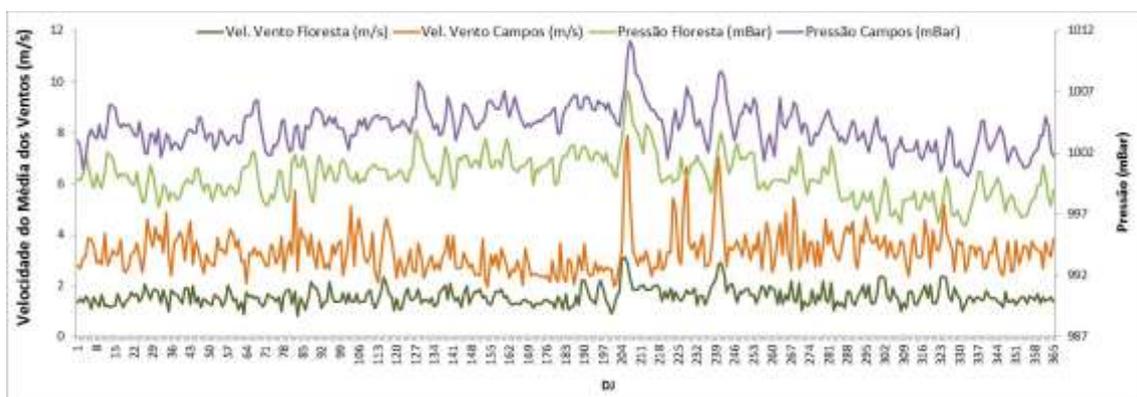


Figura 4.41 – Distribuição da Velocidade do Vento Média e Pressão atmosférica média diária

Durante o período chuvoso, observa-se que a densidade do ar é pouco variável

entre campos e floresta com média de $1,15 \text{ kg.m}^{-3}$ e máxima de $1,19 \text{ kg.m}^{-3}$, com diferença média entre a floresta para o campo de $0,015 \text{ kg.m}^{-3}$.

Na transição do período chuvoso para o seco e durante o período seco, é quando se identifica a maior densidade do ar na floresta com diferença de $0,028 \text{ kg.m}^{-3}$ em relação aos campos, que é quando a floresta encontra-se com maior atividade produtora de substâncias voláteis, aerossóis e vapor de água, com um pico de elevada intensidade que se relaciona ao evento de friagem, que reduziu bruscamente a temperatura do ar pela influência da massa densa de ar de origem polar, que elevou também o calor latente de vaporização.

A Figura 4.42, mostra que a variação do calor latente de vaporização é maior na área de floresta em média anual, sendo superior em todo o período chuvoso, com redução no período da seca, relativo ao aquecimento mais pronunciado na área de campos quando a radiação solar atinge com mais intensidade a superfície com relação aos demais períodos do ano.

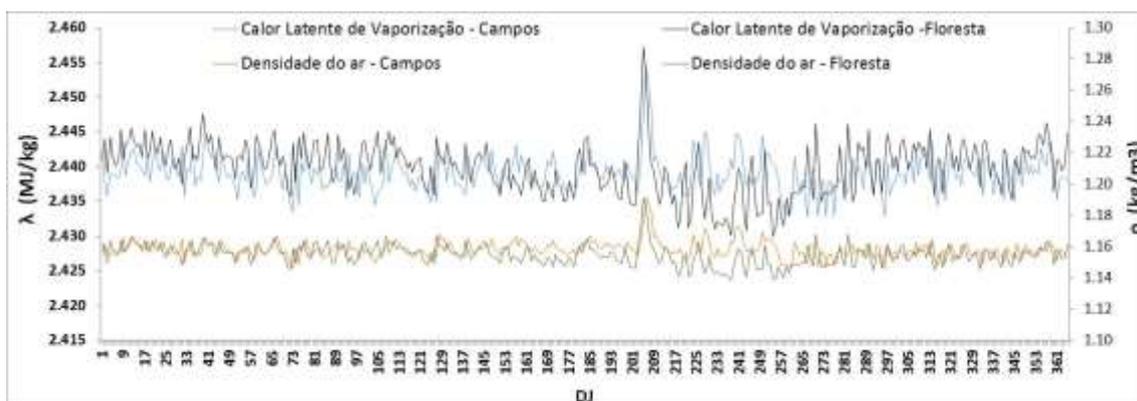


Figura 4.42 – Comparação dos parâmetros de Calor Latente de Vaporização e Densidade do ar em área de campos e floresta

A pressão média de saturação de vapor (e_s) e a pressão atual de vapor (e_a) apresentam comportamento mais intensamente expressivos no período chuvoso, atingindo (e_s) máximas de 4,5 kPa nos campos e 4,6 kPa na floresta e (e_a) média igual entre os ambientes de 3 kPa.

Para este período, quando a umidade relativa do ar é elevada e a temperatura mais amena com relação ao período seco, amplitudes térmicas mais variáveis devido a redução das nebulosidades e das precipitações, associadas as entradas de massas de ar de origem polar, modifica a composição atmosférica e determina a redução da pressão

atual de vapor (e_a) na floresta para 1,7 kPa e 1,5 kPa para os campos, e esta redução indica o ar ser mais seco nos campos que da floresta (FIGURA 4.43).

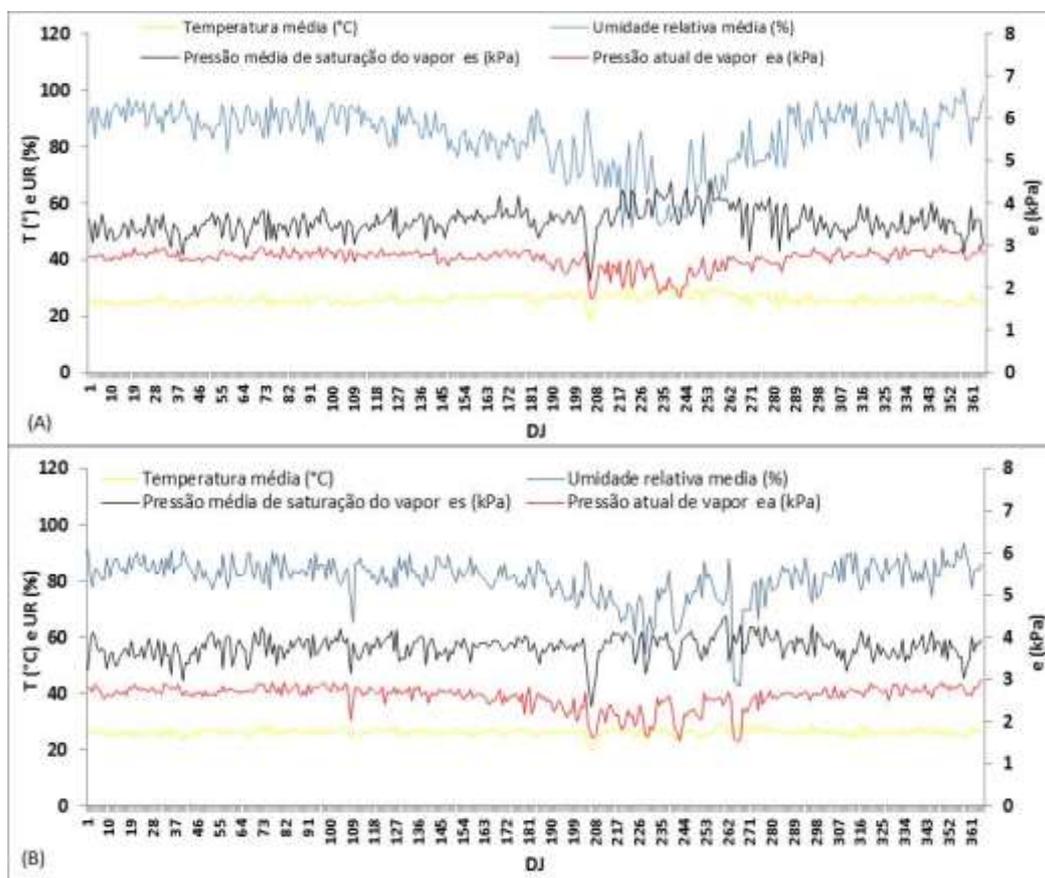


Figura 4.43 – Pressão média de saturação (e_s) e atual de vapor (e_a), unidade e temperatura do ar média em área de Floresta (A) e Campos (B)

A evapotranspiração foi superior na floresta em relação aos campos por todo o período analisado, devido à floresta apresentar maior biomassa, atividades fisiológicas e ciclagem de nutrientes potencialmente superiores em relação aos campos, no entanto, é bem expressivo o volume de água emanado para a atmosfera ao longo do tempo por estes ambientes de campos naturais.

O total de evapotranspiração gerada pela floresta foi de 1464,2 mm/ano resultando em uma média de $3,9 \pm 1$ mm/dia, e nos campos 1094,7 mm/ano relativo a $2,9 \pm 1$ mm/dia (FIGURA 4.44).

Estes valores encontrados estão dentro da faixa de estimativas encontradas para a região amazônica, sendo durante o período transição do seco para o chuvoso, identificada uma ascendência na floresta o que também foi identificado por Rocha *et al.*, (2009).

Identificou-se durante o principal evento de friagem ocorrido, a redução da evapotranspiração tanto na floresta como nos campos reduziu bruscamente. Destes totais de evapotranspiração, o percentual de que retorna para a atmosfera da área de floresta corresponde a 66,6% da precipitação total anual registrada de 2197,5 mm, e consideravelmente elevada nos campos de 49,5%.

