# UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO CENTRO DE ENERGIA NUCLEAR NA AGRICULTURA

**DEISE NUNES FURLAN** 

Efeito da mudança do uso e cobertura do solo nos balanços hídrico e energético da bacia do rio Ji-Paraná (RO) utilizando dados multitemporais de sensoriamento remoto

> Piracicaba 2013

### **DEISE NUNES FURLAN**

## Efeito da mudança do uso e cobertura do solo nos balanços hídrico e energético da bacia do rio Ji-Paraná (RO) utilizando dados multitemporais de sensoriamento remoto

Versão revisada de acordo com a Resolução CoPGr 6018 de 2011

Tese apresentada ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doutor em Ciências

Área de Concentração: Química na Agricultura e no Ambiente

Orientadora: Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Maria Victoria Ramos Ballester

Co-Orientador: Dr. Ricardo Guimarães Andrade

Piracicaba 2013 AUTORIZO A DIVULGAÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

> Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) Seção Técnica de Biblioteca - CENA/USP

Furlan, Deise Nunes

Efeito da mudança do uso e cobertura do solo nos balanços hídrico e energético da bacia do rio Ji-Paraná (RO) utilizando dados multitemporais de sensoriamento remoto / Deise Nunes Furlan; orientadora Maria Victoria Ramos Ballester; coorientador Ricardo Guimarães Andrade. - - versão revisada de acordo com a Resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2013.

150 p.: il.

Tese (Doutorado – Programa de Pós-Graduação em Ciências. Área de Concentração: Química na Agricultura e no Ambiente) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura da Universidade de São Paulo.

1. Bacia hidrográfica – Amazônia 2. Ciclo hidrológico 3. Desmatamento 4. Evapotranspiração 5. Florestas tropicais 6. Imageamento de satélite 7. Mudança climática 8. Processamento de imagens 9. Radiação (calor) 10. Temperatura I. Título

CDU 504.122 : 630\*111 (292.88)

Há uma força motriz mais poderosa que o vapor, a eletricidade e a energia atômica: a Vontade.

Albert Einstein

Ao Gabriel

Com Amor, admiração e gratidão pelo o seu apoio e a sua compreensão durante o desenvolvimento deste trabalho.

Ofereço

Aos meus pais José Carlos e Mirtes Pelo exemplo E aos meus irmãos Jean e Hiago Pelos momentos de alegria

Dedico

#### AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por ter me concedido saúde, determinação e coragem para aceitar todos os desafios que me foram oferecidos durante esse período. Agradeço ainda por todas as oportunidades, o aprendizado e o conhecimento adquirido. Esse sonho não teria se tornado realidade sem a permissão dele.

Aos meus pais, José Carlos e Mirtes, por serem exemplo de força de vontade, coragem e dedicação. Esse trabalho é para vocês, foi por vocês que cheguei até aqui. Obrigada por sempre estarem ao meu lado, me apoiando nas minhas escolhas e nas minhas decisões durante a longa caminhada da graduação até o doutorado. Vocês sabem a importância dessa conquista para mim. Amo vocês...

Aos meus irmãos, Jean e Hiago, por me fazerem feliz com pequenos gestos e atitudes, vocês dão sentido a minha vida. Obrigada por se fazerem presentes, mesmo distantes. Obrigada ainda a minha cunhada Érica e ao meu irmão Jean pelos momentos de alegria na casa de vocês.

Ao Gabriel, que venceu essa etapa ao meu lado, como meu amigo, meu companheiro, meu namorado, meu noivo e hoje meu esposo. Obrigada pela compreensão nos muitos momentos de ausência, pela amizade e as muitas palavras de incentivos nos momentos de cansaço. Você tornou essa caminhada mais prazerosa. Obrigada por estar ao meu lado!

Aos meus primos Ediel, Neide e Léslie pelo apoio e os incentivos para que eu seguisse a carreira acadêmica desde os tempos da graduação. Obrigada ainda a tia Iolanda, tio Vanil e Diogo por serem a minha referência de família enquanto estive no estado de São Paulo.

Ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura - CENA, muito obrigada pela oportunidade para a realização desse trabalho de tese, em especial aos funcionários Marília, Neuda, Fábio e Daiane pela atenção.

Obrigada a minha orientadora Prof. Dr. Maria Victoria Ramos Ballester, carinhosamente Vicky, pela a amizade, o carinho, a confiança, o apoio e principalmente por me incentivar a desbravar novos mundos. Obrigada por todas as oportunidades que tive durante o doutorado, elas me fizeram crescer não só na vida profissional como pessoal também.

À Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA, em especial ao Dr. Ricardo Guimarães Andrade, por aceitar o convite de co-orientação do trabalho e pela atenção durante toda a etapa de realização da pesquisa. Obrigada pela disponibilidade em me receber e principalmente por todos os conhecimentos partilhados. Tive a oportunidade de aprender muito com você.

Aos funcionários do laboratório de Análise Ambiental e Geoprocessamento, Luiz e em especial a Rosângela pela atenção.

Aos colegas do laboratório de Análise Ambiental e Geoprocessamento, Eliete pela amizade e os momentos de descontração, Henrique pela amizade e a ajuda com o processamento das imagens de satélite, Gabriel, Andréia e Mariana pela convivência prazerosa e a amizade.

Ao Programa Santander de Bolsa de Mobilidade Internacional pela oportunidade de realização do intercâmbio na Universidade do Porto, Portugal. Obrigada de forma especial ao Prof. Mário Cunha, Prof. André Marçal e Arlete Rodrigues pelos conhecimentos partilhados durante o tempo em que estive na Universidade do Porto e pela calorosa recepção nesta universidade. Obrigada ainda a Marlene que me recebeu em sua casa.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo pela bolsa de estudos (2010/02228-0) que viabilizou o desenvolvimento desse projeto.

À Secretaria de Estado do Desenvolvimento Ambiental – SEDAM de Rondônia pelos dados meteorológicos concedidos.

Às minhas companheiras de república pela amizade, paciência e respeito, Julieth, Amália, Andréia, Flávia e Fernanda.

#### **RESUMO**

FURLAN, D. N. Efeito da mudança do uso e cobertura do solo nos balanços hídrico e energético da bacia do rio Ji-Paraná (RO) utilizando dados multitemporais de sensoriamento remoto. 2013. 150 p. Tese (Doutorado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2013.

O estado de Rondônia tem passado por significativa mudança no uso e cobertura do solo nos últimos 30 anos em decorrência da ocupação e exploração dos recursos naturais. As transformações ocorridas na paisagem nos últimos anos, principalmente em decorrência da substituição das áreas de floresta por pastagem, tem grande influência no ciclo hidrológico e no clima local. Muitos são os estudos que buscam entender a dinâmica do clima e a biosfera na região Amazônica, porém, há muitas dificuldades de execução de medidas de superfície, que muitas vezes são pontuais e não representam a diversidade da região. Assim, uma alternativa para esses estudos é o uso de dados orbitais, que possibilitam a obtenção de informações da superfície com ampla cobertura espaço-temporal. Devido a complexidade da região Amazônica onde a área de estudos está inserida, a utilização, não só de dados provenientes de sensores orbitais como também de ferramentas de sensoriamento remoto é uma possibilidade para a estimativa e representação espacial dos fluxos de energia e de água. Nesse contexto, o presente estudo teve como objetivo estimar os componentes do balanço de energia e a evapotranspiração real diária por meio do algoritmo Surface Energy Balance Algorithm for Land – SEBAL e avaliar o quanto a substituição de áreas de floresta por outros tipos de uso do solo tem influenciado no balanço hidro-energético da região central do estado de Rondônia nos últimos 25 anos de uso e ocupação do solo. O estudo foi realizado com imagens multiespectrais de alta resolução (Landsat 5 e Lansat 7) da parte central de Rondônia (Cena 231/68), onde está localizada a bacia do rio Urupá e uma parte da bacia do rio Ji-Paraná, com abrangência temporal de 1987 a 2011. Dessa forma foi possível analisar o padrão espacial e temporal dos fluxos de energia e da evapotranspiração real diária e avaliar as estimativas realizadas por meio do algoritmo SEBAL para as diferentes classes de uso do solo. Os resultados mostraram que a área de estudo tem passado por significativa mudança na cobertura vegetal, tendo em vista que em um período de 25 anos a área de floresta foi reduzida em 69,1 % da sua área inicial. As análises realizadas com as variáveis estimadas pelo SEBAL no contexto de mudança do uso do solo, mostram que o modelo é sensível o suficiente para representar o quanto diferentes alterações no uso e cobertura do solo modificam os fluxos de energia na superfície. De maneira geral, a substituição de áreas de floresta por agropastoril causou um aumento no albedo da superfície, diminuição do saldo de radiação, aumento de temperatura da superfície, aumento do fluxo de calor no solo, aumento do fluxo de calor sensível, diminuição do fluxo de calor latente e, consequentemente, diminuição na evapotranspiração diária. Isso mostra que o impacto no clima local com a substituição da floresta por outros usos do solo está alterando o regime hidrológico e o clima local, tendo em vista que a evapotranspiração diminuiu em 33 % quando comparada com áreas de floresta. Considerando a extensão da área de floresta que foi perdida durante os últimos anos, o impacto pode ser ainda maior.

Palavras-chave: Fluxo de energia. SEBAL. Amazônia. Uso do solo.

#### ABSTRACT

FURLAN, D. N. Effect of change of use and land cover in the water and energy balance of the river basin Ji-Paraná (RO) using multitemporal remote sensing data. 2013. 150 p. Tese (Doutorado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2013.

The state of Rondônia has undergone significant land use change in the last 30 years due to the occupation and exploitation of natural resources. The changes occurring in the landscape in recent years, mainly due to the replacement of forest areas for grazing, has strong influence on the hydrological cycle and climate. There are many studies that seek to understand the dynamics of climate and biosphere in the Amazon region, however, there are many difficulties for implementing surface measurements and often they are for specific sites and do not represent the whole ecosystem. Thus, an alternative for these studies is the use of satellite data, which allow to obtain information from the surface with reasonable spatialtemporal coverage. Due to the complexity of the Amazon region, the study area, the use satellite images is a possibility for the estimation of the energy fluxes on large scales current research. In this context, the aimed to estimate the energy balance components including daily evapotranspiration through the Surface Energy Balance Algorithm for Land - SEBAL and evaluate how the replacement of forest areas other land use types has influenced the balance water and energy in the central region of the by Rondônia state in the last 25 years of use and occupation of land. The study was carried out with multispectral images (Landsat 5 and 7 Lansat) of the central part of Rondônia (scene 231/68), which is located Urupá River basin including part of the river basin Ji-Paraná, with temporal serie 1987-2011. Thus it was possible to analyze the spatial and temporal patterns of the energy floxes including actual daily evapotranspiration evaluating the SEBAL algorithm accuracy for different classes land use. The results showed that the study area has undergone significant change in vegetation cover, considering that in a period of 25 years the forest area was reduced by 69.1 % of its initial area. The analyzes carried out with the variables estimated by SEBAL in the context of land use change, show that the model is sensitive enough to detect these changes in terms of energy fluxes on the surface. In general, the replacement of forest areas by agriculture and pasture caused an increase in the surface albedo, net radiation reductions, increased surface temperature, increasing heat flux in the soil, increasing the of sensible heat flux, decline of latent heat flux and consequently, reduction in evapotranspiration rate. This shows that the impact on the local climate with the replacement of the forest by other land uses are changing the hydrological regime and the local climate, as the evapotranspiration decreased by 33 % when compared with areas of forest. Considering the extent of the forest area that was reduced during the last years, the impact may be even higher.

Keywords: Energy flux. SEBAL. Amazon. Land use.

#### LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 Área de estudo com a localização das sub-bacias dos rios Urupá e Ji-Paraná, no estado de Rondônia e mapa de uso do solo do Estado (INPE, 2012), mostrando as Figura 2 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de julho de 1987. Fonte: Estação meteorológica Aeroporto de Porto Velho (NOAA)......40 Figura 3 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de julho de 1989. Fonte: Estação meteorológica Aeroporto de Porto Velho (NOAA)......41 Figura 4 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de agosto de 1991. Fonte: Estação meteorológica Aeroporto de Porto Velho (NOAA)......41 Figura 5 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de setembro de 1993. Fonte: Estação meteorológica Aeroporto de Porto Velho (NOAA)......42 Figura 6 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de agosto de 1995. Fonte: Estação meteorológica Aeroporto de Porto Velho (NOAA)......42 Figura 7 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de julho de 1997. Fonte: Estação meteorológica Aeroporto de Porto Velho (NOAA)......43 Figura 8 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de agosto de 1999. Figura 9 - Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de agosto de 2001. Figura 10 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de julho de 2003. Figura 11 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de julho de 2005. Figura 12 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de julho de 2007. Figura 13 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de agosto de 2009. Figura 14 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de agosto de 2011. Figura 15 – Fluxograma das etapas de processamento do algoritmo SEBAL (Surface Energy
- Balance Algorithm for Land) por meio da ferramenta Model Maker do ERDAS

Imagine 9.2 para obtenção do balanço de radiação. (Fonte: SILVA; LOPES; Figura 16 – Fluxograma do processo iterativo para o cálculo do fluxo de calor sensível (LH) nas bacias dos rios Urupá e Ji-Paraná por meio do algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land). Fonte: Adaptado de Allen et al. (2002).. 64 Figura 17 – Evolução da área (km<sup>2</sup>) ocupada pelas classes de uso do solo floresta e agropastoril obtidas por meio de classificação híbrida de imagens dos satélites Landsat 5 – Thematic Mapper (TM) e Landsat 7 – Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+), no período de 1987 a 2011, na região central do estado de Rondônia......72 Figura 18 – Mapas de uso do solo na região central de Rondônia nos anos de 1987, 1989, 1991 e 1993, obtidos a partir da classificação digital de imagens do satélite Figura 19 – Mapas de uso do solo na região central de Rondônia nos anos de 1995 e 1997, obtidos a partir da classificação digital de imagens do satélite Landsat 5 -Thematic Mapper (TM) e 1999 e 2001 obtidos a partir do satélite Landsat 7 -Figura 20 – Mapas de uso do solo na região central de Rondônia nos anos de 2003, 2005, 2007 e 2009, obtidos a partir da classificação digital de imagens do satélite Figura 21 – Mapa de uso do solo na região central de Rondônia no ano de 2011, obtido a partir da classificação digital de imagens do satélite Landsat 5 - Thematic Figura 22 – Albedo da superfície na região central de Rondônia nas datas de 28/07/1987, 17/07/1989, 24/08/1991 e 14/09/1993, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – Thematic Mapper (TM) por meio do algoritmo SEBAL Figura 23 – Albedo da superfície na região central de Rondônia nas datas de 03/08/1995 e 23/07/1997, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 -Thematic Mapper (TM) e 06/08/1999 e 11/08/2001 obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 7 – Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for 