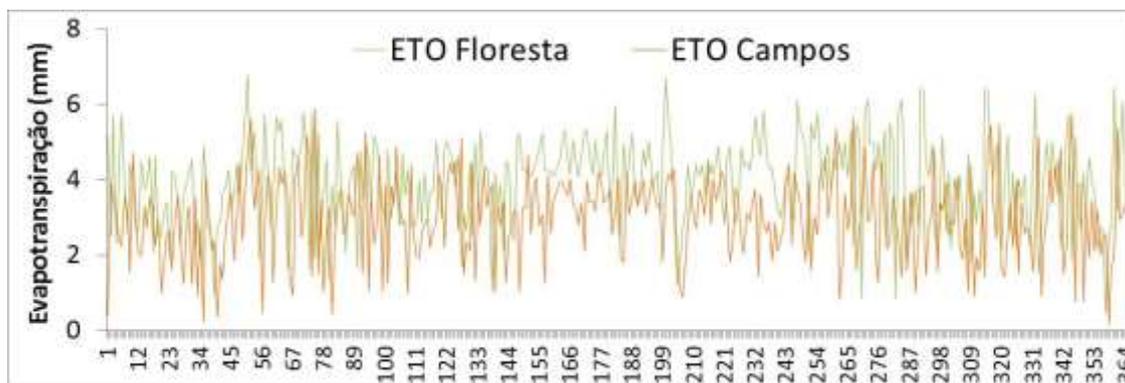


Figura 4.44 – Evapotranspiração real para área de campos e floresta

4.5 BALANÇO HÍDRICO NA ÁREA DE CAMPOS E FLORESTA

A Tabela 4.7 apresenta os valores utilizados no modelo IPH2 para simulação chuva-vazão para as bacias de campos-floresta e floresta. Foram utilizados 939 dias de registro de dados, correspondente ao dia 8/6/2011 até 31/12/2013.

Para área da bacia da floresta, adotou-se o valor de R_{max} mais alto que corresponde ao processo de interceptação que ocorre efetivamente na floresta e supostamente mais baixo na área de floresta-campos, devido o modelo ser concentrado.

O tempo de concentração utilizado apresenta maior valor para bacia de campos-floresta devido ser mais extensa e circular em relação à bacia alongada da floresta.

Conforme estudos da condutividade hidráulica dos solos (CAMPOS, *et al.*, 2011 e MARTINS, *et al.*, 2006), foi adotado valor de k_{sub} superior na floresta devido a permeabilidade ser maior que nos campos, vista que as raízes diminuem a compactação do solo e favorece a infiltração.

Adotou-se valores de I_o mais elevado na floresta devido a tendência maior de armazenamento no solo com relação aos campos que recebe intensas incidências de energia e perdas diretas por evaporação.

O parâmetro h representam a capacidade máxima de armazenamento da água no solo superior na floresta.

Tabela 4.7 – Valores dos parâmetros do modelo IPH2 para geração da série sintética de vazão ($m^3.s^{-1}$)

Estação	Unidades	Floresta	Campos - Floresta	Limites	
				Inferior	Superior
Número de Registros	Dias	939	939	-	-
Área da bacia	(km^2)	2,8	169	-	-
Área Impermeável	(%)	0	0	-	-
Coefficiente de Forma	-	1	1,5	-	-
Tempo de Concentração	(h)	0,37	19	-	-
Rmax	(mm)	9	4	1	9
Io	(mm/ Δt)	81	14	10	300
Ib	(mm/ Δt)	9,01	9.91	0,1	10
h	-	0,019	0.25	0,01	1
Ks	(Δt)	9,09	5	0,01	10
Ksub	-	10	50	10	500
Alfa	-	16.1	1	0,01	20

A simulação para área de floresta durante todo o período é apresentada na Figura 4.45 (A) e, na 4.45 (B), sendo somente a vazão do ano de 2013 utilizada no cálculo do balanço hídrico, correspondente ao período de evapotranspiração potencial calculado em campos e floresta.

Observa-se que a série simulada foi ajustada aos pontos de monitoramento, sendo notadas no período seco, vazões próximas de zero que coincidem com a realidade observada apresentada na Figura 4.57, que registra o período de vazão de cheia e quando o igarapé está seco por completo, o que caracteriza ser intermitente ao longo do ciclo sazonal.

Durante o período de 2013, na média diária da vazão calculada é de $7 L.s^{-1}.dia^{-1}$, sendo a vazão máxima simulada de $35 L.s^{-1}.dia^{-1}$ durante a precipitação máxima atingiu 129 mm e 70 mm consecutivamente.

Para bacia floresta-campos, o procedimento de ajustar a vazão simulada aos pontos de monitoramento podem ser identificado na Figura 4.47.

Esta bacia possui área de drenagem significativamente maior que da floresta, e a vazão de estiagem se mantém mínima escoando a fio d'água no ponto de monitoramento.

Este rio é classificado como perene (FIGURA 4.47), cuja vazão máxima atingiu 26.270 L/s no evento de chuva mais elevado citado para o caso da floresta.

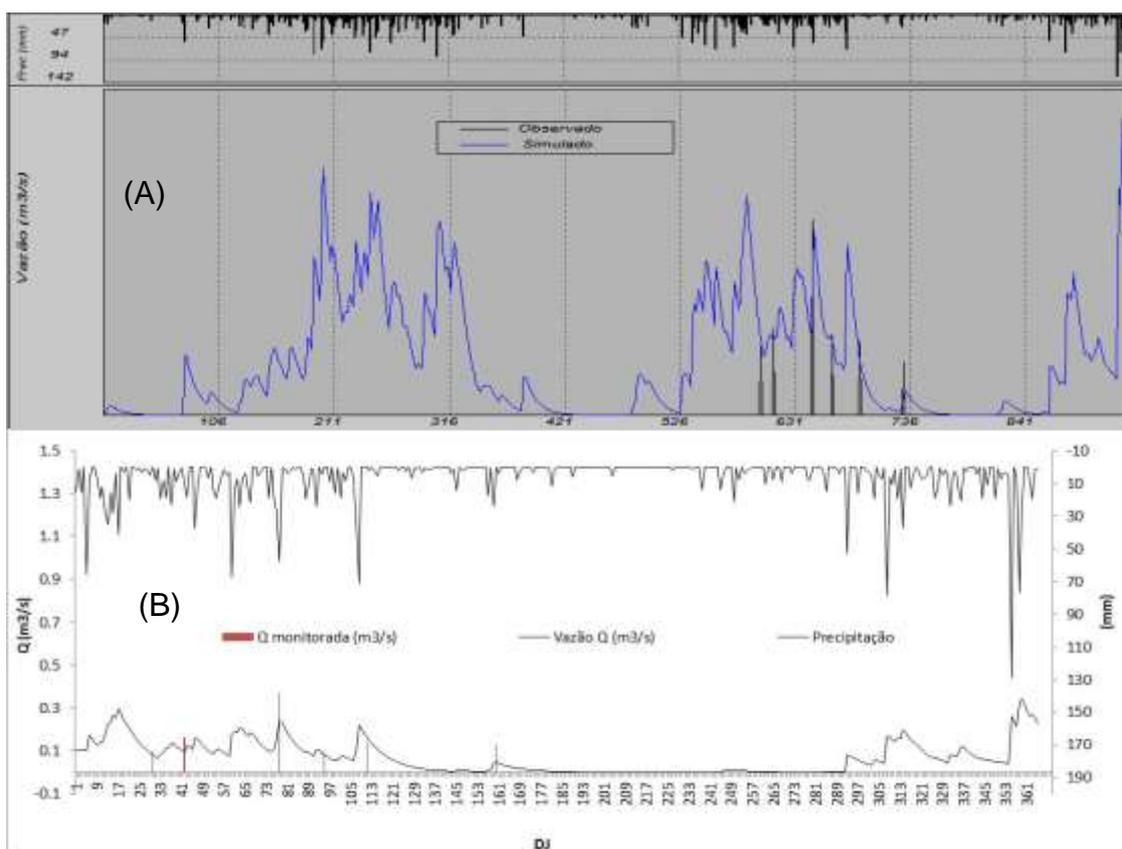


Figura 4.45 – Resultados da Simulação da vazão ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{dia}^{-1}$) pelo modelo IPH 2 (A), para o período diário de janeiro de 2011 a dezembro de 2013 (A) e, diária do ano de 2013 (B) em comparação ao monitoramento mensal de janeiro a outubro de 2013.

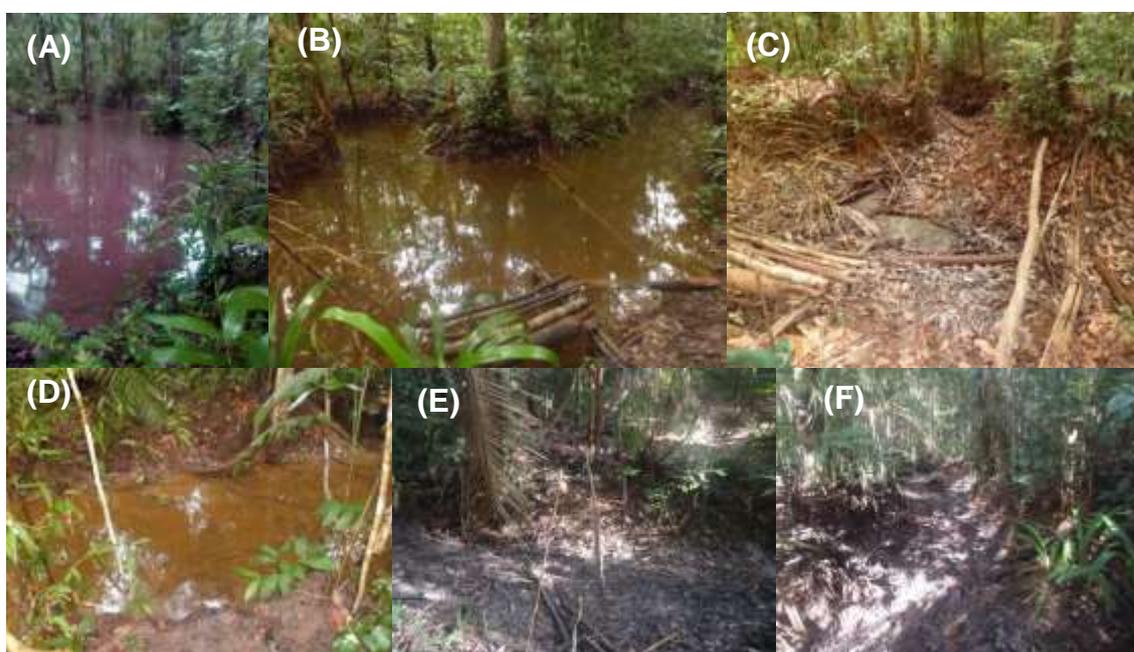


Figura 4.46 – Eventos temporais da cheia em Março de 2013 (A), em abril (B), início da seca em maio (D), e seca em Julho (C) e setembro (E, F), no igarapé intermitente de 1º ordem afluente do rio Puruzinho.