- Figura 26 Evolução temporal dos valores médios de albedo nas áreas de floresta e agropastoril obtidos a partir da modelagem de imagens dos satélites Landsat 5 Thematic Mapper (TM) e Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)..88

- Figura 31 Evolução temporal dos valores médios de NDVI nas áreas de floresta e agropastoril obtidos a partir da modelagem de imagens dos satélites Landsat 5 –

Thematic Mapper (TM) e Landsat 7 – Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land). 95

- Figura 38 Saldo de Radiação (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 03/08/1995 e 23/07/1997, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – Thematic Mapper (TM) e 06/08/1999 e 11/08/2001 obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 7 – Enhanced Thematic Mapper

- Figura 39 Saldo de Radiação (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 24/07/2003, 13/07/2005, 03/07/2007 e 09/08/2009, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – Thematic Mapper (TM) por meio do algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)......107

- Figura 42 Fluxo de calor no solo (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 28/07/1987, 17/07/1989, 24/08/1991 e 14/09/1993, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – Thematic Mapper (TM) por meio do algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)......111
- Figura 44 Fluxo de calor no solo (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 24/07/2003, 13/07/2005, 03/07/2007 e 09/08/2009, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – Thematic Mapper (TM) por meio do algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)......113

- Figura 53 Fluxo de calor latente (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 03/08/1995 e 23/07/1997, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite

- Figura 57 Evapotranspiração diária (mm dia<sup>-1</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 28/07/1987, 17/07/1989, 24/08/1991 e 14/09/1993, obtidas a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – Thematic Mapper (TM) por meio do algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)......130
- Figura 59 Evapotranspiração diária (mm dia<sup>-1</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 24/07/2003, 13/07/2005, 03/07/2007 e 09/08/2009, obtidas a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – Thematic Mapper (TM) por meio do algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)......132
- Figura 60 Evapotranspiração diária (mm dia<sup>-1</sup>) na região central de Rondônia na data de 15/08/2011, obtida a partir da modelagem de imagem do satélite Landsat 5 –

	Thematic Mapper (TM) por meio do algoritmo SEBAL (Surface Energy Bal	ance
	Algorithm for Land)	. 133
Figura 61	- Evolução temporal dos valores médios de Evapotranspiração (mm dia <sup>-1</sup> )	) nas
	áreas de floresta e agropastoril obtidos a partir da modelagem de imagens	s dos
	satélites Landsat 5 - Thematic Mapper (TM) e Landsat 7 - Enhanced Them	natic
	Mapper Plus (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (Surface Energy Bal	ance
	Algorithm for Land)	. 134

#### LISTA DE TABELAS

### LISTA DE SÍMBOLOS

LE	Fluxo de calor latente (W m <sup>-2</sup> )
G	Fluxo de calor no solo (W $m^{-2}$ )
LH	Fluxo de calor sensível (W m <sup>-2</sup> )
Rn	Saldo de radiação (W m <sup>-2</sup> )
ND	Número Digital
$L_{\min}$	Radiâncias espectrais mínima (W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu$ m <sup>-1</sup> )
$L_{\max}$	Radiâncias espectrais máxima (W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu$ m <sup>-1</sup> )
$L_{\lambda \mathrm{i}}$	Radiância espectral (W m <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> $\mu$ m <sup>-1</sup> )
$\rho_{\lambda i}$	Reflectância espectral (adimensional)
$\mathbf{k}_{\lambda i}$	Irradiância solar espectral (Wm <sup>-2</sup> sr <sup>-1</sup> µm <sup>-</sup> )
Ζ	Ângulo zenital solar (rad)
$d_{\rm r}$	Inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (UA)
DJ	Dia juliano
$\pmb{lpha}_{\scriptscriptstyle toa}$	Albedo planetário ou albedo no topo da atmosfera (admensional)
α	Albedo da superfície ou albedo corrigido (admensional)
$\pmb{lpha}_p$	Radiação solar refletida pela atmosfera (admensional)
$\tau_{_{SW}}$	Transmissividade atmosférica (admensional)
Ζ.	Altitude (m)
NDVI	Índice de Vegetação da Diferença Normalizada
$\rho_{\it IV}$	Reflectância do infravermelho próximo (admensional)
$\rho_V$	Reflectância do vermelho (admensional)
SAVI	Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo
IAF	Índice de Área Foliar (m <sup>2</sup> folha/m <sup>2</sup> solo)
ε <sub><i>NB</i></sub>	Emissividade no domínio espectral da banda termal (admensional)
ε <sub>0</sub>	Emissividade da superfície na faixa do comprimento de onda de 6 $\mu$ m a 14
	μm
$T_s$	Temperatura da superfície (K)
$L_{\lambda,6}$	Radiância espectral da banda termal (W $m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ )

$K_1 e K_2$	Constantes de calibração da banda termal do Landsat 5 –TM
$R_{L\uparrow}$	Radiação de onda longa emitida pela superfície (W m <sup>-2</sup> )
σ	Constante de Stefan-Boltzman
$R_{s\downarrow}$	Radiação de onda curta incidente (W m <sup>-2</sup> )
S	Constante solar
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa incidente (W m <sup>-2</sup> )
$T_a$	Temperatura do ar (K)
и	Velocidade do vento (m s <sup>-1</sup> )
$Z_{0minicial}$	Parâmetro de rugosidade inicial (m)
$Z_{0m}$	Parâmetro de rugosidade (m)
h	Altura média da vegetação (m)
u <sup>*</sup>	Velocidade de fricção (m s <sup>-1</sup> )
K	Constante de Von Karman
$Z_1 e Z_2$	Alturas de 1,0 m e 2,0 m
<i>u</i> <sub>2</sub>	Velocidade do vento (m s <sup>-1</sup> ) na altura de ( $Z_2$ ) 2,0 m
$Z_{100}$	Altura de 100 m
$u_{100}$	Velocidade do vento (m s <sup>-1</sup> ) na altura de $(Z_{100})$ 100 m
$R_{ah}$	Resistência aerodinâmica ao transporte de calor (s m <sup>-1</sup> )
ρ	Densidade absoluta do ar (kg m <sup>-3</sup> )
<i>c</i> <sub><i>p</i></sub>	Calor específico do ar
a e b	Coeficiente de correlação para obtenção de <i>dT</i> em cada <i>pixel</i>
dT	Diferença de temperatura próxima a superfície
L	Similaridade de Monin-Obukhov (m)
g	Constante gravitacional
$\psi_{\scriptscriptstyle m}$	Transporte de momentum
$\boldsymbol{\psi}_{\scriptscriptstyle h}$	Transporte de calor
λ	Fração evaporativa (admensional)
Rn <sub>diário</sub>	Saldo de radiação em 24 horas (W m <sup>-2</sup> )
$K_{\scriptscriptstyle di {\acute a} rio}^{\downarrow}$	Radiação solar global integrada para um período de 24 horas (W m $^{-2}$ )

$L^{\downarrow}_{{\scriptstyle di {\it a} rio}}$	Balanço diário de radiação de onda longa (W m <sup>-2</sup> )
<i>e</i> <sub><i>a</i></sub>	Pressão parcial de vapor (mm bar)
ТМ	Thematic Mapper
ETM+	Enhanced Thematic Mapper Plus

## SUMÁRIO

1INTRODUÇÃO	29
1.1 Hipótese	
1.2 Objetivos	
2 MATERIAL E MÉTODOS	
2.1 Localização e descrição da área de estudo	37
2.2 Descrição meteorológica da área	
2.3 Algoritmo do Balanço de Energia da Superfície Terrestre (Surface Energia	ergy Balance
Algorithm for Land – SEBAL)	47
2.3.1 Calibração radiométrica	48
2.3.2 Reflectância monocromática	50
2.3.3 Albedo planetário	50
2.3.4 Albedo da superfície	51
2.3.5 Índices de Vegetação: NDVI, SAVI e IAF	52
2.3.6 Emissividade	53
2.3.7 Temperatura da superfície	53
2.3.8 Radiação de onda longa emitida	54
2.3.9 Radiação de onda curta incidente	54
2.3.10 Radiação de onda longa incidente	55
2.3.11 Saldo de Radiação	56
2.3.12 Fluxo de Calor no Solo	56
2.3.13 Fluxo de Calor Sensível	57
2.3.14 Fluxo de Calor Latente	64
2.4 Delimitação temporal das imagens de satélite	66
2.5 Georeferenciamento	67
2.6 Mapeamento do uso do solo	68
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	69
3.1 Mudanças no uso e cobertura do solo	69
3.2 Variação espacial e temporal do albedo	79
3.3 Variação espacial e temporal do Índice de Vegetação por Diferença	Normalizada
(Normalized Difference Vegetation Index - NDVI)	
3.4 Variação espacial e temporal da temperatura da superfície (°C)	95

3.5 Variação espacial e temporal do Saldo de Radiação (Rn)	102
3.6 Variação espacial e temporal do Fluxo de Calor no Solo (G)	109
3.7 Variação espacial e temporal do Fluxo de Calor Sensível (LH)	115
3.8 Variação espacial e temporal do Fluxo de Calor Latente (LE)	121
3.9 Variação espacial e temporal da Evapotranspiração Diária (ET)	128
4 CONCLUSÕES	137
REFERENCIAS	139

### **1INTRODUÇÃO**

A substituição da cobertura florestal por diferentes tipos de vegetação, especialmente pastagens e culturas anuais, é responsável por mudanças significativas no uso da terra nas regiões tropicais. Estas mudanças vêm despertando, cada vez mais, o interesse em entender quais são os impactos da substituição da cobertura florestal no funcionamento dos ecossistemas e na perda de serviços ambientais, tais como o balanço de energia da Terra, o ciclo da água e de nutrientes associados, bem como a perda de diversidade biológica.

A população vem crescendo a um taxa exponencial, especialmente a partir da revolução industrial. Em 2011, a população humana atingiu a marca de 7 bilhões de habitantes, vivendo em quase todos os tipos de ecossistemas na biosfera. Caso o ritmo de crescimento populacional atual de 1,2 % ao ano, seja mantido, está previsto que, até 2050, a população atingirá cerca de 9 bilhões de habitantes (BALLESTER et al., 2013). Esta população concentra-se cada vez mais em áreas urbanas, emite maiores quantidades de gases de efeito estufa e exige mais água, terra e energia dos ecossistemas naturais, o que resulta em impactos significativos nos recursos naturais e no clima global. Se continuarmos com os atuais padrões de consumo, está previsto que em 2030 as demandas mundiais de alimentos e energia quase dobrarão (BALLESTER et al., 2013). A demanda de água irá aumentar cerca de 30 % e as culturas agrícolas serão cada vez mais utilizadas na produção de bioenergia e outros fins industriais (MILLENNIUM ECOSYSTEM ASSESSMENT - MEA, 2005).

Uma das principais conseqüências da demanda de novos e tradicionais *commodities* agrícolas é o aumento da pressão sobre os recursos naturais, em especial sobre os renováveis, com impactos sobre os serviços ambientais levando a mudanças no uso do solo em outras regiões (BALLESTER et al., 2013). Analisando os últimos 60 anos, é verificado que neste período os ecossistemas foram mais rapidamente alterado e em extensões maiores do que em qualquer outro período da história humana (MEA, 2005). A América do Sul, por exemplo, perdeu 4,0 milhões ha ano<sup>-1</sup> de vegetação nativa entre 2000 e 2010 (FAO, 2010). No Brasil, 3 milhões de hectares de vegetação nativa sofreram mudanças do uso da terra desde seu descobrimento, o que equivale a 36,3 % da área de floresta do país (IBAMA, 2013).

As mudança no uso da terra têm despertado preocupações crescentes, por resultarem em perdas de funções e serviços ecossistêmicos, com impacto a longo prazo sobre a população e os recursos naturais (BALLESTER, 2008). Uma das áreas que mais desperta atenção neste sentido é a bacia amazônica. A Amazônia é um dos mais importantes ecossistemas do planeta, devido à extensão de suas florestas tropicais úmidas, à biodiversidade que esta contém e às taxas em que estão sendo modificadas. Outra característica fundamental da região amazônica é sua extensa rede de drenagem, a qual culmina no maior rio do mundo (RICHEY et al., 1980). Ao longo do seu canal principal e dos tributários, existem entre 100000 a 300000 km<sup>2</sup> de áreas periodicamente inundadas (SIPPEL et al., 1994; JUNK, 1997), enquanto as zonas ribeirinhas dos pequenos igarapés podem abranger em torno de 1 milhão de km<sup>2</sup>. Contudo, apenas recentemente a importância destas áreas na ciclagem regional e global de nutrientes começou a ser melhor reconhecida. Richey et al. (2002) demonstraram que estas áreas podem ter um papel fundamental na ciclagem regional e global de carbono. Rios e áreas inundáveis da região central da bacia exportam, através da evasão de CO<sub>2</sub>, em torno de 1,2±0,3 Mg C ha<sup>-1</sup> ano<sup>-1</sup>, constituindo um fluxo de saída de 0,5 Gt ano<sup>-1</sup> de carbono na bacia (BALLESTER, 2008).