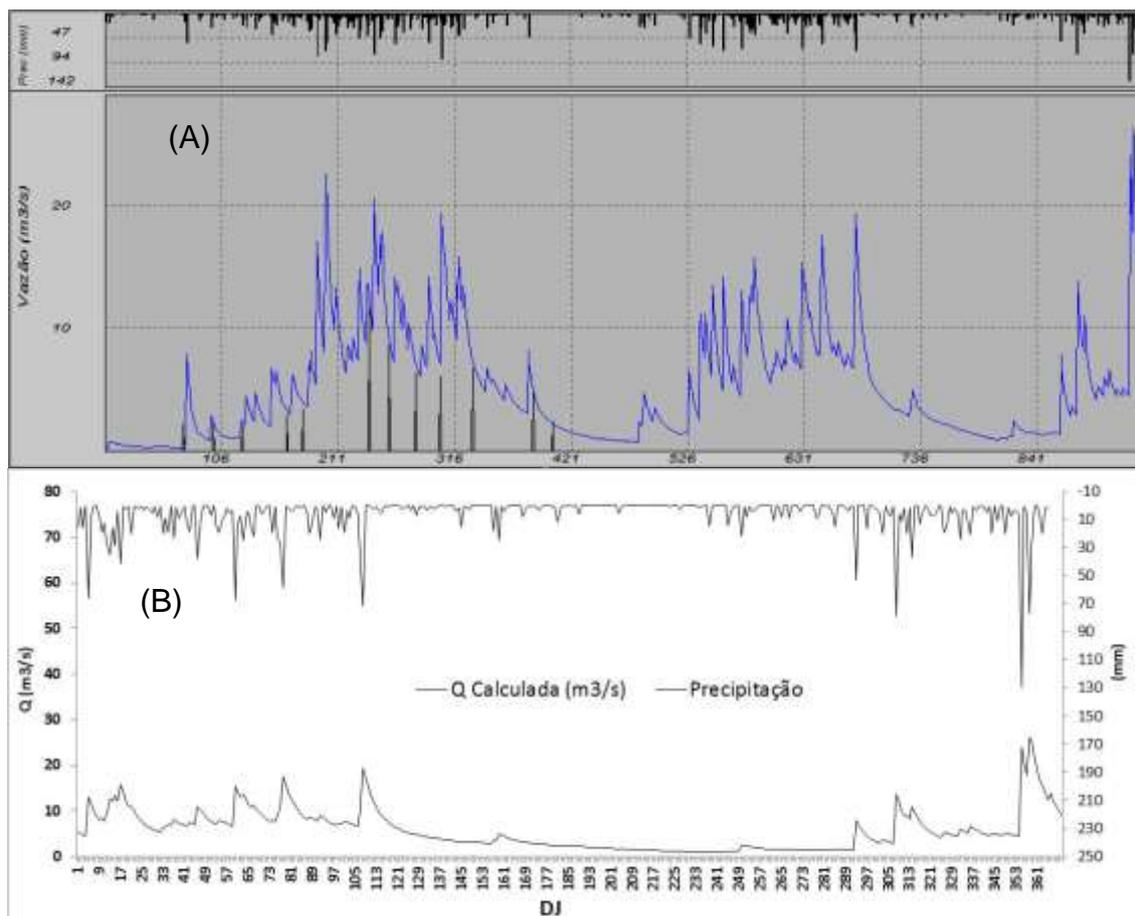


Figura 4.47 – Resultados da simulação da vazão ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{dia}^{-1}$) pelo modelo IPH 2 (A), para o período diário de janeiro de 2011 a dezembro de 2013 (A) e, diária do ano de 2013 (B) em comparação ao monitoramento mensal de junho de 2011 a julho de 2012.



Figura 4.48 - Vazão do Período de média vazão (a) e período de seca (b)

As Figuras 4.49 (A e B) e 4.50 (A e B) apresentam o balanço hídrico diário e semanal para a bacia da floresta e dos campos-floresta. Dividindo-se a vazão pela área, obtém-se a vazão em mm que pode ser comparada aos parâmetros de precipitação e evapotranspiração, possibilitando calcular a variação de armazenamento de água no solo em volume (mm). Em termos diários, observa-se que a oscilação de água acumulada no

solo pode atingir 50 mm, que rapidamente retorna a volumes negativos, devido à ocorrência constante de perdas de água por evapotranspiração somada a infiltração e a descarga (vazão). Apresentam picos momentâneos relativos às chuvas que compreendem o período de novembro a abril, sendo observado em grande parte do tempo, mesmo durante o período chuvoso, baixos volumes de água nos solos.

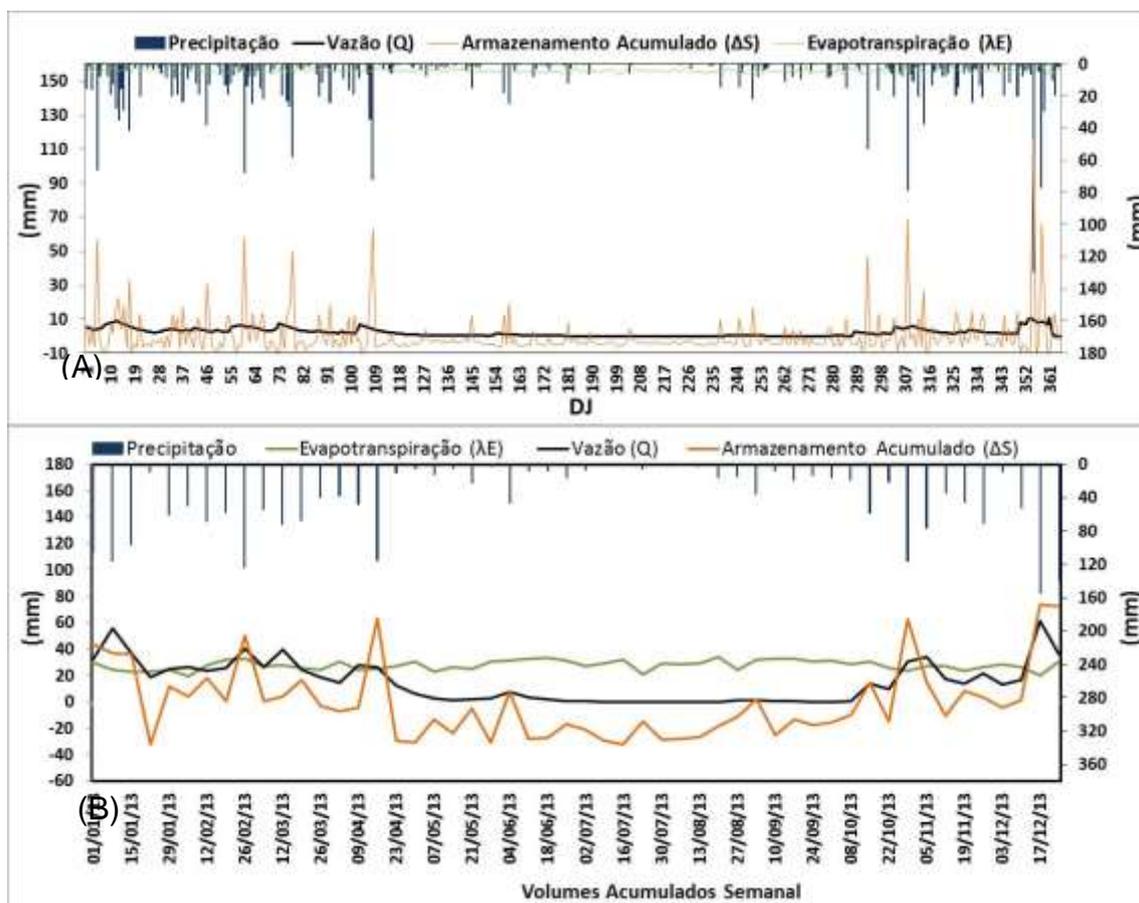


Figura 4.49 – Volumes do Balanço Hídrico Acumulado diário (A) e Semanal (B) na bacia da Floresta

Decorrente evento de chuva, a resposta de água no solo é imediata sendo mais lentamente propagada para a vazão, sendo a evapotranspiração mais acentuada no período de seca, porém constante em volumes mais elevados na floresta em relação aos campos-floresta. No início do período de transição do chuvoso para o seco, durante o período seco e parte da transição do seco para o chuvoso, a disponibilidade de água no solo é inferior as variáveis de vazão, sendo dominante evapotranspiração que não cessa, ocorrendo pequenas elevações de seu volume mediante ocorrência de eventos de chuva.

Durante a transição do seco para o período chuvoso, quando as precipitações iniciam nesta região, há sinais de aumento tanto da disponibilidade de água no solo

como também há elevação da vazão, e é quando o igarapé da floresta volta a ter água em sua calha e gera fluxo até o final do período chuvoso.

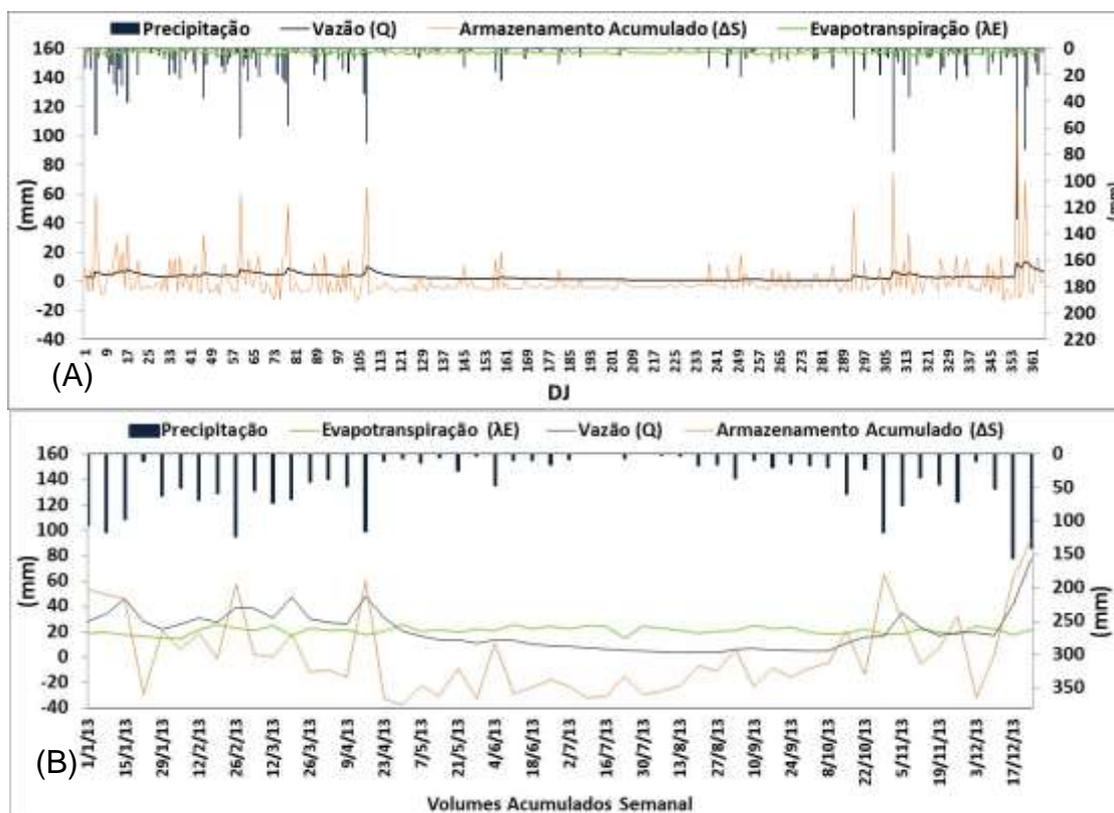


Figura 4.50 – Balanço hídrico diário (A) e semanal (B) na bacia de Campos - Floresta

Observando o balanço hídrico mensal entre campos e floresta, tem-se que o volume de água no solo diminui primeiro na área de campos devido a radiação direta propagar mais intensamente ao longo do dia e dos meses, acelerando o processo de evaporação da água no solo e transpiração das plantas C4 que apresentam atividade mais reduzida, quando comparada a vegetação do tipo C3 das florestas que possuem ciclo fotossintético mais ativo e com potencial maior de transpiração e de volatilização de elevadas taxas para atmosfera de vapor de água, gases e substâncias produzidas pelas plantas e pela ciclagem de nutrientes que originam parte dos aerossóis e núcleos de condensação de nuvens de chuva. Na floresta mesmo durante o período chuvoso, os volumes de água no solo são menores que nos campos, devido a maior evapotranspiração e ocorrência de infiltração, sendo igualado no mês de março, devido intensos período de chuva nas duas bacias. No entanto, a floresta tem capacidade de armazenar água por mais tempo, quando as chuvas diminuem, sendo nos meses de junho e julho igualadas as deficiências hídricas, e em setembro quando os campos

passam a acumular mais água em relação à floresta, devido à entrada direta de água da chuva nos campos, e por não sofrer a interceptação e absorção ocorrente pela vegetação da copa da floresta antes de chegar ao solo (FIGURA 4.51).

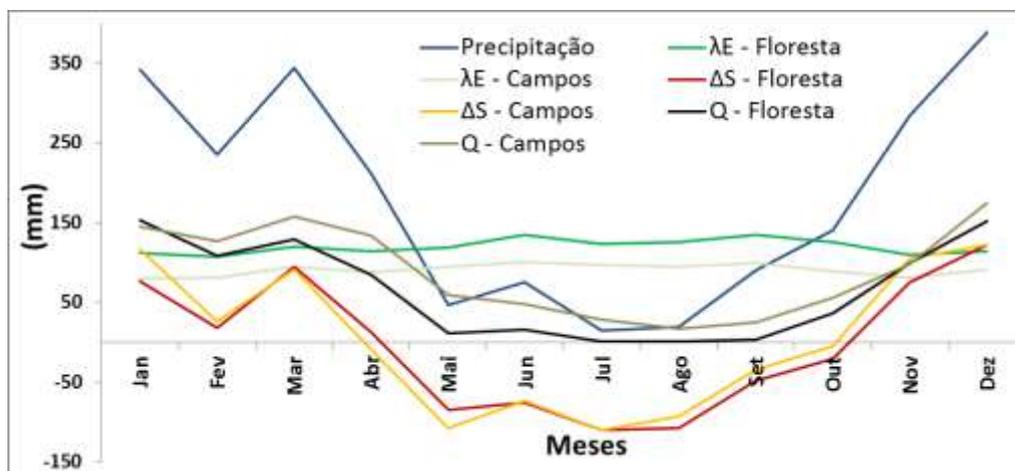


Figura 4.51 – Balanço Hídrico nas bacias de Floresta-Campos e Floresta

As curvas de permanência demonstram que a vazão da micro bacia da campos-floresta em relação a floresta é superior em todo o tempo, o que deve-se pela maior área de captação de água pluvial e drenagem, bem como esta associado a topografia do terreno, uma vez que a bacia da floresta encontra-se nas regiões mais altas de divisa da bacia do rio Madeira com o rio Purus, podendo as águas subterrâneas baixarem mais nesta região com relação aos campos. Pouco menos de 3% do período analisado em ambos os ambientes, tem-se as vazões mais altas, com escoamento de base que se reduz ao longo do tempo, mantendo nível mínimo na bacia de campos-floresta, em comparação a bacia da floresta que atinge valores de zero na superfície, caracterizando intermitência que é alimentado prioritariamente pelas chuvas do que pelo lençol, que diminui seu nível a ponto de não abastecer o igarapé (FIGURA 4.52).

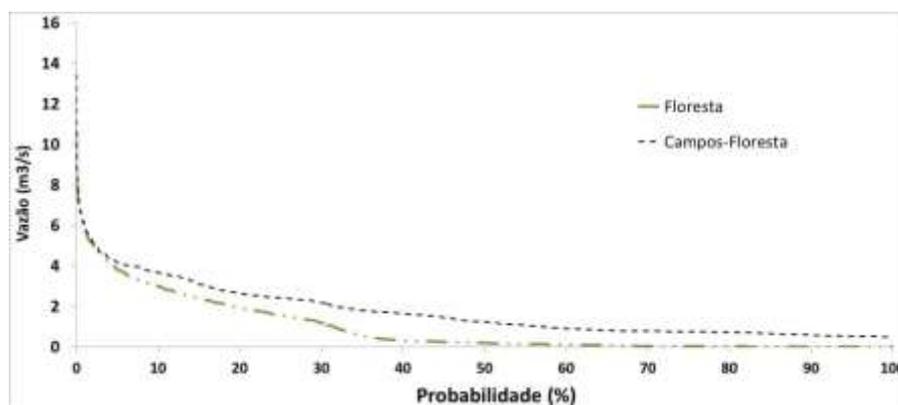


Figura 4.52 - Curva de permanência para vazão da bacia floresta e Campos-Floresta

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Modelo Digital de Elevação (MDE), obtido pela técnica de krigeagem, deriva em curvas de nível característica da topografia desta porção territorial.

O sistema de drenagem da bacia do Puruzinho é do tipo dentrítica e alongada e apresenta nível de cota mais alta de 100 m e mais baixa na foz de 40 m junto ao lago do Puruzinho.

A bacia do Puruzinho é majoritariamente constituída por floresta densa e por campos naturais, havendo inúmeras frentes de desmatamento, principalmente nas proximidades a rodovia Federal e estradas rurais.

O maior volume de chuvas ocorre entre novembro a abril e o mês mais seco em julho.

Durante o período de dezembro a fevereiro é detectada a maior irradiância no topo da atmosfera (R_o) e em junho e julho a menor máxima.

Devido a grande presença de nuvens no período chuvoso, o mês de agosto foi o que apresentou o maior valor de radiação global (R_g) na floresta, em comparação aos campos que exibiu seu valor máximo no mês de setembro.

A relação entre radiação global pela radiação no topo da atmosfera (R_g/R_o) média anual, apresentou maiores percentuais na ordem de 46,5% na área de floresta e 44,5% na área de campos.

A radiação líquida da floresta corresponde a 73% da radiação global (R_n/R_g) média anual, ao passo que nos campos esse percentual é menor 61%.

O fluxo de calor no solo na área de floresta corresponde a menos de 2% do saldo de radiação (G/R_n) e nos campos corresponde a aproximadamente 22%.

Durante o período chuvoso, tem-se a predominância da radiação difusa, o que diminui a incidência de radiação global, e conseqüentemente menores valores do saldo de radiação e fluxo de calor no solo são detectados na superfície.

A floresta se comporta como uma barreira de movimentos de fluxo de ar, impedindo a troca de calor armazenada no interior da floresta entre a superfície, copa e a atmosfera, fazendo com que o solo retenha calor, prolongando o armazenamento desta energia, tornando-o mais aquecido por maior período de tempo durante a tarde, com redução gradual durante o início do período noturno, quando volta a ser emissor de calor que ira aquecer a atmosfera subjacente por difusão turbulenta.