Desde o início da década de 1970, a paisagem amazônica vem passando por mudanças rápidas e significativas da cobertura e uso do solo devido, principalmente, ao desenvolvimento rápido associado à expansão da agricultura, pecuária, corte seletivo e urbanização (ALVES; FISCH; VENDRAME, 1999; NEPSTAD et al., 2001; LAURANCE et al., 2001; ROBERTS et al., 2003; BALLESTER et al., 2003). Dos cerca de 5 milhões de km<sup>2</sup> de floresta, quase 509 mil km<sup>2</sup> já tinham sido desmatados apenas no território brasileiro até 2007 (AGUIAR et al., 2012), o que equivale a 10 % do total da área de floresta. A área média desmatada na região no período 2003 – 2004 foi de 26130 km<sup>2</sup>, representando um crescimento de 6 % em relação ao biênio anterior, a segunda maior taxa desde 1978 até o presente, ficando atrás apenas do período 1994 – 1995 (BALLESTER, 2008).

Os processos de colonização na Amazônia têm atraído considerável atenção nos últimos trinta anos, uma vez que as mudanças na cobertura e uso do solo estão associadas à apropriação da terra (BATISTELLA; MORAN, 2005). A fase mais intensa de ocupação desta região teve início na década de 1970 com a inauguração da rodovia Transamazônica. Embora áreas extensas ainda permaneçam intactas, a taxa de perda da floresta é elevada, em especial no "arco do desmatamento", ao longo das bordas Sul e Leste sendo Pará, Mato Grosso e Rondônia os principais estados em termos de área desmatada (BALLESTER, 2008). Rondônia foi um dos estados que teve grande incentivo do governo federal para colonização da Amazônia na década de 70, o que tem causado significativa redução nas áreas de floresta nativa.

A conversão da floresta em áreas com agricultura ou pastagem, pode causar mudanças no microclima e distúrbios em toda região, dependendo do tamanho da área perturbada. Caso as áreas alteradas forem muito extensas, elas podem contribuir para mudanças climáticas globais e afetar regiões distantes da floresta tropical (SALATI; NOBRE, 1991). As alterações na dinâmica da vegetação, devido a perturbações naturais e antropogênicas podem influenciar na alteração do clima regional, bem como no regime de precipitação devido às alterações no ciclo hidrológico. (NEILL et al., 2006; CHAVES et al., 2008). Para avaliar os efeitos do desmatamento sobre o clima regional na Amazônia, vários estudos observacionais e de modelagem têm sido realizados visando monitorar os padrões temporais e espaciais da vegetação, bem como determinar a importância dos ecossistemas nativos e aqueles introduzidos pelo homem na variabilidade climática (ROCHA et al., 2004; NOVO et al., 2005; GERMER et al., 2007).

Em Rondônia, trabalhos observacionais em áreas de pastagem e floresta têm mostrado uma menor absorção de radiação solar, evapotranspiração e umidade do ar em pastagem quando comparado com microclima de floresta (FISCH; MARENGO; NOBRE, 1998). Fisch, Culf e Nobre (1996), estudando as variáveis micrometeorológicas na região de Ji-Paraná (RO) verificaram que a substituição de floresta por pastagem provoca, em nível sazonal, redução no saldo de radiação de ondas curtas de 8 % e redução na radiação total de 3 %, aumento na temperatura média do ar de 0,9° C, redução pequena na umidade específica do ar, aumento da velocidade do vento e redução na evaporação e precipitação de 20 % e 14 %, respectivamente. Com relação à modificação do regime de precipitação na Amazônia, não são apresentados dados conclusivos, o que se sabe é que as alterações no uso do solo, por meio das queimadas, são responsáveis por emissões significativas de gases traços e partículas de aerossóis para a atmosfera, que comprometem os mecanismos de formação de nuvens, diminuindo a quantidade de chuvas (ANDREAE et al., 2002; ARTAXO et al., 2005).

Quanto à temperatura do ar, apesar do maior potencial de refletividade da radiação solar pela pastagem, essa variável tende a aumentar devido à diminuição da evapotranspiração com a substituição da floresta pela pastagem (FISCH et al., 1997; ALVES; FISCH; VENDRAME, 1999; ALVALÁ et al., 2002; CORREA et al., 2007). Além disso, as mudanças nos ecossistemas amazônicos devem provocar impactos na umidade da atmosfera e, conseqüentemente, no ciclo hidrológico, com a intensificação dos gradientes horizontais de temperatura e umidade, induzindo ao aumento da precipitação associado às circulações locais, enquanto o suprimento de umidade for suficiente para manter a precipitação e o desmatamento não atingir grandes áreas (CORREIA et al., 2007).

Uma alternativa bastante utilizada para a contabilização da chuva e da evapotranspiração que ocorre em um ecossistema, é o balanço hídrico. Entre os trabalhos na

área de hidrologia utilizando esse método, a maioria é desenvolvida em microbacias experimentais, onde é possível monitorar variáveis que comprovem a importância da cobertura florestal para o ciclo hidrológico e regulação do clima. Porém, estudos como esses na região Amazônica são complexos devido à dificuldade na obtenção de séries de dados espaciais confiáveis e suficientemente longas de variáveis como temperatura do ar, precipitação e vazão. Assim, ferramentas que fazem uso de sensoriamento remoto e modelagem podem ser uma alternativa para o estudo dos efeitos do desmatamento sobre o ciclo hidrológico e as condições climáticas (CORREIA et al., 2005).

Ao entrar em contato com o sistema terra-atmosfera, a radiação solar que é a principal fonte de energia do planeta, passa a ser uma variável climática muito importante, influenciando praticamente todos os elementos do clima (MOURA, 2001). A radiação solar é fundamental nos processos de circulação do ar, aquecimento do ar e da superfície, e de evapotranspiração. Inúmeros são os estudos que utilizam ferramentas de sensoriamento remoto para simular a interação da radiação solar com a atmosfera com o objetivo de analisar os diferentes padrões de distribuição da evapotranspiração. Para tal, diversos algoritmos foram desenvolvidos visando a estimativa da evapotranspiração (ET) por sensoriamento remoto em escala local e regional (COMPAORÉ et al., 2008), são eles: NLDAS (North American Land Data Assimilation Systems (COSGROVE et al., 2003)), LIS (Land Information System (PETERS LIDARD et al., 2007)), ALEXI (Atmosphere Land Exchange Inverse (ANDERSON et al., 1997)), DisALEXI (Disaggregated ALEXI model (AGAM et al., 2007)), SEBS (Surface Energy Balance System (SU, 2002)), S-SEBI (Simplified Surface Energy Balance Index (ROERINK; SU; MENENTI, 2000)), SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land (BASTIAANSSEN et al., 1998)), METRIC (Mapping Evapotranspiration at High Spatial Resolution with Internalized Calibration (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2007; ALLEN et al., 2007)), entre outros.

Entre os algoritmos citados anteriormente para a obtenção de variáveis do balanço hídrico, como a evapotranspiração real, o Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) vem sendo um dos mais utilizados nos últimos anos (BASTIAANSSEN, 1995). Esse método é constituído de várias etapas, que incluem a calibração radiométrica, cômputo de refletância e albedo, índices de vegetação e emissividade, baseados nas bandas reflectivas de sensores orbitais, além da temperatura da superfície (banda termal) (BEZERRA; SILVA; FERREIRA, 2008).

Muitos são os trabalhos utilizando dados de sensores remotos orbitais para a determinação da evapotranspiração. Victoria et al., (2007) estimaram o balanço-hídrico da bacia do rio Ji-Paraná, em Rondônia, nos anos de 1995 e 1996, com o método de

Thornthwaite-Mather, inserido em um Sistema de Informação Geográfica – SIG. Este é um método simples que necessita de poucos dados de estações meteorológicas de superfície como entrada, ideal para a obtenção da evapotranspiração em bacias hidrográficas que não dispõem de muitas informações. Nesse estudo, foi observada significativa diminuição na evapotranspiração das sub-bacias que apresentavam maiores áreas desmatadas, indicando que o desmatamento pode reduzir a evapotranspiração e aumentar a descarga da bacia.

A substituição da floresta por diferentes usos do solo altera as características da interação da radiação eletromagnética com a superfície e consequentemente o clima. O albedo é uma das variáveis que são alteradas pelas mudanças nas características da vegetação da superfície como o comprimento da rugosidade do dossel, a profundidade das raízes para capturar água e o índice de área foliar (LEITÃO; SANTOS; OLIVEIRA, 2002; KVALEVAG et al., 2010). Entretanto, as características como, a radiação solar direta e difusa e o ângulo de incidência dos raios solares também são determinantes nos valores de albedo. Segundo Berbet e Costa (2003), o albedo em áreas de pastagem na Amazônia tem uma variação sazonal maior que em áreas de floresta, devido à maior sensibilidade dessa vegetação à variação do ângulo de elevação do Sol ao longo do ano, à disponibilidade hídrica, à altura e à densidade da vegetação, ao ângulo de inclinação das folhas e, ainda, à proporção de solo exposto no período de seca.

Lima et al. (2012), estudando duas sub-bacias localizadas entre os estados de Goiás e Minas Gerais por meio do SEBAL, verificaram que o saldo de radiação também sofre influencias da sazonalidade da incidência da radiação de ondas curtas, a qual varia de acordo com a declinação solar. A radiação eletromagnética sofre interações físico-químicas e biológicas diferentes de acordo com cada alvo, e a mudança no uso do solo altera as respostas espectrais da vegetação, fazendo com que as áreas de pastagem e agricultura apresentem albedo maior que as áreas de floresta (PEREIRA et al., 2009). Além disso, mudanças nas características da vegetação natural pode aumentar a temperatura da superfície, reduzir a evapotranspiração e o fluxo de calor latente. A redução no comprimento da rugosidade da superfície diminui a eficiência nos processos de troca turbulenta liberando uma fração de energia radiativa maior para aquecer a superfície (FISCH; MARENGO; NOBRE, 1998).

Santos et al. (2011) estimaram o saldo de radiação por meio do SEBAL em áreas de pastagem e floresta em Rondônia utilizando imagens Landsat 5 e verificaram que as áreas de pastagem apresentaram maior albedo do que a floresta devido às características da coloração da vegetação. Além disso, áreas com menores valores de albedo têm os menores valores de

Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index – NDVI*) e menor saldo de radiação.

Andrade et al. (2010b) estimaram o saldo de radiação e o albedo para a bacia do rio Ji-Paraná, utilizando imagens do sensor MODIS/Aqua e Andrade et al. (2010a) estimaram os fluxos de energia e evapotranspiração real diária para a mesma área. Os resultados mostraram que o albedo foi subestimado na bacia do rio Ji-Paraná devido à baixa resolução espacial do sensor MODIS. Apesar disso, os valores médios de albedo para as áreas de floresta, que foi de 0,14 e para as áreas de pastagem de 0,12 estavam próximos aos encontrados na literatura. Quanto aos fluxos de energia, esses mesmos autores verificaram que os fluxos de calor no solo em áreas de floresta foram de 21 a 30 W m<sup>-2</sup> e nas áreas de solo exposto e antropizadas, o fluxo de calor no solo variou de 41 a 79,97 W m<sup>-2</sup>. O fluxo de calor sensível também apresentou variações de acordo com o tipo de vegetação. Áreas de floresta apresentaram menores valores quando comparados com as áreas antropizadas. Os maiores valores de fluxo de calor latente e evapotranspiração também foram encontrados em áreas de floresta.

A relação direta entre a mudança no uso e cobertura do solo com os fluxos de energia é comprovada não só na Amazônia Brasileira como em outras partes do Brasil e do Mundo. Du et al. (2013) estimaram a evapotranspiração por meio do SEBAL com imagens MODIS/Terra para uma região na China e compararam os resultados com diferentes usos do solo. Os resultados mostraram que as áreas de agricultura apresentaram os menores valores de evapotranspiração, enquanto que nas áreas úmidas a evapotranspiração foi maior. Wu et al. (2010) aplicaram o SEBAL em imagens Landsat-5 para estudar o norte de Taiwan, onde verificaram que a mudança no uso do solo alterou a evapotranspiração e, consequentemente, o fluxo dos rios. Em 5 classes de uso do solo (floresta, área urbana, área agrícola, área agrícola abandonada, água), os autores observaram que a evapotranspiração variava de acordo com cada classe de uso do solo. A floresta teve a maior evapotranspiração, 7,23 mm dia<sup>-1</sup> no período chuvoso e 3,95 mm dia<sup>-1</sup> no período seco, enquanto a área urbana apresentou os menores valores 2,20 mm dia<sup>-1</sup> e 0,8 mm dia<sup>-1</sup>, respectivamente.

Menezes et al. (2009) estimaram a evapotranspiração regional com o SEBAL em relevo plano e montanhoso no município de Santa Bárbara, MG, que apresenta vegetação de transição entre a mata atlântica e o cerrado. Neste estudo foi verificado que os componentes do balanço de radiação na superfície e do balanço de energia são condizentes com a literatura, nas condições estudadas, ou seja, de relevo plano. Porém, foi necessária calibração, validação e correção quanto ao emprego do algoritmo SEBAL em relevos declivosos, com dados obtidos em campo. Neste mesmo município, Menezes et al. (2011) também utilizaram o
SEBAL para estimar o balanço de energia e a evapotranspiração em áreas de plantio de eucalipto e verificaram que, mesmo extrapolando o valor da evapotranspiração horária, que representa a evapotranspiração no momento da aquisição da imagem de satélite para a escala diária, o valor obtido com o SEBAL, de 0,28 mm h<sup>-1</sup>, estava de acordo com os valores encontrados em outros estudos de modelagem.

Meireles (2007) utilizou o SEBAL para estimar a evapotranspiração real diária da região que abrange o perímetro de Irrigação Araras Norte, e os quatro principais reservatórios (Jaibaras, Paulo Sarasate, Edson Queiroz e Forquilha) da bacia do Acaraú no Ceará. Os resultados mostraram que os menores percentuais de energia refletida e as maiores taxas de evaporação foram registradas nas superfícies líquidas e que a perenização dos cursos d'água tem influência na umidade do solo das margens, encontrando-se para alguns trechos da mata ciliar valores de *NDVI* e de evapotranspiração diária bem próximos dos observados nas áreas irrigadas. Isso evidencia a potencialidade do emprego do SEBAL em estudos de desertificação, alterações na vegetação e uso da terra em escala de bacias hidrográficas.