Na altura de 30 metros é onde se encontra a maior amplitude térmica sazonal na floresta, com relação a menor registrada aos 5 metros em relação à superfície.

Observaram 5 dias com ocorrência de redução brusca da temperatura do ar devido o efeito da friagem, sendo a mais forte ocorrida no dia 24 de julho de 2013 que reduziu significativamente não só a mínima, como também afetou a temperatura média e a máxima do dia, tanto na área de floresta como de campos.

Neste período, devido às baixas nebulosidades, fortes incidências de irradiação solar aquece a copa das árvores chegando a atingir temperatura de 39,8°C. As menores temperaturas foram registradas entre 5hs:30min e 6hs:30min pouco antes de amanhecer do dia, sendo a menor temperatura identificada de 14,1 °C aos 10 metros de altura, que não conseguiu atingir ao patamar de 5 metros, onde possivelmente a transferência de calor do solo predominou com aquecimento do ar adjacente, limitando a zona de mistura neste mês entre 5 e 10 metros, durante o final da madrugada. Nos campos a temperatura mínima registrada foi de 14,9 °C as 5hs:00min.

A umidade relativa do ar (%) se apresentou sempre superior na floresta em relação a dos campos, sendo a média de 84,2% e 80,2%, respectivamente. Durante o período chuvoso, em média, em ambos ambientes, a UR (%) é superior a 85%, havendo variações horárias conforme ciclo solar. Nos campos foi registrada a mínima de 23% e na floresta de 27%, respectivamente, ocorrendo por volta das 16hs:00min, voltando a aumentar a umidade no período noturno nos dois ambientes.

Os ventos de Norte são predominantes nos ambientes de campos e floresta, sendo na floresta também detectado os ventos vindos de W e de E, e com menor frequência em ambos ambientes vindos de S. A média mensal da velocidade dos ventos nas áreas de campos é superior em aproximadamente 2 m.s⁻¹ em todos os meses à área de floresta, com destaque para o mês de junho, onde as rajadas são intensificadas pelo aumento da amplitude térmica durante o período de seca, principalmente na área de campos com relação a floresta onde também ocorre aumento. Nas áreas de campos a direção dos ventos provenientes de N, NW e WNW apresentaram rajadas máximas de até 10 m.s⁻¹ nos campos, ocorrendo praticamente em todas as direções ventos de até 8 m.s⁻¹. Na floresta os ventos mais intensos são de 5,5 m.s⁻¹, provenientes do quadrante Norte (ventos de noroeste a nordeste), e do quadrante sul (ventos majoritários de sudoeste).

A evapotranspiração foi superior na floresta em relação aos campos por todo o período analisado, devido à floresta apresentar maior biomassa, atividades fisiológicas e

ciclagem de nutrientes potencialmente superiores em relação aos campos, no entanto, é bem expressivo o volume de água emanado para a atmosfera ao longo do tempo por estes ambientes naturais.

O total de evapotranspiração gerada pela floresta foi de 1464,2 mm.ano⁻¹ resultando em uma média de 3,9±1 mm.dia⁻¹, e nos campos 1094,7 mm/ano relativo a 2,9±1 mm.dia⁻¹. Identificou-se que durante o principal evento de friagem ocorrido, a redução da evapotranspiração tanto na floresta como nos campos reduziu proporcionalmente. Destes totais, o percentual de evapotranspiração que retorna para a atmosfera da área de floresta corresponde a 66,6% da precipitação total anual registrada de 2197,5 mm, e 49,5% emanado pela área de campos.

Na micro bacia da floresta a média diária da vazão simulada foi de 7 L.s⁻¹. dia⁻¹, e na máxima 35 L.s⁻¹.dia⁻¹ quando a precipitação atingiu 129 mm.dia⁻¹. No período de seca, foi registrado por fotografia a vazão nula do rio, sendo simulada também vazão nula, caracterizando rio ser intermitente e o modelo IPH2 descrever a realidade do fenômeno observado. Para bacia floresta-campos, devido possuir área de drenagem significativamente maior que da floresta, a vazão de estiagem se mantém mínima escoando a fio d'água no ponto de monitoramento, classificado como rio perene, atingiu vazão máxima de 26.270 L.s⁻¹ no evento de chuva mais elevado.

O balanço hídrico mensal entre campos e floresta, mostra que o volume de água no solo diminui primeiro na área de campos devido a radiação direta propagar mais intensamente ao longo do dia e dos meses, acelerando o processo de evaporação da água no solo e transpiração das plantas C4 que apresentam atividade mais reduzida, quando comparada a vegetação do tipo C3 das florestas que possuem ciclo fotossintético mais ativo e com potencial maior de transpiração. Na floresta mesmo durante o período chuvoso, os volumes de água no solo são menores que nos campos, devido a maior evapotranspiração, sendo igualado no mês de março, devido intensos período de chuva nas duas bacias. A floresta tem capacidade de armazenar água por mais tempo, quando as chuvas diminuem, sendo no mês de junho e julho igualadas as deficiências hídricas, e em setembro quando os campos passam a acumular mais água em relação à floresta, devido à entrada direta de água da chuva sem sofrer o processo de interceptação e absorção pela vegetação da copa antes de chegar ao solo, como ocorre na floresta.

Durante a transição do seco para o período chuvoso, quando as precipitações iniciam nesta região, há sinais de aumento tanto da disponibilidade de água no solo como também há elevação da vazão, e é quando o igarapé da floresta volta a ter água

em sua calha e gerar fluxo até o final do período chuvoso. As curvas de permanência demonstram que a vazão da micro bacia campos-floresta em relação a floresta é superior em todo o tempo, o que deve-se pela maior área de captação de água pluvial e drenagem, bem como esta associado a altitude topográfica do terreno, uma vez que a bacia da floresta encontra-se nas regiões mais altas de divisa da bacia do rio Madeira com o rio Purus, podendo as águas subterrâneas baixarem mais nesta região causando intermitência, sugerindo que o igarapé é alimentado prioritariamente pelas chuvas do que pelo lençol.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABSY, M. L.. Palynology of Amazonia: the history of the forests as revealed by the palynological record. In: Prance, G.T.; Lovejoy, T.E. (Eds). **Key environments Amazonia**. Oxford: Pergamon Press. 1985. p. 72-82

AGUIAR, C. J. B. DE, MOURÃO, M. A. A.. **Projeto Rede Integrada de Monitoramento das Águas Subterrâneas: relatório diagnóstico Aquífero Alter do Chão no Estado do Amazonas. Bacia Sedimentar do Amazonas**. CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais Coord. Belo Horizonte: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2012.

ALLEN, R. G. A. Peman for all seasons. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. ASCE, 112 (4) : 348-368, 1986.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. **Rome: FAO Irrigation and Dranaige Paper**, 5, p. 300, 1998.

ANA. Agência Nacional de Águas (Brasil). **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil: 2014**. Agência Nacional de Águas. - Brasília: ANA, 2015.

ANA. Agência Nacional de Águas (Brasil). **Orientações para consistência de dados pluviométricos**. Agência Nacional de Águas; Superintendência de Gestão da Rede Hidrometeorológica. Brasília: ANA, SGH, 2012 (b).

ANA. Agência Nacional de Águas. **Orientações para o Envio de Dados Hidrológico Coletados no âmbito da Resolução ANEEL nº 396/1998**. Agência Nacional de Águas (ANA). Superintendência de Gestão da Rede Hidrometeorológica. Brasília: ANA, SGH, 2012 (a).

ARTAXO, P. *et al.*, Química atmosférica na Amazônia: a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. **Acta Amazônica**, Manaus, Brasil, v. 35, p. 185-196, 2005.

ARTAXO, P.; OLIVEIRA, P.; LARA, L. L.; PAULIQUEVIS, T. M.; RIZZO, L. V.; Pires, C.; Paixão, M. A.; LONGO, K. M.; FREITAS, S.; CORREIA, A. L.. Efeitos climáticos de partículas de aerossóis biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 1-22, 2006.

BARRY, R. G. & CHORLEY, R. J. **Atmosfera, Tempo e Clima**. Tradução Ronaldo Cataldo Costa. 9ª edição, Porto Alegre. Editora Bookman, 2013.

BATISTELLA et al, **Plano Científico LBA2 – Programa De Pesquisas Sobre Interações Biosfera-Atmosfera Na Amazônia**. Disponível em <http://lba.inpa.gov.br/lba/?p=plano_cientifico_LBA2_vf2_2&t=12>, acesso realizado em 18 de abril de 2007.

BELTRAME, Ângela da V. **Diagnostico do meio físico de bacia hidrográfica: modelo e aplicação**. Florianópolis: UFSC, 1994.

BERTANI, THIAGO DE CASTILHO. **Sensoriamento remoto aplicado ao mapeamento de paleomorfologias no interflúvio Madeira-Purus, sudoeste da Amazônia Brasileira**– São Jose dos Campos: INPE, 2011.

BERTANI, Thiago De Castilho; ROSSETTI Dilce De Fátima, ALBUQUERQUE; Paulo Cesar Gurgel. Object-based classification of vegetation and terrain topography in Southwestern Amazonia (Brazil) as a tool for detecting ancient fluvial geomorphic features. **Computers & Geosciences** 60 (2013) 41–50.

BONAN, Gordon. **Ecological Climatology: concepts and applications**. Combridge. 2ªEd. 550 p. 2008.

BORGHETTI, N. et al. **Aquífero Guarani: a verdadeira integração dos países do Mercosul**. Curitiba: Imprensa Oficial, 2004.

BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam Brasil. Folha SB 20 Purus. p. 566. 1978.

BRAUN, E. H. G. & RAMOS, J. R. A. Estudo agroecológico dos campos Puciarí-Humaitá (Estado do Amazonas e Território Federal de Rondônia). **Revista Brasileira de Geografia**, v.21, n.4, p.443-497, 1959.

BURT, Christopher C. **Extreme Weather: A Guide & Record Book**. Editora W. W. Norton & Company; Revised and Updated Edition, 320 p., 2007.

CALLÈDE, et al., 2010, Callède, J., G. Cochonneau, F. Vieira Alves, J.-L. Guyot, V. Santos Guimaraes, and E. De Oliveira, The River Amazon water contribution to the Atlantic Ocean, **J. Water Science**, 2010. 23(3), 247–273.

CAMPOS, et al., Topossequencia de solos na transição Campos Naturais na Região de Humaitá – Amazonas. **Acta Amazônica**. Vol. 42(3). P 387 – 398. 2012.

CAMPOS, M. C. C. **Pedogeomorfologia aplicada a ambientes Amazônicos do medio Rio Madeira**. 2009. 221 f. Tese (Doutorado) - Curso de Ciência do Solo, Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 2009.

CARDOSO, Christiany Araújo et al. Caracterização Morfométrica Da Bacia Hidrográfica Do Rio Debossan, Nova Friburgo, Rj. **Sociedade de Investigações Florestais**, Viçosa-MG, v. 30, n. 2, p.241-248. 2006.

CAVALCANTI, I. F. A. *et al.*, (org.) Tempo e clima no Brasil. São Paulo. Oficina de Textos. 461 p. 2009.

CHAMBERS, JEFFREY Q. & ARTAXO, PAULO. Biosphere–atmosphere interactions: Deforestation size influences rainfall. **Nature Climate Change** 7,175–176. 2017.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Eggard Blucher, 2º Edição. 183p. 1980.

COLLISCHONN, W.; TASSI, R. **Introduzindo Hidrologia**. 5. ed. Porto Alegre: Iph - UFRGS, p. 149, 2008.

CORREIA, FRANCIS WAGNER SILVA et al. Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade s mudanças na cobertura vegetal. **Cienc. Cult.**, Set 2007, vol.59, no.3, p.39-43.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rondônia**. SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS – SIG. Porto Velho, 2007.

CUARTAS, PINEDA, LUZ ADRIANA. **Estudo observacional e de modelagem hidrológica de uma micro bacia em floresta não perturbada na Amazônia**. Tese de Doutorado. São Jose dos Campos: INPE, 2008. 236p.

DALLAROSA, R.L.G. **Uma Comparação entre Estimativas Empírica e Teórica da Evapotranspiração numa Floresta em Ji Paraná — RO**. Dissertação de Mestrado, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS. 133p, 1996.

De SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; TOTA, J.; PEZZI, L.; FISCH, NOBRE, C. On the influences of the el niño, la niña and atlantic dipole pattern on the amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica** 30(2):305-318. 2000.

EMBRAPA. Comunicado técnico nº455, de julho de 2007. **Medição da vazão em rios pelo método do flutuador**. Concórdia, SC. Disponível em: <http://www.cnpsa.embrapa.br/down.php?tipo=publicacoes&cod_publicacao=1017> . Acesso em: 31 maio de 2011.

ESCOBEDO, J.; GOMES, E. N. ; OLIVEIRA, A. P. ; SOARES, J. R. . Modeling hourly and daily fractions of UV, PAR and NIR to global solar radiation under various sky conditions at Botucatu, Brazil. **Applied Energy**, v. 86, p. 299-309, 2009.

ESPINOZA, J. C. *et al.*,. The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. *Environmental Research Letters*. Lett. 9 124007. 9p. 2014

FARR, T.G.; ROSEN, P.A.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; KOBRICK, M.; PALLER, M.; RODRIGUEZ, E.; ROTH, L.; SEAL, D.; SHAFFER, S.; SHIMADA, J.; UMLAND, J.; WERNER, M.; OSKIN, M.; BURBANK, D.; ALSDORF, D.. The Shuttle Radar Topography Mission. **Review of Geophysics**, v.45, p. 1-43. 2007.

FEARNSIDE, Philip M.; GRAÇA, Paulo Maurício Lima de Alencastro. Br-319: a rodovia Manaus-Porto Velho e o impacto potencial de conectar o arco de desmatamento à Amazônia central. **Novos Cadernos NAEA**. v. 12, n. 1, p. 19-50, jun. 2009.

FEARNSIDE, Philip Martin; GRAÇA, PAULO MAURÍCIO LIMA DE ALENCASTRO; KEIZER, Edwin Willem Hermanus; FRANCISCO, Darío Maldonado; BARBOSA, Reinaldo Imbrozio; NOGUEIRA Euler Melo. Modelagem De Desmatamento E Emissões De Gases De Efeito Estufa Na Região Sob Influência Da Rodovia Manaus-Porto Velho (Br-319). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.2, 208-233, 2009.

FELDPAUSCH, T. R., et al., Tree height integrated into pantropical forest biomass estimates. **Biogeosciences**, 9, 3381–3403, 2012.

FERRAZ, J. B. S. et al. Produtividade em formações vegetais amazônicas. In: Thaise Emilio; Flávio Luizão. (Org.). Cenários para a Amazônia: Clima, Biodiversidade e Uso da terra. 1º ed. Manaus: Editora INPA, 2014, p. 121-133.

FERREIRA, N. J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 19(1):89-98, 2004.

FERREIRA, Sávio J. Filgueiras; LUIZÃO Flávio J., DALLAROSA, Ricardo L. Godinho. Precipitação interna e interceptação da chuva em floresta de terra firme submetida à extração seletiva de madeira na Amazônia Central. **Acta Amazônica**. VOL. 35(1) 2005: 55 – 62.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitations Distribution over Central and Western Tropical South America. **CLIMANÁLISE - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v.5, n.6, p. 36-45, 1990.

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

FILIZOLA, NAZIANO; GUYOT , JEAN LOUP Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment using the Brazilian national data set. **Hydrological Processes**. 23, 3207–3215 (2009).

FILL, Heinz Dieter. Informações Hidrológicas. Barth, Flavio Terra et al.,. **Modelos Hidrológicos de gerenciamento de recursos hídricos**. São Paulo. ABRH, 1987.

FISCH, G.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral do clima da Amazônia. **Acta Amazônica**. v. 28, n.2, 1998.

FISCH, G; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Clima da Amazônia. **Boletim de monitoramento e análise climática**, p.1-15, 2015.

FISCH, GILBERTO. Climatic aspects of the amazonian tropical forest. **Acta Amazônica**. 20 (único): 39-48. 1990.

FREITAS, H. A.; PESSENDA, L. C. R; ARAVENA, R.; GOUVEIA, S. E. M.; RIBEIRO, A. S.; BOULET, R. Florestas x Savanas no passado na Amazônia. **Ciência Hoje**. 32:40-46, 2006.

- FREITAS, S. et al. Emissões de queimadas em ecossistemas da América do Sul. **Revista Estudos Avançados**, São Paulo, v. 19, n. 53, 2005
- FULAN, et al. ESTUDO MORFOMÉTRICO DA LAGOA PARAÍSO, SUL DO ESTADO DO AMAZONAS, Brasil. **O Biológico**. São Paulo, v.77, n.1, p.11-16, jan./jun., 2015
- GARCEZ, Lucas Nogueira; ALVAREZ, Guillermo Acosta. **Hidrologia**. 2. ed.. São Paulo: Edgard Blücher, 291p.1988.
- GASH, J. H. C. et al. Amazon Reforestation and Climate. **New York: John Wiley and Sons**, 1996.
- GASH, J.H.C; Nobre, CA. Climatic effects of Amazonian deforestation: some results from ABRAÇOS. **Bulletin of American Meteorological Society**, 78(5):823-830. 1997.
- GEIGER, R. **Manual de Microclimatologia**. Fundação Calouste Gulbekian, Lisboa. 556 p. 1961.
- GERMER, S. et al. Have we underestimated stemflow? Lessons from an open tropical rainforest. **Journal of Hydrology**, n. 395, p. 169-179, 2010
- GIAMBELLUCA, T. W. et al. Latent and sensible energy flux over deforested land surfaces in the eastern amazon and northern Thailand. **Singapore Journal Of Tropical Geography**, Pennsylvania, p.1-24, 2000.
- GOUVEIA, S.E.M.; PESSENDA, L.C.R.; ARAVENA, R.; BOULET, R.; ROVERATTI, R.; GOMES, B.M. Dinâmica de vegetações durante o Quaternário recente no sul do Amazonas indicada pelos isótopos do carbono (^{12}C , ^{13}C e ^{14}C). **Geochimica Brasiliensis**, 11(3): 355-367. 1997.
- GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, 25(4):537-554, 2011.
- GROHMANN, C.H.; RICCOMINI, C.; STEINER, S.S.APLICAÇÕES DOS MODELOS DE ELEVAÇÃO SRTM EM GEOMORFOLOGIA.Rev. **Geogr. Acadêmica** v.2 n.2.73-83. 2008.
- HAYAKAWA, ERICSON H. & ROSSETTI, DILCE F. Late quaternary dynamics in the Madeira river basin, southern Amazonia (Brazil), as revealed by paleomorphological analysis. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. 87(1):29-49. 2015.

IBGE – EMBRAPA. **Mapa de Solos do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 2001 – Escala 1:5.000.000.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Modelo de Ondulação Geoidal. MAPGEO2015 v 1.0**. 2015.

JARIHANI, ABDOLLAH A.; CALLOW, JOHN N.; MCVICAR, TIM R.; VAN NIEL, THOMAS G.; LARSEN, JOSHUA R. Satellite-derived Digital Elevation Model (DEM) selection, preparation and correction for hydrodynamic modelling in large, low-gradient and data-sparse catchments **Journal of Hydrology** 524, 489–506. 2015.

JONES, C. & HOREL, J. A CIRCULAÇÃO DA ALTA DA BOLÍVIA E A ATIVIDADE CONVECTIVA SOBRE A AMÉRICA DO SUL. **Revista Brasileira de Meteorologia**: Vol. 5(1), 379-387. 1990.