A mudança das características da superfície, bem como da vegetação, altera o processo de troca de energia. Áreas em processo de desmatamento apresentam menor evapotranspiração do que áreas florestadas, além disso, o albedo nessas áreas é maior, o que leva a uma menor quantidade de energia a ser absorvida pelas plantas. A diminuição da evapotranspiração pode acarretar ainda no aumento do fluxo de calor sensível e da temperatura da superfície (MYLNE; ROWNTREE, 1992). As florestas tropicais são importantes para o clima, pois a vegetação atua como um receptor e armazenador de energia evitando que parte da radiação solar que chega à superfície se perca para a atmosfera. Assim, a substituição dessa cobertura por diferentes usos do solo, como a pastagem e culturas anuais, pode causar o aumento do albedo que por sua vez resulta na redução da fração do saldo de radiação utilizada para a evapotranspiração provocando importantes efeitos nos processos atmosféricos e em especial no ciclo hidrológico (GIAMBELLUCA et al., 1997). Neste contexto, o algoritmo SEBAL pode ser uma ferramenta capaz de identificar as mudanças nos fluxos energéticos e hídricos em áreas com diferentes tipos de cobertura do solo, como em Rondônia que desde a década de 70 vem apresentando mudanças no uso do solo, principalmente pelos maiores índices de desmatamento da região Amazônica.

# 1.1 Hipótese

A hipótese do presente estudo foi: "As mudanças no uso e cobertura do solo na bacia do rio Ji-Paraná (RO), observadas nos últimos 24 anos (1987 – 2011) resultaram em alterações mensuráveis das características hidro-energéticas da área de estudo".

## **1.2 Objetivos**

Para testar a hipótese proposta nesse estudo, foram formulados os seguintes objetivos:

- Mapear e quantificar as conversões de áreas de floresta para outros usos do solo (agricultura e pastagem) na região central da bacia do rio Ji-Paraná (RO), em intervalos de dois anos no período compreendido entre 1987 e 2011;
- Estimar os componentes do balanço de radiação e de energia nas áreas identificadas como floresta, agricultura, pastagem e processo de regeneração (com vegetação secundária);
- Apontar tendências de alteração no balanço hidro-energético que possam estar ocorrendo na área de estudo e estabelecer uma relação temporal entre as mudanças da cobertura vegetal e os fluxos hidro-energéticos.

# 2 MATERIAL E MÉTODOS

#### 2.1 Localização e descrição da área de estudo

A área de estudo compreendeu a bacia do rio Urupá, drenando 4205,6 km<sup>2</sup> e uma parte da bacia do rio Ji-Paraná, com área de 9468,3 km<sup>2</sup> e está localizada na porção centro-leste do estado de Rondônia (Figura 1), região na qual vem ocorrendo intensas mudanças no uso do solo nas três últimas décadas. Em 1978, quando se iniciou o processo de ocupação do estado de Rondônia, apenas 1,8 % de sua área tinham sofrido algum tipo de mudança no uso da terra. Em 1988 as áreas de floresta desmatadas somaram 12,6 % do Estado, valor este que praticamente dobrou em apenas 10 anos, atingindo 22,4 % em 1998, chegando a 35 % em 2011 (INPE, 2012).



Figura 1 – Área de estudo com a localização das sub-bacias dos rios Urupá e Ji-Paraná, no estado de Rondônia e mapa de uso do solo do Estado (INPE, 2012), mostrando as áreas de floresta convertidas em agricultura e pastagens até 2011.

O desenvolvimento e ocupação do estado de Rondônia foram impulsionados entre 1970 e 1990, através de uma série de programas financiados pelo Banco Mundial e o Banco Interamericano de Desenvolvimento. Em 1970 foi criado o Programa de Integração Nacional (PIN), cujo principal objetivo foi a construção de estradas e infra-estrutura, para ligar o centro sul ao norte do país. Esta linha de financiamento permitiu o melhoramento da BR-364 entre Cuiabá e Porto Velho, construída em 1965, e finalmente pavimentada em 1984 (FUJISAKA et al., 1996; ROBERTS et al., 2003). Em apenas 30 anos, a população do Estado passou de 111.064 pessoas residentes em 1970 para 1.379.787 pessoas em 2000. As taxas de crescimento populacional foram mais elevadas nas décadas de 70 (16 %) e 80 (8 %), mas mantiveram-se ainda acima da média do Brasil na década de 90, quando a população cresceu a uma taxa de 2,24 % (IBGE, 2003). Como era esperado, este crescimento populacional ocorreu a partir da região centro leste, a qual é cortada pela rodovia BR-364 (BALLESTER, 2008).

Em Rondônia, a conversão de áreas de floresta nativa em pastagens e lavouras (perenes e anuais) ocorreu rapidamente como resultado de uma série de projetos governamentais que tinham como objetivo assentar pequenos agricultores sem terra do sudeste do País. Estes projetos resultaram em elevadas taxas de desmatamento na região, onde cerca de 4,8 milhões de hectares foram destinados para o assentamento de colonos em Rondônia, dos quais 58,5 % (ou 2,7 milhões de hectares) estavam localizados na bacia do rio Ji-Paraná. Em 1999-2000, dos quase 1,4 milhões de habitantes de Rondônia, 45 % residiam nos limites da bacia de drenagem do rio Ji-Paraná, 34 % da bacia já tinha sido desmatados (BALLESTER et al., 2003) e 59 % do rebanho bovino de Rondônia (IBGE, 2011) era criado nesta região.

A influência das estradas foi marcante nos padrões de desmatamento na bacia do rio Ji-Paraná. Em 1999, o desmatamento foi mais intenso em áreas de influência de 10 km de estradas principais. Do total da área desmatada na bacia, 48 % estava localizada nesta região (BALLESTER, 2008). Alves, Fisch e Vendrame (1999) obtiveram valores similares e observaram que quando a área de influência foi estendida para 20 km, 72 % do total da área desmatada estava ocorrendo nessa área de influência.

As propriedades do solo é outro fator determinante na distribuição espacial e temporal dos padrões de dispersão da pastagem. Em geral, os solos do estado de Rondônia são antigos e altamente intemperizados, tendo perdido grande parte de suas reservas primárias de minerais (BALLESTER, 2008). O potencial agrícola para a maior parte da região é limitado por fatores como baixos teores de nutrientes, acidez elevada, baixa capacidade de troca efetiva e

condições de drenagem pobres (DIEGUES, 1999). A bacia do rio Ji-Paraná é uma exceção a este padrão geral, com a maior parte da paisagem (~60 %) coberta por solos eutróficos com condições favoráveis para as atividades agrícolas (IBGE, 1993; TOLEDO, 2006). Em 1999, as áreas de pastagem estavam principalmente associadas com solos mais ricos da porção central da bacia do rio Ji-Paraná. Da área total de pastagem mapeada neste ano (BALLESTER et al., 2003), 90 % estava localizada em solos eutróficos e apenas 10 % em solos distróficos. Nas áreas cobertas por vegetação nativa (floresta ou cerrado), o padrão oposto é observado, apesar dos percentuais de cada tipo de solos serem semelhantes. Aproximadamente 48 % da vegetação nativa está em solos eutróficos e 52 % em solos distróficos (BALLESTER, 2008).

#### 2.2 Descrição meteorológica da área

Segundo a classificação de Köppen, o Estado de Rondônia possui um clima do tipo Aw - Clima Tropical Chuvoso, com média climatológica da temperatura do ar, durante o mês mais frio, superiores a 18°C, e um período seco bem definido durante a estação de inverno, quando ocorre na região um moderado déficit hídrico, com índices pluviométrico inferiores a 50 milímetros por mês. A média climatológica da precipitação pluvial para os meses de junho, julho e agosto é inferior a 20 milímetros por mês.

A média anual da precipitação pluvial varia entre 1400 e 2600 milímetros ao ano e mais de 90 % desta ocorre na estação chuvosa. A média anual da temperatura do ar varia entre 24°C e 26°C, com temperatura máxima entre 30°C e 35°C, e mínima entre 16°C e 24°C. Durante alguns dias nos meses de junho/julho ou agosto Rondônia pode sofrer influência de frentes frias vinda da região sul, que é um fenômeno conhecido como friagem. Durante estes meses as temperaturas mínimas absolutas do ar podem atingir valores inferiores à 10°C.

A média anual da umidade relativa do ar varia de 80 % a 90 % no verão, e em torno de 75 %, no outono - inverno. A evapotranspiração potencial (ETP) é alta durante todo o ano, apresentando valores superiores a 100 mm mês<sup>-1</sup>. O total anual da ETP só atinge valores superiores aos da precipitação mensal nos meses de maio, junho, julho e agosto (SEDAM, 2012).

As Figuras de 2 a 14 mostram os gráficos de temperatura e precipitação para os respectivos meses e anos em que foram selecionadas as imagens de satélites para o desenvolvimento do estudo. Com isso, é possível verificar se no dia da passagem do satélite

ocorreu algum evento de precipitação ou alguma variação significativa na temperatura média do ar.

Os dados de temperatura e precipitação de 1998 a 2011 são da estação meteorológica localizada na cidade de Ji-Paraná, precisamente no campus da Faculdade ULBRA/ILES, coordenadas 10°51'46''S e 61°57'24''W, com altitude de 159 m e foram disponibilizados pela Secretaria de Estado do Desenvolvimento Ambiental (SEDAM) de Rondônia.

Para completar as informações meteorológicas referentes ao período de 1987 a 1997 foram adquiridos os dados meteorológicos disponibilizados pelo National Climatic Data Center, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, 2012) (http://www.ncdc.noaa.gov/) para a estação meteorológica localizada no aeroporto de Porto Velho.



Figura 2 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de julho de 1987. Fonte: Estação meteorológica Aeroporto de Porto Velho (NOAA).



Figura 3 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de julho de 1989. Fonte: Estação meteorológica Aeroporto de Porto Velho (NOAA).



Figura 4 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de agosto de 1991. Fonte: Estação meteorológica Aeroporto de Porto Velho (NOAA).



Figura 5 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de setembro de 1993. Fonte: Estação meteorológica Aeroporto de Porto Velho (NOAA).



Figura 6 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de agosto de 1995. Fonte: Estação meteorológica Aeroporto de Porto Velho (NOAA).



Figura 7 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de julho de 1997. Fonte: Estação meteorológica Aeroporto de Porto Velho (NOAA).



Figura 8 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de agosto de 1999. Fonte: Estação meteorológica de Ji-Paraná (SEDAM).



Figura 9 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de agosto de 2001. Fonte: Estação meteorológica de Ji-Paraná (SEDAM).



Figura 10 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de julho de 2003. Fonte: Estação meteorológica de Ji-Paraná (SEDAM).



Figura 11 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de julho de 2005. Fonte: Estação meteorológica de Ji-Paraná (SEDAM).



Figura 12 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de julho de 2007. Fonte: Estação meteorológica de Ji-Paraná (SEDAM).



Figura 13 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de agosto de 2009. Fonte: Estação meteorológica de Ji-Paraná (SEDAM).



Figura 14 – Temperatura do ar (°C) e precipitação (mm) diárias do mês de agosto de 2011. Fonte: Estação meteorológica de Ji-Paraná (SEDAM).

# 2.3 Algoritmo do Balanço de Energia da Superfície Terrestre (*Surface Energy Balance Algorithm for Land* – SEBAL)

A evapotranspiração da área de estudo foi obtida por meio do algoritmo SEBAL como resíduo da equação clássica do balanço de energia na superfície:

$$Rn = LE + LH + G \tag{01}$$

Onde:

Rn é o saldo de radiação (W m<sup>-2</sup>); *LE* é a densidade de fluxo de calor latente (W m<sup>-2</sup>); *LH* é a densidade de fluxo de calor sensível (W m<sup>-2</sup>); *G* é a densidade de fluxo de calor no solo (W m<sup>-2</sup>).

A obtenção dos fluxos de energia e radiação foram realizadas ao aplicar a metodologia de processamento das imagens de satélite por meio de modelos implementados com o auxílio da ferramenta *Model Maker* do ERDAS Imagine 9.2 (SILVA; LOPES; AZEVEDO, 2005). A seqüência das etapas de processamento das imagens por meio dos modelos implementados na referida ferramenta de modelagem podem ser observadas na Figura 15.



Figura 15 – Fluxograma das etapas de processamento do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) por meio da ferramenta *Model Maker* do ERDAS Imagine 9.2 para obtenção do balanço de radiação. (Fonte: SILVA; LOPES; AZEVEDO, 2005).

# 2.3.1 Calibração radiométrica

A calibração radiométrica é constituída pelo cálculo da radiância espectral de cada banda ( $L_{\lambda i}$ ), ou seja, a efetivação da calibração radiométrica, em que o número digital (*ND*) de cada *pixel* (*Picture Element* – Elemento de Imagem ou célula) da imagem é convertido em radiância espectral monocromática. Essas radiâncias representam a energia solar refletida por cada *pixel*, por unidade de área, de tempo, de ângulo sólido e de comprimento de onda para as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7. Para a banda 6, essa radiância representa a energia emitida por cada *pixel* segundo a equação de Markham e Baker (1987):

$$L_{\lambda i} = L_{\min} + \frac{L_{\max} - L_{\min}}{255} ND \tag{02}$$

Onde:

 $L_{min}$  e  $L_{max}$  são as radiâncias espectrais mínimas e máximas (W m<sup>-2</sup> sr<sup>-1</sup> µm<sup>-1</sup>, Tabela 1); ND é a intensidade do *pixel* (número digital – número inteiro de 0 a 255); *i* corresponde as bandas (1, 2, ... e 7) do satélite.