JORDÃO, Walleson Higor Corrêa, et al., Variabilidade do índice de área foliar em campos naturais e floresta de transição na região Sul do Amazonas. **Rev. Ambient. Água** vol. 10 n. 2 Taubaté – Apr. - Jun. 2015.

KHANNA, Jaya; Medvigy; FUEGLISTALER, Stephan; WALKO Robert. Regional dry-season climate changes due to three decades of Amazonian deforestation. **Nature Climate Change**. V.7, p.200–204. 2017.

KNIERIN, Igor da Silva; TRENTIN, Romario. Análise de Parâmetros Morfométricos da Bacia Hidrográfica do Arroio Lajeado Grande (RS). **Ciência e Natura**, Santa Maria, v. 37, n. 4, p.405-421, dez. 2015.

LATRUBESSE, E. M.. Evidence of Quaternary paleohydrological changes in middle Amazonia: the Aripuanã/Roosevelt and Jiparana fans like systems. **Zeitschrift für Geomorphologie**. Supplementband, Alemanha, v. 129, p. 61-72, 2002.

LEFAVOUR, GINA & ALSDORF, DOUG. Water slope and discharge in the Amazon River Estimated Usin the Shuttle radar topography mission digital elevation model. **Geophysical Research Letters**, VOL. 32, L 17404. 2005.

LEOPOLD, P. R.; FRANKLEN, W.; SALATI, E. Balanço Hídrico de pequena bacia hidrográfica em floresta amazônica em terra firme. **Acta Amazônica** 12(2): 333-337. 1982.

LETTAU, H., K. LETTAU & L.C.B. MOLION. Amazonia's hydrologic cycle and the role of atmospheric recycling in assessing deforestation effects. **Monthly Weather Review**. 107(3): 227-238. 1979.

LLOYD, C.R., GASH, J.H.C. and SHUTTLEWORTH, W.J.. The Measurement And Modelling Of Rainfall Interception By Amazonian Rain Forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, 43 (1988) 277-294

LLOYD, C.R.; MARQUES FILHO, A.O. Spatial variability of throughfall and stemflow measurements in Amazonian rainforest. **Agric. For. Meteorol.**, v.42, p.63-73, 1988.

MALHI, Yadvinder, et al. Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon. **Science**. 319, 169. 2008.

MARENGO J. & SILVA DIAS, Mudanças Climáticas Globais e Seus Impactos nos Recursos Hídricos. Organização Rebouças, A. da C.; Braga, B. Tundizi, J. G. **Águas Doce do Brasil: Capital Ecológico, uso e conservação**. P. 63 a 109. 2006.

MARENGO J. A. et.al. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v. 21, p. 495-516, 2008.

MARENGO J. A.; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. **Journal of Climate**, v. 6, p. 617-627, 1993.

MARENGO JOSE A.; TOMASELLA, JAVIER; ALVES, LINCOLN M.; SOARES, WAGNER R.; RODRIGUEZ, DANIEL A. The Drought Of 2010 In The Context Of Historical Droughts In The Amazon Region. **Geophysical Research Letters**, VOL. 38, 2011.

MARENGO, J. NOBRE, C.A., CULF, A.D. Climatic impacts of "Friagens" in forested and deforested areas of the Amazon Basin. **Journal of Climate**, 1996;

MARENGO, José A.; NOBRE, Carlos Afonso; SELUCHI, Marcelo Enrique; CUARTAS, Adriana; ALVES, Lincoln Muniz; MENDIONDO, Eduardo Mario, OBREGÓN, Guillermo; SAMPAIO, Gilvan. A seca e a crise hídrica de 2014-2015 em São Paulo. **Revista USP**. São Paulo n° 106. p. 31-44 julho/agosto/setembro. 2015.

MARENGO, JOSE ANTONIO. On the Hydrological Cycle of the Amazon Basin: A historical review and current State-of-the-art. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3a, -19, 2006.

MARENGO, Jose. Nobre, C. A; BETTS, R. A. COX, P. M. ribeiro, G. SALAZAR, L. Aquecimento Global e Mudanças Climáticas na Amazônia. Retroalimentação Clima-Vegetação e Impactos sobre os recursos Hídricos. **Amazonia and Global Change, American Geophysical Union**. p. 273 – 292. 2009.

MARQUES, J., SALATI, E., AND SANTOS, J.: Calculo da evapotranspiração real na bacia Amazônica através do método aerológico. **Acta Amazônica**, 10, 357-361, 1980.

MARTINS, DEMÉTRIUS , et al., Soil-induced impacts on forest structure drive coarse woody debris stocks across central Amazonia **Plant Ecology & Diversity** Vol. 8 , Iss. 2. 2015.

MARTINS, GILVAN COIMBRA; FERREIRA, MOZART MARTINS; CURI, NILTON; VITORINO, ANTONIO CARLOS TADEU; SILVA, MARX LEANDRO NAVES. Campos nativos e matas adjacentes da região de Humaitá (AM): atributos diferenciais dos solos. **Ciênc. agrotec.** vol.30 no.2 Lavras Mar./Apr. 2006

MOLINIER, MICHEL; GUYOT, JEAN LOUP. OLIVEIRA, EURIDES DE; GUIMARÃES, VALDEMAR; CHAVES, ADRIANA. Hidrologia Da Bacia Do Rio Amazonas. Ciência E Tecnologia. **Água Em Revista**. CPRM. 1995.

MOLION, L. C. B. & DALLAROSA, R. L. G. Pluviometria da Amazônia: são os dados confiáveis? **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, 5(3), p. 40-42, 1990.

MOLION, L. C. B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 107-117, 1987.

MOLION, L. C. B.: **A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazon basin with considerations of deforestation effects**. Ph. D. thesis. University of Wisconsin, Madison, 1975.

MONTANHER, OTÁVIO CRISTIANO. **Padrões Espaço-Temporais Do Transporte De Sedimentos Suspensos Dos Rios Amazônicos De Águas Brancas: Relações Com O Clima E Mudanças Na Cobertura Do Solo**. Doutorado Em Geografia. Universidade Estadual De Maringá. Maringá – PR. 2016.

MONTEITH, J. L . Vegetation and the atmosphere. Vol. 1. Principles. Academic Press. London, New York. LTD. 1975.

MOURA, M. A. L.; LYRA, Roberto Fernando da Fonseca; BENINCASA, Mário; SOUZA, José Leonaldo de; NASCIMENTO FILHO, Manoel Ferreira Do. VARIÇÃO DO ALBEDO EM ÁREAS DE FLORESTA E PASTAGEM NA AMAZÔNIA. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 7, n.2, p. 1-4, 1999.

MUNIZ, L. ; Filizola, N. . PROPOSTA DE METODOLOGIA DE ANÁLISE DOS PADRÕES DE COTAS FLUVIOMÉTRICAS DA BACIA DO RIO MADEIRA-BRASIL. **Revista GeoNorte**, v. 3, p. 1242, 2012.

MUNIZ, L.S. **Análise de Padrões Fluviométricos da bacia do rio Madeira**. Dissertação de (Mestrado em Geografia). Universidade Federal do Amazonas UFAM. 2013.

NEPSTAD, D. C.; CARVALHO, G ; BARROS, A C ; ALENCAR, Ane; CAPOBIANCO, J P ; BISHOP, J ; MOUTINHO, P ; LEVEBvre, P ; SILVA JR, U L . Road paving, fire regime feedbacks, and the future of Amazon forests. **Forest Ecology and Management**, v. 154, p. 395-407, 2001.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 1979, 422 p

NOBRE, A. D. **O Futuro Climático da Amazônia**. Relatório de Avaliação Científica. ARA Articulación Regional Amazônica. 42 p. 2014.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of SST, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, p. 2464-2479, 1996.

OLIVEIRA, A.P. DE & FITZJARRALD, D.R. The Amazon river breeze and the local boundary layer: I - Observations. **Boundary Layer Meteorology**. 63(1-2): 141 - 162, 1993.

OLIVEIRA, A.S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia**. Dissertação de Mestrado (PI INPE 4008 - TDL 239) - INPE. São José dos Campos, 246 p., 1986;

OMETTO, José Carlos. **Bioclimatologia Vegetal**. São Paulo. Ed. Agronômica. Ceres, 1981.

OYAMA Marcos Daisuke & NOBRE Carlos Afonso. A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South America. **GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS**, VOL. 30, NO. 23, 2199. 2003.

PALHARES, J. C. P. **Medição da vazão em rios pelo método do flutuador**. Manual Técnico 455. Concórdia SC: EMBRAPA, 2007.

PAVÃO, V.M ; QUERINO, C. A. S. ; QUERINO, J. K. A. da SILVA ; MARTINS, P. A. S. ; SIQUEIRA, L. F. ; LEITE, L. O. ; PASSOS, L. A. ; COSTA, T. A. C. R. ; MACHADO, N. G. ; BIUDES, M. S. . Análise da Radiação Solar Global (Rg) e Abedo Superficial Sobre um Ecossistema de Floresta Nativa em Humaitá Humaitá - AM Durante o Período Chuvoso. Revista EDUCAmazônia - Educação, Sociedade e Meio Ambiente, v. 12, p. 42-56, 2014.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: Fundamentos e Aplicações Práticas**. Guaíba – RS: Livraria e Editora Agropecuária, 238p, 2007.

PEREIRA, Antônio Roberto. Et al., **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997.

PINTO, Nelson L. de Souza; HOLTZ, Antonio Carlos Tatit; MARTINS, José Augusto. **Hidrologia de superfície**. São Paulo, SP: E. Blücher, 2014..

PRESS, FRANK; GROTZINGER, JOHN; SIEVER, RAYMOND; JORDAN, THOMAS H. **Para Entender a Terra**. Artmed® Editora S.A. 4ª edição. 2006.