Tabela 1 – Descrição das bandas do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM), com os correspondentes intervalos de comprimento de onda, coeficientes de calibração (radiância mínima –  $L_{min}$  e máxima –  $L_{max}$ ) e irradiâncias espectrais no topo da atmosfera (TOA)

		Coefic. de Calibração (W m <sup>-2</sup>		Coefic. de Calibração (W m <sup>-2</sup>		Irradiância Espectral no	
	Comp. de onda (µm)	$sr^{-1}\mu m^{-1}$ ) de 1 de março de		$sr^{-1} \mu m^{-1}$ ) após 5 de maio de		Topo da Atmosfera	
Bandas		1984 a 4 de maio de 2003.		2003		$(W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1})$	
		$L_{ m min}$	$L_{\rm max}$	$L_{\min}$	$L_{ m max}$	Landsat 5 – TM	
1 – Azul	0,45 - 0,52	-1,52	152,10	-1,52	193	1957	
2 - Verde	0,53 – 0,61	-2.84	296,81	-2,84	365	1826	
3 – Verrmelho	0,62 - 0,69	-1,17	204,30	-1,17	264	1554	
4 – Infravermelho próximo	0,78 - 0,79	-1,51	206,20	-1,51	221	1036	
5 – Infravermelho médio	1,57 – 1,78	-0,37	27,19	-0,37	30,2	215,0	
6 – Infravermelho termal	10,4 - 12,5	1,2378	15,303	1,2378	15,303	-	
7 – Infravermelho distante	2,10 - 2,35	-0,15	14,38	-0,15	16,5	80,67	

Fonte: (CHANDER; MARKHAM, 2003).

## 2.3.2 Reflectância monocromática

A reflectância monocromática é o cálculo da reflectância de cada banda  $(\rho_{\lambda i})$ , definida como sendo a razão entre o fluxo de radiação solar refletida e o fluxo de radiação solar incidente que foi obtida segundo a equação (ALLEN et al., 2002):

$$\rho_{\lambda i} = \frac{\pi . L_{\lambda i}}{k_{\lambda i} . \cos Z . d_r} \tag{03}$$

Onde:

 $L_{\lambda i}$  é a radiância espectral de cada banda;

 $k_{\lambda i}$  é a irradiância solar espectral de cada banda no topo da atmosfera (W m<sup>-2</sup> sr<sup>-1</sup>  $\mu$ m<sup>-1</sup>, Tabela 1);

Z é o ângulo zenital solar;

 $d_r$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol (em unidade astronômica – UA), dada por:

$$\left(\frac{r}{r_0}\right)^2 = 1,000110 + 0.034221\cos\Gamma + 0,001280\operatorname{sen}\Gamma + 0,000719\cos2\Gamma + 0,000077\operatorname{sen}2\Gamma \quad (04)$$

Onde:

 $\Gamma = 2\pi (DJ - 1)/365$  (rad);

DJ é o dia juliano.

O ângulo zenital solar é obtido através do cabeçalho das imagens adquiridas.

# 2.3.3 Albedo planetário

O albedo planetário é aquele não ajustado à transmissividade atmosférica, que foi obtido pela combinação linear das reflectâncias monocromáticas:

$$\alpha_{\text{toa}} = 0,293\rho_1 + 0,274\rho_2 + 0,233\rho_3 + 0,157\rho_4 + 0,033\rho_5 + 0,011\rho_7$$
(05)

Onde:

 $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4, \rho_5$  e  $\rho_7$  são os albedos planetários das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7.

# 2.3.4 Albedo da superfície

O albedo da superfície corresponde ao albedo corrigido para os efeitos atmosféricos ( $\alpha$ ), e foi obtido pela equação:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_p}{\tau_{sw}^2} \tag{06}$$

Onde:

 $\alpha_{toa}$  é o albedo planetário;

 $\alpha_p$  é o albedo referente à radiação solar refletida pela atmosfera, que varia entre 0,025 e 0,04, mas para o modelo SEBAL é recomendado o uso do valor de 0,03, com base em Bastiaanssen (2000);

 $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica que para condições de céu claro, que pode ser obtida por (ALLEN et al., 2002):

$$\tau_{sw} = 0.75 + 2.10^{-5} z \tag{07}$$

Onde:

z é a altitude de cada *pixel* (m).

# 2.3.5 Índices de Vegetação: NDVI, SAVI e IAF

O Índice de Vegetação da Diferença Normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index - NDVI*) foi obtido por meio da razão entre a diferença das refletividades do infravermelho próximo ( $\rho_{IV}$ ) e do vermelho ( $\rho_V$ ) pela soma das mesmas (ALLEN et al., 2002):

$$NDVI = \frac{\rho_{IV} - \rho_V}{\rho_{IV} + \rho_V} \tag{08}$$

Onde:

 $\rho_{\it IV}$  e  $\rho_{\it V}$  correspondem, respectivamente, as bandas 4 e 3 do Landsat 5 – TM.

O *NDVI* é um indicador sensível da quantidade e da condição da vegetação verde. Seus valores variam de -1 a +1. Para superfícies com alguma vegetação o *NDVI* varia de 0 a 1, já para a água e nuvens o *NDVI* geralmente é menor que zero.

Para o cálculo do Índice de Vegetação Ajustado para os Efeitos do Solo (*Soil Adjusted Vegetation Index - SAVI*) que é um índice que busca amenizar os efeitos do "background" do solo, foi utilizada a expressão:

$$SAVI = \frac{(1+L)(\rho_{IV} - \rho_V)}{(L + \rho_{IV} + \rho_V)}$$
(09)

Onde:

L é uma variável de valor 0,25 (usado para vegetação densa), 0,5 (usado para vegetação intermediária) e 1,0 (usado para pouca vegetação).

O Índice de Área Foliar (*IAF*) foi definido pela razão entre a área foliar de toda a vegetação por unidade de área do solo utilizado por essa vegetação. O *IAF* é um indicador da biomassa de cada *pixel* da imagem e o mesmo foi obtido pela equação empírica apresentada por Allen et al. (2002):

$$IAF = -\frac{\ln\left(\frac{0,69 - SAVI}{0,59}\right)}{0,91}$$
(10)

## 2.3.6 Emissividade

Para a obtenção da temperatura da superfície, foi utilizada a equação de Planck invertida, válida para um corpo negro. Como nem todo *pixel* não emite radiação eletromagnética como um corpo negro, há a necessidade de introduzir a emissividade de cada *pixel* no domínio espectral da banda termal ( $\varepsilon_{NB}$ ). Por sua vez, quanto ao cálculo da radiação de onda longa emitida por cada *pixel*, há de ser considerada a emissividade no domínio do comprimento de onda de 6 µm a 14 µm ( $\varepsilon_0$ ). Segundo Allen et al. (2002), as emissividades ( $\varepsilon_{NB}$ ) e ( $\varepsilon_0$ ) podem ser obtidas, para *NDV I*> 0 e *IAF* < 3, segundo:

$$\epsilon_{\rm NB} = 0.97 + 0.00331IAF$$

$$\epsilon_0 = 0.95 + 0.01IAF$$
(11)

Para *pixels* com  $IAF \ge 3$ ,  $\varepsilon_{\rm NB} = \varepsilon_0 = 0.98$ . Para corpos de água (*NDVI*<0)  $\varepsilon_{\rm NB} = 0.99$  e  $\varepsilon_0 = 0.985$ .

## 2.3.7 Temperatura da superfície

Para o cálculo da temperatura da superfície  $(T_s)$  foram utilizados a radiância espectral da banda termal  $(L_{\lambda,6})$  e a emissividade  $(\varepsilon_{NB})$  obtida na etapa anterior. Dessa forma, obtevese a temperatura da superfície (K) pela seguinte expressão:

$$T_{s} = \frac{K_{2}}{\ln\left(\frac{\varepsilon_{NB} K_{1}}{L_{\lambda,6}} + 1\right)}$$
(12)

Onde:

$$K_1 = 607,76 \text{ W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \mu \text{m}^{-1};$$
  
 $K_2 = 1260,56 \text{ K}.$ 

 $K_1$ e  $K_2$ são constantes de calibração da banda termal do Landsat 5 –TM (ALLEN et al., 2002).

# 2.3.8 Radiação de onda longa emitida

A radiação de onda longa emitida pela superfície  $R_{L\uparrow}$  (W m<sup>-2</sup>) foi obtida através da equação de Stefan-Boltzman:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 . \sigma . T_s^4 \tag{13}$$

Onde:

 $\boldsymbol{\epsilon}_{\scriptscriptstyle 0}$  é a emissividade da superfície;

 $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman ( $\sigma = 5,67.10^{-8}$  W m<sup>-2</sup> K<sup>-4</sup>;

 $T_{\rm s}$  é a temperatura da superfície (K).

# 2.3.9 Radiação de onda curta incidente

A radiação de onda curta incidente  $R_{s\downarrow}$  (W m<sup>-2</sup>) é o fluxo de radiação solar direta e difusa que atinge a superfície terrestre, que para condição de céu claro foi calculada pela seguinte expressão (ALLEN et al., 2002):

$$R_{s\downarrow} = S.\cos Zd_r.\tau_{sw} \tag{14}$$

Onde:

*S* é a constante solar (1367 W  $m^{-2}$ );

Z é ângulo zenital solar;

 $d_r$  é o inverso do quadrado da distância relativa Terra-Sol;

 $\tau_{sw}$  é a transmissividade atmosférica.

 $R_{s\downarrow}$  pode ser considerado constante em toda a área de estudo, quando a mesma é de pequena dimensão (50 km x 50 km).

# 2.3.10 Radiação de onda longa incidente

Ao aplicar a equação de Stefan-Boltzman obteve-se a radiação de onda longa incidente emitida pela atmosfera na direção da superfície  $R_{I\downarrow}$  (W m<sup>-2</sup>):

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_{a} . \sigma . T_{a}^{4}$$
<sup>(15)</sup>

Onde:

 $\varepsilon_a$  é a emissividade atmosférica obtida por:  $\varepsilon_a = 0.85.(-\ln \tau_{sw})^{0.09}$  (ALLEN et al., 2002);

 $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzman;

 $T_a$  é a temperatura do ar (K).

A temperatura média do ar (°C), utilizada na equação anterior, foi obtida por meio de dados da estação meteorológica localizada na área de estudo com posterior conversão dos valores para a unidade Kelvin.

# 2.3.11 Saldo de Radiação

O saldo de radiação à superfície Rn (W m<sup>-2</sup>) foi calculado utilizando-se a equação do balanço de radiação à superfície:

$$Rn = R_{s\downarrow} - \alpha R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_o) R_{L\downarrow}$$
(16)

Onde:

 $R_{s\downarrow}$  é a radiação de ondas curtas incidente;

 $\alpha$  é o albedo da superfície com correção dos efeitos atmosféricos;

 $R_{L\downarrow}$  é a radiação de onda longa incidente emitida pela atmosfera na direção da superfície;

 $R_{I\uparrow}$  é a radiação de onda longa emitida da superfície;

 $\varepsilon_{a}$  é a emissividade da superfície.

# 2.3.12 Fluxo de Calor no Solo

O fluxo de calor no solo G (W m<sup>-2</sup>) foi obtido segundo equação empírica desenvolvida por Bastiaanssen (2000), que representa os valores próximos ao meio-dia:

$$G = \left[\frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0.0074\alpha^2)(1 - 0,98NDVI^4)\right] Rn$$
(17)

Onde:

 $T_s$  é a temperatura da superfície (°C);

 $\alpha$  é o albedo da superfície;

NDVI é o índice de vegetação da diferença normalizada.

Para efeito de correção dos valores do fluxo de calor no solo para corpos de água (NDVI < 0), foi utilizada a seguinte expressão: G = 0.3Rn (SILVA; CÂNDIDO, 2004).

## 2.3.13 Fluxo de Calor Sensível

O fluxo de calor sensível (*LH*) é a taxa de transferência de calor para o ar por convecção e condução, devido a uma diferença de temperatura entre dois níveis acima da superfície. Este fluxo foi estimado com base na velocidade do vento (u) e na temperatura da superfície usando uma calibração interna para o gradiente de temperatura (BASTIAANSSEN et al., 1998).

Para estimativa de *LH*, o processo teve início considerando a condição de atmosfera neutra. Primeiramente, obteve-se o parâmetro de rugosidade inicial ( $z_{om}$  inicial) ao aplicar a equação sugerida por Brutsaert (1982):

$$z_{om} = 0,12h \tag{18}$$

Onde:

*h* e a altura média da vegetação (m). Nesse caso utilizou-se h = 1,0 m.

Posteriormente, calculou-se a velocidade de fricção  $(u^*)$  para a condição de atmosfera neutra:

$$u_* = \frac{ku_2}{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_{om inicial}}\right)}$$
(19)

Onde:

k é a constante de von Karman (0,41);

 $u_2$  e a velocidade do vento (m s<sup>-1</sup>) na altura ( $z_2$ ) de 2,0 m.

Com as informações de  $z_{om inicial}$  e  $u^*$  foi possível estimar a velocidade do vento a uma altura ( $z_{100}$ ) de 100 m ( $u_{100}$ , m s<sup>-1</sup>) chamada de "blending height" (altura de mistura), onde se assume que os efeitos da rugosidade da superfície são desprezíveis:

$$u_{100} = u_* \frac{\ln\left(\frac{100}{Z_{om}}\right)}{k}$$
(20)

Em seguida, ainda para condição de atmosfera neutra, calculou-se a resistência aerodinâmica inicial ( $r_{ah}$  inicial):

$$r_{ah inicial} = \frac{\ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right)}{u_* k}$$
(21)

## Onde:

 $z_1$  e  $z_2$  são as alturas de 0,1 e 2,0 m, respectivamente.

Nos passos seguintes, utilizou-se  $z_{om}$  obtido por meio da expressão proposta por Bastiaanssen et al., (1998):

$$z_{0m} = \exp(-5,809 + 5,62SAVI)$$
(22)

O SEBAL utiliza dois *pixels* denominados "*pixels* âncoras" para fixar condições limite para o balanço de energia. Estes *pixels* são chamados de "quente" e "frio" e ficam situados na área de estudo. O *pixel* "frio" foi selecionado numa área de floresta que cobre completamente o solo. A temperatura do ar próxima à superfície e a temperatura da superfície são consideradas iguais para esse *pixel*. Nesse caso, assumiu-se que o fluxo de calor sensível é igual a zero, e então, determinou-se o fluxo de calor latente máximo por meio da equação:

$$LE_{frio} = Rn - G \tag{23}$$

O *pixel* "quente" foi selecionado numa área seca, com solo exposto ou sem vegetação, onde se assumiu que o fluxo de calor latente é igual a zero, podendo assim, obter o fluxo de calor sensível máximo ao empregar a equação:

$$H_{quente} = Rn - G = \frac{\rho c_p (a + bT_s)}{r_{ah}}$$
(24)

Onde:

*a* e *b* são parâmetros de ajuste;

 $\rho$  é a densidade do ar úmido (kg m<sup>-3</sup>);

 $c_p$  o calor específico do ar à pressão constante (1004 J kg<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>).

Na Tabela 2 são apresentadas as coordenadas geográficas de onde foram coletados cada um dos pixels quentes e frios em cada imagem e os respectivos valores de: temperatura da superfície (T<sub>s</sub>), Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), Saldo de Radiação (Rn), Fluxo de Calor no Solo (G), Fluxo de Calor Sensível (LH) e Fluxo de Calor Latente (LE).

Tabela 2 – Localização nas bacias dos rios Urupá e Ji-Paraná (RO) dos "*pixels* âncoras" utilizados pelo modelo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) para fixar condições limite para o balanço de energia (*pixels* quente (PQ) e *pixels* frio (PF)) em cada uma das datas analisadas e os respectivos valores de temperatura da superfície em graus Celsius (T<sub>s</sub>), Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI), Saldo de Radiação (Rn), Fluxo de calor no solo (G), Fluxo de calor sensível (LH) e Fluxo de calo latente (LE)

Datas		Lat (S)	Long (W)	<b>T</b> <sub>s</sub> (°C)	NDVI	Rn	G	LH	LE
1987	PF	11°29'03''	62°33'34''	26,52	0,76	447,06	41,95	0,00	405,10
	PQ	11°11'34''	62°00'06''	32,51	0,17	452,80	71,10	418,28	0,00
1989	PF	11°11'39''	62°29'16''	22,79	0,72	500,46	38,96	0,00	461,51
	PQ	10°54'58''	62°27'28''	35,36	0,18	386,24	69,12	317,08	0,04
1991	PF	11°17'02''	62°52'02''	25,03	0,52	473,46	59,67	0,03	397,05
	PQ	11°06'11''	62°46'29''	35,38	0,12	414,33	79,70	334,67	0,01
1002	PF	12°01'49''	62°17'42''	18,69	0,60	562,20	49,88	0,04	512,36
1995	PQ	11°33'02''	62°29'01''	24,42	0,12	541,82	70,49	471,27	0,07
1995	PF	11°28'19''	62°41'19''	23,04	0,78	481,33	32,68	0,07	448,70
	PQ	11°26'44''	61°53'56''	37,01	0,10	414,22	72,46	341,68	0,08
1997	PF	11°28'04''	62°34'13''	21,78	0,76	530,20	36,93	0,03	493,30
	PQ	11°28'14''	62°09'58''	30,37	0,30	471,97	68,78	403,11	0,08
1999	PF	10°55'20''	62°25'10''	27,11	0,53	456,75	63,98	0,02	392,78
	PQ	11°14'30''	62°12'46''	33,32	0,11	323,20	71,07	252,07	0,05
2001	PF	11°34'04''	62°43'16''	27,62	0,52	493,51	67,84	0,05	425,62
2001	PQ	11°16'29''	62°36'35''	32,54	0,05	425,67	79,61	346,08	0,02
2002	PF	11°14'47''	62°49'40''	23,48	0,81	512,09	32,99	0,00	479,10
2003	PQ	11°11'37''	62°32'12''	40,19	0,07	445,68	80,09	365,59	0,00
2005	PF	11°29'17''	62°46'52''	18,54	0,81	538,14	27,97	0,00	510,17
	PQ	11°19'54''	62°27'37''	31,27	0,18	501,50	71,37	430,09	0,15
2007	PF	11°11'33''	62°42'54''	22,15	0,80	541,72	34,08	0,00	507,64
	PQ	11°05'03''	61°51'53''	37,38	0,14	407,79	79,41	328,30	0,08
2009	PF	12°07'15''	62°32'20''	19,62	0,73	626,69	39,44	0,04	587,22
	PQ	11°15'54''	62°02'41''	32,08	0,16	473,57	81,44	392,26	0,13
2011	PF	11°16'49''	62°47'26''	22,75	0,72	598,48	47,22	0,02	548,81
2011	PQ	11°38'13''	61°46'31''	30,75	0,07	497,94	80,68	417,31	0,04

Por meio dos *pixels* ancoras pode-se então encontrar os coeficientes de correlação a e b para obtenção de *dT* em cada *pixel*:

$$dT = a + bT_s \tag{25}$$

Como no *pixel* frio dT = 0, ou seja,  $a + bT_s = 0$ , tem-se um sistema com duas equações e duas incógnitas, o que possibilita o calculo de a e b. Logo, obteve-se o fluxo de calor sensível, *pixel* a *pixel*, num processo iterativo até que o valor de  $r_{ah}$  fosse estabilizado:

$$LH = \rho c_p \frac{dT}{r_{ah}}$$
(26)

No entanto, os valores obtidos não são adequadamente representativos do *LH* em cada *pixel* e serviu, tão somente, como valores iniciais de um processo iterativo, que nas etapas seguintes foram consideradas, efetivamente, a condição de estabilidade de cada *pixel*. Com isso, devido aos efeitos turbulentos aquecerem a superfície e afetarem as condições atmosféricas e a resistência aerodinâmica, aplicou-se a teoria da similaridade de Monin-Obukhov (*L*, em m), assim, considerado no cálculo do fluxo de calor sensível, principalmente para as condições do *pixel* "quente".

A teoria da similaridade de Monin-Obukhov foi utilizada para definir as condições de estabilidade da atmosfera por meio da seguinte equação:

$$L = -\frac{\rho c_p u_*^3 T_s}{KgH}$$
(27)

Onde:

*g* é a aceleração da gravidade (9,81 m s<sup>-2</sup>); *k* é a constante de von Karman (0,41).

Os valores de *L* definem a condição de estabilidade da seguinte forma: se L < 0, a atmosfera é considerada instável; se L > 0, a atmosfera é considerada estável e se L = 0 podese dizer que a atmosfera está na condição de neutralidade.

Ao determinar a condição de estabilidade da atmosfera, os valores das correções de estabilidade para o transporte de momentum ( $\psi_m$ ) e de calor ( $\psi_h$ ) foram levados em conta. Para tanto, utilizou-se das formulações citadas por Allen et al. (2002):

1) Se L < 0 (condição de instabilidade):

$$\Psi_{m(100m)} = 2\ln\left(\frac{1+x_{(100m)}}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x_{(100m)}^2}{2}\right) - 2\arctan(x_{(100m)}) + 0.5\pi$$
(28)

$$\Psi_{h(2m)} = 2\ln\left(\frac{1+x_{(2m)}^{2}}{2}\right)$$
(29)

$$\Psi_{h(0,1m)} = 2\ln\left(\frac{1+x_{(0,1m)}^{2}}{2}\right)$$
(30)

Onde:

$$x_{(100m)} = \left(1 - 16\frac{100}{L}\right)^{0.25} \tag{31}$$

$$x_{(2m)} = \left(1 - 16\frac{2}{L}\right)^{0.25} \tag{32}$$

$$x_{(0,1m)} = \left(1 - 16\frac{0,1}{L}\right)^{0.25}$$
(33)

# 2) Se L > 0 (condição de estabilidade):

$$\psi_{m(200m)} = -5 \left(\frac{100}{L}\right) \tag{34}$$

$$\Psi_{m(2m)} = -5 \left(\frac{2}{L}\right) \tag{35}$$

$$\Psi_{m(0,1m)} = -5 \left( \frac{0,1}{L} \right)$$
(36)

3) Se L=0 (condição de neutralidade):  $\psi_{\rm m} = 0$  e  $\psi_{\rm h} = 0$ .

O valor corrigido para a velocidade de fricção  $u_*$  (m s<sup>-1</sup>) é dado por:

$$u_* = \frac{ku_{100}}{\ln\left(\frac{z}{z_{0\,\mathrm{m}}}\right) - \Psi_{m(100m)}}$$
(37)

Onde:

 $u_{100}$  é a velocidade do vento a 100m (m s<sup>-1</sup>);

k é a constante de von Karman (0,41);

 $z_{0m}$  é o coeficiente de rugosidade da superfície (m);

e  $\psi_{m(100\,m)}$  é a correção da estabilidade para o transporte de momentum a 100m.

De posse da velocidade de fricção corrigida ( $u_*$  corrigido), foi possível corrigir os valores da resistência aerodinâmica ao transporte de calor  $r_{ah}$  (s m<sup>-1</sup>) pela equação:

$$r_{ah} = \frac{\ln \frac{z_2}{z_1} - \psi_{h(2m)} + \psi_{h(0,1m)}}{u_* . k}$$
(38)

Onde:

z<sub>2</sub>=2,0 m;

 $z_1 = 0,1 m;$ 

 $\psi_{h(z_2)}$  e  $\psi_{h(z_1)}$  são as correções de estabilidade para o transporte de calor a 2,0 m e 0,1 m, respectivamente.

Em seguida, retornou-se à obtenção do gradiente de temperatura (dT), repetindo-se os cálculos mencionados anteriormente até que se obteve a estabilidade nos valores sucessivos de dT e  $r_{ah}$  para o *pixel* quente. A Figura 16 mostra o fluxograma do processo iterativo para o cálculo de *LH*.



Figura 16 – Fluxograma do processo iterativo para o cálculo do fluxo de calor sensível (*LH*) nas bacias dos rios Urupá e Ji-Paraná por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*). Fonte: Adaptado de Allen et al. (2002)

## 2.3.14 Fluxo de Calor Latente

O fluxo de calor latente LE (W m<sup>-2</sup>) definido como sendo a taxa de calor latente transferida da superfície devido ao processo de evaporação ou de evapotranspiração foi obtido pela simples diferença entre o saldo de radiação, o fluxo de calor no solo e o fluxo de calor sensível:

$$LE = Rn - G - LH \tag{39}$$

Onde:

*LE* é o valor do fluxo de calor latente instantâneo, ou seja, seu valor no momento da passagem do satélite e os demais termos anteriormente definidos.

Em seguida foi possível estimar a fração evaporativa ( $\lambda$ ) pela equação:

$$\lambda = W = \frac{LE}{LE + LH} = \frac{LE}{Rn - G} \tag{40}$$

Além da determinação do fluxo de calor latente, foi estimada a evapotranspiração real diária (mm dia<sup>-1</sup>) com base na equação sugerida por Ayenew (2003).

$$ET_{di\acute{a}rio} = \frac{\lambda R n_{di\acute{a}rio}}{28} \tag{41}$$

Onde:

28 é uma constante requerida para conversão de unidades, ou seja, para transformar W m<sup>-2</sup> para mm dia<sup>-1</sup>;

 $Rn_{diário}$  é o saldo de radiação integrado em 24 horas, dado por:

$$Rn_{diário} = (1 - \alpha)K_{diário}^{\downarrow} + L_{diário}^{\downarrow}$$
(42)

Onde:

 $K_{diário}^{\downarrow}$  é a radiação solar global integrada para um período de 24 horas (W m<sup>-2</sup>, dado medido em estação meteorológica);

 $L_{diário}^{\downarrow}$  representa o balanço diário de radiação de onda longa (W m<sup>-2</sup>), calculado pela expressão:

$$L_{diário}^{\downarrow} = \sigma \left( 0,34 - 0,14e_{a}^{0,5} \right) T_{a}^{4}$$
(43)

Onde:

 $e_a$ é a pressão parcial de vapor (mm bar) diária;

 $T_a$  é a temperatura do ar (K) diária.

## 2.4 Delimitação temporal das imagens de satélite

Para a obtenção dos mapas de uso do solo e a estimativa da evapotranspiração, por meio do algoritmo SEBAL, foram utilizadas imagens do sensor Landsat 5 *Thematic Mapper* (TM) e Landsat 7 *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) de órbita e ponto 231/068 das seguintes datas: 28/07/1987, 17/07/1989, 24/08/1991, 14/09/1993, 03/08/1995, 23/07/1997, 06/08/1999, 11/08/2001, 24/07/2003, 13/07/2005, 03/07/2007, 09/08/2009, 15/08/2011. Apenas as imagens de 1999 e 2001 são do satélite Landsat 7, as demais são do satélite Landsat 5. As imagens do período de 1987 a 2011 foram disponibilizadas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e adquiridas após uma seqüência de buscas devido a grande incidência de nuvens nas imagens de satélite da região Amazônica. Para minimizar os efeitos de nuvens, as imagens foram selecionadas para o período mais seco do ano na região, entre os meses de julho, agosto e setembro, época do ano na qual a incidência de nuvens sobre as imagens é menor. A abrangência temporal das imagens foi de 24 anos, com intervalos de 2 ano entre as imagens selecionadas. Tal critério foi utilizado para que fosse possível observar a evolução na mudança do uso e cobertura do solo da área de estudo, que nos últimos 30 anos têm passado por acelerado processo de ocupação.