PROKOP P, WALANUS A. Trend and periodicity in the longest instrumental rainfall series for the area of most extreme rainfall in the world, northeast India. **Geogr Polonica**. 76(2): 25–35. 2003

QUERINO, C.A.S.; MOURA, M.A.L.; QUERINO, J.K.A.S.; VON RADOW, C.; MARQUES FILHO, A.O. Estudo da radiação solar global e do índice de transmissividade (KT), externo e interno, em uma floresta de mangue em Alagoas - Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 2, p. 204-294, 2011.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T.. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Rev. Bras. Meteorologia**, v. 25, n.2, p. 185-204. 2010.

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; da ROCHA, R.P. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. *Terra e Didática*, v.8, n.1, 34-50, 2012.

REBOLÇAS, A. Águas Doce no Mundo e no Brasil. In. REBOLÇAS, A. BRAGA, B. TUNDISI, J. G. **Águas Doce no Brasil: Capital Ecológico, uso e conservação**. 3º Ed. São Paulo. Escrituras Editora. 2006.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Barueri: Manole. 478p, 2004.

RIBEIRO NETO, Alfredo. **Simulação Hidrológica Na Amazônia: Rio Madeira**. Tese Doutorado Em Engenharia. Universidade Federal Do Rio De Janeiro. Rio de Janeiro. 2006.

ROCHA MACHADO, V., CORREIA, F. W. S. , FONSECA, P. A. M.. Reciclagem De Precipitação Na Amazônia: Um Estudo De Revisão. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 1, 59 - 70, 2015.

ROCHA, H. R.; MANZI, A. O.; SHUTTLEWORTH, J. **Evapotranspiração. Amazônia And Global Change**, Washington, D.C, p.1-11, 2009.

ROCHA, H., et al., Patterns of water anf flux across a biome gradiente from tropical forest to savana in Brasil. **Journal of Geophysical Research**. Vol. 114. P. 1-8. 2009.

ROCHA DE CARVALHO, Renei; Rodrigo; TARTARI, RADMANN, Vairton ; PAGANI, Caio Henrique Patrício. MONITORAMENTO DA VAZÃO EM RIOS DA REGIÃO SUL DO AMAZONAS. **Revista EDUCAmazônia**. Ano 7, Vol XII, Pág. 8-27. Número 1, Jun-Jul, 2014.

SALATI, E. & VOSE, P.B. Amazon Basin : a system in equilibrium. **Science**, v. 225, p. 129-138, 1984.

SALATI, E. et al. Recycling of Water in the Amazon, Brazil: an isotopic study. **Water Resources Research**, v.15, n.5, p.1250-8, 1979.

SALATI, E. Mudanças climáticas e o ciclo hidrológico na Amazônia. pp. 153-172 In: V. Fleischresser (ed.), **Causas e Dinâmica do Desmatamento na Amazônia**. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, DF. 436pp. 2001.

SALATI, E.; Dall'Olio, A.; Matsui, E.; Gat, J.R. Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study. **Water Resource Research**, 15(5):1250-1258. 1979.

SALAZAR, L. F. **Consequências das mudanças climáticas na distribuição dos biomas na América do sul com ênfase na Amazônia e Nordeste**. Doutorado em Meteorologia - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Paulo. 2009.

SALAZAR, L. F.; NOBRE, C. A.; OYAMA, M. D. Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. **Geophysical Research Letters**, v. 34, p. 1-6, 2007.

SAMPAIO, G. et. al. Regional Climate Change Over Eastern Amazonia Caused By Pasture And Soybean Cropland Expansion. **Geophysical Research Letters**, 34, 2007.

SANTOS NETO, Luiz Alves dos. *et al.*, DISTRIBUIÇÃO HORÁRIA DA PRECIPITAÇÃO EM PORTO VELHO-RO NO PERÍODO DE 1998 – 2013. **Revista Brasileira de Climatologia**. Vol. 14 – JAN/JUL. 2014.

SANTOS, Irani et. al. **Hidrometria Aplicada**. LACTEC-Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento; Curitiba-PR, 2001, 372p.

SCHIAVETTI, A. & CAMARGO, Fernando Monteiro. **Conceitos de Bacia Hidrográficas: teoria e aplicações**. Editora Ilhéus – BA. Editus: 2002.

SHIKLOMANOV, I. **World water resources: a new appraisal and assessment for the 21th century**. IHP / UNESCO. 32p. 1998

SHUTTLEWORTH, W.J. Evaporation from Amazonian rain forest. *Proceedings of Royal Society of London*, série B, v. 233, n. 1272, p. 321-346, 1988.

SILVA, A. E. **Variabilidade da Circulação e Transporte de Umidade no Regime de Monção da América do Sul**. 137f. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

SIOLI, H. Hydrochemistry and geology in the Brazilian Amazon region. **Amazoniana**, 3:267–277. 1968.

SISSOM, L & PITTS, D. R. **Fenômenos de Transporte**. 2011. LTC Livros Técnicos e Científicos Editora. 765 p.

SOUZA, T. E. L. **Distribuição de palmeiras (Arecaceae) ao longo de gradientes ambientais no baixo interflúvio Purus-Madeira, Brasil**. Dissertação de Mestrado. INPA/UFAM, 33p.2007

SOUZA-FILHO, P. W. M; QUADROS, M. L. E. S.; CANDOLARA, J. E.; SILVA-FILHO, E. P.; REIS, M. R. Compartimentação morfoestrutural e neotectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia-Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 4, p. 469-476, 1999.

SPRACKLEN, D. V; ARNOLD S. R. & TAYLOR C. M. Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests. **Nature** 489, 282–285. 2012.

STATE OF THE RAINFOREST. 2014. Rainforest Foundation Norway and GRID-Arendal. September, 2014.

TARTARI, R.; MONTANHER, O. C.; ZANCHI, F. B. ANJOS, M. R. NOGUEIRA, J. S. Determinação de modelo digital de elevação em região de transição de savana parque e floresta densa no interflúvio Purus-Madeira. **XVIII SBSR - Simposio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Santos – SP, de 28 a 31 de maio de 2017.

TARTARI, R; MACHADO, NADJA GOMES; ANJOS. M. R; CUNHA, J. M. MUSIS, C. R. NOGUEIRA, J. S.; BIUDES, M. S. Análise de índices biofísicos a partir de imagens TM Landsat 5 em paisagem heterogênea no Sudoeste da Amazônia. **Revista Ambiente e Água**. Vol. 10 n. 4 Taubaté – Oct. / Dec. 2015.

THOMAS V. CECH. **Recursos Hídricos: História, Desenvolvimento, Política e Gestão**. Editora LTC, 3º Edição. 448 p. 2013.

TOMASELLA, J.; NEILL, C; FIGUEIREDO, R.; NOBRE, A.D. Balanço Hídrico em Escala de Bacia de Drenagem Incluindo Exportação de Nutrientes e Floresta Intacta e áreas perturbadas. **Amazonia and Global Change Geophysical**, 2009.

TOTA, J. *et al.*, Análise da variabilidade diária da precipitação em área de pastagem para a época chuvosa de 1999 – projeto TRMM/LBA. **Acta Amazônica**. 30 (4): 629-639. 2000.

TRANCOSO, Ralph. **Mudanças na Cobertura da Terra e alterações na resposta Hidrológica de Bacias Hidrográficas na Amazônia**. Dissertação de Mestrado. INPA/Manaus. 2006.

TUCCI, C. E. M. & CLARKE, R. T. Impactos das mudanças da cobertura vegetal no escoamento: revisão. **Revista Brasileira de recursos Hídricos**. Vol. 2 nº1. Jan/Jun. 135-152, 1997.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 3 ed. Porto Alegre: Ed. Da UFRGS/ABRH, 2013. 943p.

TUCCI, C. E. M. Modelos Determinísticos. In. Barth, F. T. et al., **Modelos de Gerenciamento de Recursos Hídricos**. São Paulo. Nobel. ABRH, 1987.

TUCCI, C. E. M. Modelos Hidrológicos. Associação Brasileira de Recursos Hídricos. ABRH. 2ª Ed. Porto Alegre. Editora UFRGS, 2005.

TUNDISI, J. G.; TUNDISI, T. M.. **Recursos Hídricos No Século XXI**. São Carlos: Oficina de Texto, 2015. 328 p.

TUNDISI, JOSÉ GALIZIA. Recursos hídricos no futuro: problemas e soluções. **Estudos Avançados**. São Carlos, v. 22, n. 63, p.7-16, jul. 2008.

VALERIANO, M. M.; KUPLICH, T. M. ; STORINO, M. ; AMARAL, B. D.; MENDES JUNIOR, J. N.; LIMA, D. J. . Modeling small watersheds in Brazilian Amazonia with shuttle radar topographic mission-90m data. **Computers & Geosciences**, v. 32, n. 8, p. 1169-1181, 2006.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. 2ª. Ed. Brasília: INMET,. v. 1. 515p. 2006

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações**. 2ª Edição. Viçosa: UFV, 2012. 460p

VIDOTTO, ELAINE; PESSENDA, LUIZ CARLOS RUIZ; RIBEIRO, ADAUTO DE SOUZA; FREITAS, HERMES AUGUSTO DE; BENDASSOLLI, JOSÉ ALBERTINO. Dinâmica do ecótono floresta-campo no sul do estado do Amazonas no Holoceno, através de estudos isotópicos e fitossociológicos. **Acta Amazônica**. vol. 37 nº. 3. Manaus. 2007

VILLA NOVA, N.; SALATIE.; MATSUI, E.: Estimativa da evapotranspiração na bacia Amazônica. **Acta Amazônica**. v. 6, p.215-228, 1976.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975.

VOLKOFF. B. & CERRI, C. C.. Húmus Em Solos Da Floresta Amazônica Na Região Do Rio Madeira. **Revista Brasileira de Solo** 5: 15-21, 1981.

WILNEMILLER, et al.. Balancing hydropower and biodiversity in the Amazon, Congo, and Mekong. **Science** . 08 Jan. Vol. 351, pp. 128-129. 2016.

ZANCHI, F. B. **Vulnerability to drought and soil carbon Exchange of valley forest in central Amazonia (Brasil)**. Tese. Vrije Universiteit Amsterdam. 177 p. (2013).