As imagens do satélite Landsat 5 tem resolução espacial de 30 m nas bandas do visível e do infra vermelho (canais 1, 2, 3, 4, 5 e 7). Quanto à banda do infra vermelho termal (canal 6) a resolução espacial é de 120 metros. As imagens do Landsat 7 tem a mesma resolução espacial do Landsat 5 em todas as bandas, com exceção da banda termal (canais 6L e 6H) que tem resolução de 60 m. Além disso, o Landsat 7 tem a banda Pancromática (canal 8) que tem 15 m de resolução espacial. A Tabela 3 ilustra as diferenças de resolução espectral entre o sensor TM do Landsat 5 e o sensor ETM+ do Landsat 7. Os valores abaixo, em  $\mu$ m, representam os limites de comprimentos de onda de sensibilidade das bandas espectrais (JENSEN, 2009).

Dandag	Sensores				
Danuas	ТМ	ETM+			
1	$0,45-0,52\ \mu m$	$0,45 - 0,52 \ \mu m$			
2	$0,52 - 0,60 \ \mu m$	0,53 – 0,61 µm			
3	0,63 – 0,69 µm	0,63 – 0,69 µm			
4	$0,76 - 0,90 \ \mu m$	$0,78-0,90\ \mu m$			
5	1,55 – 1,75 μm	1,55 – 1,75 μm			
6	10,4 – 12,5 µm	10,4 – 12,5 µm			
7	2,08 – 2,35 µm	2,09 – 2,35 µm			
8	-	$0,52 - 0,90 \ \mu m$			

Tabela 3 – Diferenças de resolução espectral entre os sensores *Thematic Mapper* (TM) do satélite Landsat 5 e *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) do satélite Landsat 7

Fonte: (JENSEN, 2009).

#### 2.5 Georeferenciamento

As imagens de satélite adquiridas conforme descrição no item anterior foram armazenadas, processadas, georeferenciadas e analisadas por meio dos softwares Processador de Imagens Erdas Imagine, ERDAS 9.1 e o Sistema de Informações Geográficas, Arcgis 9.2. Todas as imagens foram registradas e corrigidas geometricamente com relação às imagens ortorretificadas dos satélites Landsat 5 – TM e Landsat 7 – ETM+ disponibilizadas junto ao *Global Land Cover Facility* (GLCF) (GLCF, 2013). As correções das cenas foram feitas por meio da extensão AutoSync do Processador de Imagem Erdas Imagine que gera pontos aleatório de acordo com a imagem ortorretificadas do GLCF para o registro e correção das imagens da área de estudo. Para isso, foi utilizado o modelo polinomial de 3ª ordem e reamostragem pelo vizinho mais próximo, considerando valores de *Root Mean Square Error* (RMSE) inferiores a 0,5.

## 2.6 Mapeamento do uso do solo

Para a determinação dos mapas de uso do solo a partir de imagens dos satélites Landsat 5 – TM e Landsat 7 – ETM+, utilizou-se o método de classificação híbrida que consiste na combinação dos métodos de classificação não supervisionada e supervisionada. Tal metodologia é descrita por Moreira (2005).

Na primeira etapa foi utilizada a classificação não supervisionada através do algoritmo ISODATA para obter diferentes classes de uso do solo com respostas espectrais semelhantes. Tal procedimento reduz os erros artificiais decorrentes da coleta de assinaturas espectrais para os processamentos posteriores. Nessa etapa, foi gerado um número de classes três vezes maior ao número de classes que se esperava obter no final do processo de classificação. Em seguida, cada classe gerada pela classificação não supervisionada foi checada em relação à respectiva cobertura vegetal visualizada na cena e então nomeada (SAWAKUCHI, 2010).

Finalmente, as classes que apresentavam amostras puras foram agrupadas e as classes que apresentaram mistura entre outras classes foram reclassificadas pela classificação supervisionada. Nesse ponto foram utilizadas amostras das assinaturas espectrais de cada classe que apresentava mistura, visando aumentar a acurácia da classificação. O algoritmo utilizado para a classificação supervisionada foi o de máxima verossimilhança (MAXVER).

O procedimento descrito foi realizado com o recorte das imagens de satélite que corresponde à área de estudo e processado para todas as datas, ou seja, de 1987 a 2011.

# **3 RESULTADOS E DISCUSSÃO**

#### 3.1 Mudanças no uso e cobertura do solo

A análise temporal dos mapas de uso e cobertura do solo da área de estudo (bacias dos rios Urupá e Ji-Paraná) mostra o acelerado processo de ocupação que vem ocorrendo no estado de Rondônia, com a introdução de extensas áreas de pastagem e agricultura nos últimos 24 anos. Entre as classes de uso do solo mapeadas entre 1987 e 2011, as mais representativas em termos de extensão, foram aquelas cobertas por floresta e agropastoril (Tabela 4).

Tabela 4 – Evolução da área (km<sup>2</sup>) ocupada pelas classes de uso do solo obtidas por meio de classificação digital de imagens dos satélites Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+), no período de 1987 a 2011, na região central do estado de Rondônia

	Floresta	Agropastoril	Cerrado	Queimada	Solo	Água	Sombra	Nuvem
					Exposto			
1987	8186,9	3015,3	550,9	89,2	756,1	24,6	58,4	-
1989	7238,3	3758,8	581,5	18,9	989,7	31,4	59,3	-
1991	7182,5	3743,4	528,6	221,0	959,3	47,8	-	-
1993	5529,5	4460,9	499,0	174,8	761,1	27,5	107,1	1121,7
1995	5309,1	5763,1	557,4	134,7	686,4	32,6	199,9	-
1997	5344,6	5552,2	512,6	119,6	706,5	40,4	407,3	-
1999	5437,4	7629,1	588,6	77,2	576,7	61,2	187,4	-
2001	5547,7	7325,8	790,3	86,4	560,7	44,0	202,9	-
2003	4653,8	6333,9	608,4	37,9	923,4	49,5	73,9	-
2005	4427,2	6902,5	202,9	63,2	950,2	48,7	86,3	-
2007	4029,9	7198,9	400,9	51,5	654,3	45,9	300,2	-
2009	2727,9	7853,6	736,7	24,0	847,9	48,8	434,2	-
2011	2527,9	8533,7	834,3	60,7	603,6	52,0	18,1	75,7

Para avaliar a precisão dos mapas de uso do solo obtidos no processo de classificação digital, foram obtidos os valores da acurácia global e do índice Kappa. A validação da classificação foi realizada para o ano de 2001, para o qual se tinham disponíveis dados de campo (BALLESTER et al., 2003). O valor de acurácia global obtido foi 86,4 % e o do índice Kappa de 0,75. Isso indica que a classificação teve uma concordância muito boa com a verdade terrestre e permite aceitar a classificação obtida com uma confiabilidade acima da mínima aceita na literatura (CONGALTON, 1991; JENSEN, 2009). Uma vez que os

procedimentos de classificação foram exatamente os mesmos para todos os anos de estudo, assume-se que a acurácia do método empregado foi muito boa de acordo com o valor do índice Kappa.

Em termos de evolução temporal das classes de uso do solo, observa-se que em 1987 a matriz da paisagem era composta principalmente por floresta, que ocupava aproximadamente 65 % da área de estudo, e por áreas agropastoris representando 24 % da mesma. O restante da região era ocupada por cerrado, solo exposto, queimadas, água e sombra do relevo. Em apenas dois anos, a área florestada teve uma diminuição de 8 %, passando a cobrir 57 % da área de estudo em 1989. Nesta data, a área utilizada como agropastoril passou para 30 %, o que representa um aumento de 6 %, evidenciando a expansão da fronteira agrícola na região. A diferença de 2 % entre as duas classes está associada às áreas queimadas e solos exposto que, geralmente, serão cultivadas posteriormente.

Em 1991 as áreas de floresta e agropastoril se mantiveram praticamente as mesmas, com cobertura de 57 e 30 % da área total de estudo, respectivamente. Entre 1991 e 1993, o incremento da área desmatada foi significativo, com uma redução da área florestada para 48 %. Simultaneamente, a área agropastoril aumentou para 39 %.

Em 1995 a área de floresta continuou diminuindo, chegando a 42 % e a área agropastoril aumentando para 45 %. Em 1997, estes valores se mantiveram relativamente constantes, com 42 % e 44 % da área, respectivamente. Em 1999 a área de floresta voltou a apresentar uma redução significativa, diminuindo para 37 %, enquanto a categoria agropastoril aumentou para 52 %. Em 2001 e 2003, observa-se um padrão semelhante ao período 1995-1997, ou seja, os valores de área de cada classe foram semelhantes aos observados no biênio anterior. Pequenas diferenças estão associadas com a presença de nuvens, sombreamento do relevo, queimadas e solos expostos.

Em 2005, 2007 e 2009 a área ocupada por floresta foi diminuindo gradativamente para 35 %, 32 % e 22 %, respectivamente, enquanto a área agropastoril aumentou para 54 %, 57 % e 62 %, respectivamente. Em 2011 foi registrada a menor área ocupada por floresta, 20 % da área total, por sua vez, foi registrada a maior área agropastoril, 68 %.

Com o aumento gradativo do desmatamento, as áreas ocupadas por floresta foram reduzidas gradativamente. Ao longo dos demais anos analisados os mapas de uso do solo mostraram que a classe agropastoril continuou aumentando significativamente e as áreas de floresta foram reduzidas. Em 2011 a floresta ocupava menos da metade da área de 1987, e a área agropastoril quase triplicou. Isso representa uma redução de 5659,0 km<sup>2</sup> de floresta, enquanto que a classe agropastoril apresentou um aumento da área de 5518,4 km<sup>2</sup> no período
de 1987 a 2011. Associado a este processo observa-se um padrão inverso de aumento das áreas agropastoris.

Em 1995 ocorreu a inversão da matriz, e a área de estudo que era dominada em termos quantitativos pela floresta com elevada conectividade, passou a ser majoritariamente agropastoril (Figura 17). Nesse ano, a área de floresta correspondia a 42 % da área de estudo e a área agropastoril a 45 %. Tais padrões de mudanças na paisagem podem claramente ser associados com a expansão da agropecuária que ocorreu em Rondônia na década de 1990. Segundo Margulis (2003), entre 1975 e 1995, a área de pastagem plantada triplicou na Amazônia Legal, enquanto o rebanho bovino em Rondônia cresceu aproximadamente 8 % em 2000. A inversão na matriz observada em 1995 coincide com o ano no qual foi registrada uma das maiores taxas de desmatamento anual em Rondônia pelo Programa de Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite - PRODES (INPE, 2012), quando 4730 km<sup>2</sup> do Estado foram desmatados. Nos anos seguintes, a matriz não sofre reversão, e o processo de dominância da cobertura agropastoril se mantêm relativamente constantes, com pequenos aumentos relacionados com os ciclos econômicos principalmente regionais e nacionais. Tais resultados mostram que o uso e ocupação do solo para pastagem e agricultura na região central de Rondônia têm avançado, principalmente sobre as áreas de floresta (Figuras 18, 19, 20 e 21).



Figura 17 – Evolução da área (km<sup>2</sup>) ocupada pelas classes de uso do solo floresta e agropastoril obtidas por meio de classificação híbrida de imagens dos satélites Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+), no período de 1987 a 2011, na região central do estado de Rondônia

Uma das principais causas do desmatamento na Amazônia é a expansão da fronteira agrícola, que é impulsionada pela rentabilidade de atividades de extração madeireira e pela agropecuária. As áreas de transição entre a floresta tropical e o cerrado são as que sofrem a maior influência desse processo (BALLESTER, 2008). Na bacia do rio Ji-Paraná, o principal uso do solo é a pastagem (ROBERTS et al., 2003; BALLESTER et al., 2003; HANADA, 2004), sendo a região uma das maiores produtoras de gado do País (MARGULIS, 2003). Além disso, a agricultura, a exploração madeireira e a atividade de mineração também contribuem para o desmatamento no estado de Rondônia como um todo (PEDLOWSKI et al., 1997).



Figura 18 – Mapas de uso do solo na região central de Rondônia nos anos de 1987, 1989, 1991 e 1993, obtidos a partir da classificação digital de imagens do satélite Landsat 5 - *Thematic Mapper* (TM)



Figura 19 – Mapas de uso do solo na região central de Rondônia nos anos de 1995 e 1997, obtidos a partir da classificação digital de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e 1999 e 2001 obtidos a partir do satélite Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+)



Figura 20 – Mapas de uso do solo na região central de Rondônia nos anos de 2003, 2005, 2007 e 2009, obtidos a partir da classificação digital de imagens do satélite Landsat 5 - *Thematic Mapper* (TM)



Figura 21 – Mapa de uso do solo na região central de Rondônia no ano de 2011, obtido a partir da classificação digital de imagens do satélite Landsat 5 - *Thematic Mapper* (TM)

Na Tabela 5 é apresentada a comparação da área desmatada nas bacias do rio Urupá e Ji-Paraná, obtidas por meio da classificação digital de uso do solo, com os dados de desmatamento do PRODES para a área de estudos.

Tabela 5 – Área desmatada (km<sup>2</sup>) nas bacias do rio Urupá e rio Ji-Paraná obtida por meio da classificação digital das imagens dos satélites Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+), no período de 2001 a 2011 em comparação com a área desmatada determinada pelo PRODES

	Desmatamento (Classificação)	Desmatamento (PRODES)
2001	7325,8	7943,3
2003	6333,9	8197,8
2005	6902,5	8443,5
2007	7198,9	8569,3
2009	7853,6	8621,5
2011	8533,7	8635,8

Fonte: PRODES (2013).

A Tabela 5 mostra que o desmatamento registrado por meio da classificação digital em 2001 na área de estudo foi de 7325,8 km<sup>2</sup>. Essa área desmatada está ocupada com pastagens e agricultura, e foi classificada como agropastoril. De acordo com os dados do PRODES, a área de desmatamento foi maior do que a área obtida por meio da classificação digital do uso do solo, o que representa aproximadamente 8 % a mais.

Em 2003 e 2005 a diferença entre a área quantificada como desmatamento pela classificação digital e os dados do PRODES foi maior, o PRODES quantificou a área desmatada 29 % maior em 2003 e 22 % maior em 2005. Na classificação digital, além da classe agropastoril, também foi obtida a classe solo exposto, o que pode ter influenciado na quantificação final da área de desmatamento. No caso dos dados do PRODES, não há outras classes de uso do solo que são resultantes do desmatamento, apenas é apresentado uma classe para a área desmatada, por isso os valores maiores do que a área obtida por meio da classificação digital.

A área desmatada em 2007 e 2009 também foi superior no mapeamento realizado pelo PRODES quando comparada com a área obtida por meio da classificação digital. Essa diferença foi de 19 % e 10 %, respectivamente.

Apesar de alguns anos apresentarem diferenças entre 20 % e 30 % entre os dados obtidos por meio da classificação digital para a área desmatada e os dados obtidos pelo PRODES, em 2011 os dados foram bem semelhantes e a diferença foi de apenas 1 %. Isso mostra que a classificação digital está coerente com os dados do PRODES e que algumas diferenças registradas em alguns anos são devido a outras classes de uso do solo registradas pela classificação digital, as quais não são registradas pelo PRODES.

Outro fator que influenciou bastante em algumas datas do estudo foi a incidência de nuvens e de sombra sobre a vegetação. Com isso, áreas ocupadas com floresta ou agropastoril foram quantificadas como sombra ou nuvem, o que pode ter influenciado em valores maiores ou menores das áreas ocupadas por floresta e agropastoril no momento da classificação digital das imagens.

Diante dos valores de desmatamento e das mudanças ocorridas nos últimos anos, surge a preocupação em quantificar o impacto do desmatamento no funcionamento dos ecossistemas amazônicos e nas mudanças climáticas, e isso só é possível a partir de dados de sensoriamento remoto, aplicados em múltiplas escalas espaciais e temporais. Estudos como esse deveriam ser realizados de forma padronizada e que permitissem a comparação com resultados obtidos em diferentes pesquisas (NOVO et al., 2005). Porém, para uma região com as dimensões da Amazônia, o uso de uma metodologia padronizada se torna crítico (ROBERTS et al., 2002).

Estudando a variação espaço-temporal da cobertura do solo entre 1975 e 1999 por meio de imagens Landsat da região central de Rondônia, Roberts et al., (2002) verificaram que Rondônia apresenta a vegetação altamente fragmentada e que as áreas fora de Reservas Florestais e Terras Indígenas são dominadas por inúmeras pequenas manchas irregulares de florestas. Foi verificado ainda que, ao contrário de outras regiões da bacia Amazônica, em Rondônia as áreas de pastagem são persistentes durante muitos anos e raramente são abandonadas para o crescimento de vegetação secundária. Isso mostra que a pecuária é a principal atividade de uso do solo na região.

As diferenças espaciais no uso da terra são, principalmente, devido a fatores econômicos e de fertilidade do solo, além da abertura de estradas (ROBERT et al., 2002). De acordo com Soares-Filho et al. (2004) a distribuição das atividades humanas em regiões de florestas é altamente influenciada pela infra-estrutura de transportes.

Em Rondônia, a abertura de estradas durante o processo de ocupação e implementação dos assentamentos rurais, configurou em áreas desmatadas ao longo das estradas que ficou conhecida como "espinha de peixe". Para analisar de forma representativa as causas e o impacto que esse tipo de desmatamento representa na Amazônia, é necessário obter informações sobre o tamanho e a posição das propriedades na paisagem e o tempo de ocupação (BATISTELLA; MORAN, 2005) tendo em vista que diferentes fatores influenciam no desmatamento como os processos sociais, econômicos, políticos e ecológicos.

O mesmo padrão de fragmentação da paisagem no formato de "espinha de peixe" foi observado neste estudo, como pode ser observado nas Figuras 18, 19, 20 e 21, onde o desmatamento se concentra principalmente ao longo das estradas que eram abertas no decorrer dos anos para dar acesso às propriedades rurais.

A economia nacional influencia diretamente nas taxas de desmatamento principalmente pela abertura e pavimentação de estradas na Amazônia (MARGULIS, 2003; REYDON, 2011). Por exemplo, em 1999 o desmatamento na bacia do rio Ji-Paraná foi mais intenso em uma área de influência de 10 km de estradas principais. Do total da área desmatada na bacia, 48 % estava localizada na região de influência de estradas (BALLESTER, 2008). Valores similares a este foram obtidos por Alves, Fisch e Vendrame (1999), em que 72 % do total da área desmatada é encontrada em áreas de 20 km de influência de estradas na região central de Rondônia.

Os impactos do desmatamento do ponto de vista ambiental, sem levar em consideração as perdas para comunidades tradicionais e indígenas, são extensos. Com as transformações na dinâmica da vegetação em decorrência do desmatamento, o clima regional tem apresentado variações significativas (OYAMA; NOBRE, 2003; FEARNSIDE, 2005). A retirada da floresta em decorrência da ação antrópica tem impacto no ciclo do carbono, onde uma grande quantidade de carbono é transferida da biosfera para a atmosfera, contribuindo para o aquecimento global (NOBRE; SAMPAIO; SALAZAR, 2007).

O desmatamento não representa apenas a mudança no uso do solo, mas tem um impacto significativo no funcionamento do ecossistema amazônico. Em decorrência disso, estudos do efeito do desmatamento da Amazônia no clima regional devem avaliar os ciclos biogeoquímicas dos principais elementos (C, N, P, K, Ca e Mg), a composição química da atmosfera em decorrência das emissões de gases e aerossóis, e as condições climáticas como um todo, conectando dados observacionais a modelos químicos e físicos de previsão do Sistema Terrestre (COSTA; YANAGI, 2006).

Uma forma de minimizar os efeitos do desmatamento é por meio da preservação da floresta que atua como um regulador do equilíbrio climático regional, além de manter alguns serviços ambientais importantes para as comunidades locais como a preservação da biodiversidade, a ciclagem da água, e o armazenamento de carbono.

Como forma de conter o desmatamento em regiões com alta pressão antrópica, as áreas protegidas (Unidades de Conservação e Terra Indígena) são uma alternativa para a conservação da floresta. Em Rondônia, o desmatamento dentro de áreas protegidas foi de 6,3 % do total de áreas protegidas em 2004. Em torno de 54 % das áreas ocupadas por propriedades privadas e assentamentos de reforma agrária já estavam desmatados nessa mesma data (FERREIRA; VENTICINQUE; ALMEIDA, 2005; RIBEIRO; VERÍSSIMO, 2007).

## 3.2 Variação espacial e temporal do albedo

As mudanças no uso e cobertura do solo na região de estudo tiveram um efeito significativo no balanço de radiação, influenciando especialmente os valores de albedo obtidos pelo algoritmo SEBAL. Como a radiação solar tem interações diferentes de acordo com a cobertura vegetal, os valores de albedo tiveram uma variação espacial seguindo os padrões observados para o uso do solo. Áreas com agricultura e pastagem apresentaram os maiores valores de albedo, pois refletem grande parte da radiação solar incidente. Por sua vez, nas áreas de floresta foram registrados os menores valores de albedo, já que este tipo de vegetação absorve uma quantidade significativa de radiação solar incidente

(Figuras 22, 23, 24 e 25). A umidade do ar e a presença de nuvens sobre as áreas de floresta influenciaram os valores de albedo. Em função da umidade, a radiação de ondas longas é maior e em decorrência da nebulosidade atmosférica, a radiação solar incidente sobre a floresta se torna menor. Esses fatores combinados influenciam nos valores de albedo e no saldo de radiação sobre áreas de floresta (SILVA DIAS, 2006).

De maneira geral, o albedo da superfície varia de 5 % a 55 % dependendo do quanto a vegetação está verde e dos minerais e propriedades físicas e químicas do solo (LIU, 2006). Os valores máximos de albedo observados para a floresta foram de 0,11 a 0,20. Em todas as datas analisadas os valores de albedo estavam dentro desse intervalo com exceção das datas de 24/081991, 14/09/1993 e 06/08/1999. Nestas datas, os valores de albedo para todas as classes de uso do solo apresentaram um padrão de distribuição superior, atingindo entre 0,20 e 0,28. Tal comportamento pode ser explicado pelas condições atmosféricas no dia de aquisição das imagens de satélite que podem ter influenciado significativamente os resultados de albedo nessas três datas.

Em 24/08/1991 a ocorrência de queimadas apresentou uma grande influência nos valores de albedo obtidos. Para esta imagem, nas áreas cobertas por pastagem e culturas anuais, os valores estiveram entre 0,25 e 0,28, enquanto na floresta os mesmos foram de no máximo 0,25, ou seja, muito próximos aos valores de albedo da classe agropastoril. Durante o período de estudo, esse foi o ano que teve a maior área queimada, 221,0 km<sup>2</sup> conforme o mapa de uso do solo (Figura 18 e Tabela 4). Nessa época do ano (período seco) é comum a prática de queimadas, o que coloca uma grande quantidade de material particulado na atmosfera formando uma névoa.



Figura 22 – Albedo da superfície na região central de Rondônia nas datas de 28/07/1987, 17/07/1989, 24/08/1991 e 14/09/1993, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 23 – Albedo da superfície na região central de Rondônia nas datas de 03/08/1995 e 23/07/1997, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – Thematic Mapper (TM) e 06/08/1999 e 11/08/2001 obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 7 – Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)



Figura 24 – Albedo da superfície na região central de Rondônia nas datas de 24/07/2003, 13/07/2005, 03/07/2007 e 09/08/2009, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 25 – Albedo da superfície na região central de Rondônia na data de 15/08/2011, obtido a partir da modelagem de imagem do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

Em decorrência das queimadas, as concentrações atmosféricas de partículas de aerossóis e gases traço alteram o balanço de radiação, com a absorção de até 70 % da radiação fotossinteticamente ativa, o que afeta a temperatura da superfície, e os fluxos de calor latente e sensível (ARTAXO et al., 2006). Os aerossóis podem ser constituídos por partículas de sulfato, que predominantemente espalham a radiação e por partículas de carbono grafítico que absorvem radiação, aquecendo a atmosfera. O papel dessas partículas no balanço energético terrestre está longe de ser completamente compreendido, o que se sabe é que essas partículas afetam diretamente o fluxo da radiação solar na superfície podendo levar tanto ao aquecimento quanto ao resfriamento da superfície (ARTAXO et al., 2006).

A presença de material particulado na atmosfera causa o processo de retroespalhamento e absorção da radiação solar que pode levar a um esfriamento da superfície e aquecimento da camada limite planetária, causando a estabilização termodinâmica da baixa atmosfera com inibição da formação de nuvens convectivas, levando a um possível impacto no ciclo hidrológico (SILVA DIAS, 2006). Os aerossóis emitidos pela queima da biomassa afetam ainda a formação de nuvens e de chuva. Segundo Silva Dias, Cohen e Gandú (2005), os núcleos de condensação de nuvens (NCN) que fazem parte dos aerossóis atmosféricos, são partículas sobre as quais se formam as gotículas de água da nuvem que eventualmente crescem o suficiente para cair como chuva. Quanto mais poluída a atmosfera, maior a concentração de aerossóis como um todo e também maior a concentração de NCN. Quando a atmosfera tem um número pequeno de NCN, o vapor d'água se deposita em poucas gotas que crescem rapidamente e caem como chuva. Com um número maior de NCN, as gotas geradas são pequenas e tendem a ficar em suspensão no ar, influenciando no regime de chuvas. Segundo Silva Dias et al. (2002), a concentração atmosférica de NCN durante a estação chuvosa é menor do que na estação seca. Durante a estação seca a concentração de NCN passa a ser aproximadamente três vezes maior que na estação chuvosa devido à queima de biomassa.

No ano de 1993 a imagem utilizada no estudo foi do mês de setembro. Esse foi um ano em que as imagens de satélite tiveram grande contaminação por nuvens e após uma seqüência de buscas, o mês de setembro foi o menos comprometido. Ainda assim, a imagem apresentou uma mancha significativa causada por nuvens sobre áreas ocupadas com pastagem e agricultura que corresponde a 1121,7 km<sup>2</sup>. Entre todas as imagens selecionadas para o estudo, que normalmente corresponderam aos meses de junho, julho e agosto, que são meses mais secos, as imagens de satélite apresentam menor contaminação por nuvens, no entanto, a imagem de 1993 foi adquirida no mês de setembro, com significativos índices pluviométricos. Conforme a Figura 5, é possível verificar que no dia 12, dois dias antes da data de aquisição da imagem de satélite, houve um evento de chuva de mais de 35 mm. Nos dias 14 e 18 também houve eventos de chuva, porém de menor intensidade, 8 mm e 1 mm, respectivamente.

Como houve um evento de precipitação no dia da aquisição da imagem de satélite, e o albedo determinado nesse estudo é para o instante da passagem do satélite, a chuva e a presença de nuvens podem ter influenciado nos valores de albedo determinados pelo algoritmo SEBAL, tendo em vista que os mesmos apresentaram valores próximos tanto na classe agropastoril quanto na classe floresta e também nas demais classes de uso do solo.

Estudos mostram que a precipitação tem papel importante no albedo em escala diária, onde o molhamento foliar absorve grande parte da radiação. Este efeito é restrito enquanto o dossel está efetivamente molhado, o que ocorre em período relativamente curto de tempo, porém em escala de tempo mais longa, por exemplo, mensal esse efeito deixa de ser importante (YANAGI; COSTA, 2011).

A classe agropastoril apresentou os maiores valores de albedo em todas as datas, com exceção de 14/09/1993, onde queimadas e nuvens foram as classes com maiores valores de albedo. Como anteriormente discutido, os resultados da cena de 14/09/1993 foram

significativamente influenciados pela presença de nuvens. Sabe-se que as nuvens cobrem aproximadamente 60 % da superfície terrestre e atuam no ciclo energético através de duas maneiras: as nuvens mais baixas e espessas refletem radiação solar de volta para a atmosfera e as nuvens mais altas e finas transmitem a radiação solar e ao mesmo tempo bloqueiam a passagem da radiação infravermelha emitida pela Terra (ARTAXO et al., 2006). Em geral a classe agropastoril teve os maiores valores de albedo devido à cobertura vegetal ser de pequeno porte e bastante sensível à falta de água. Nessa época do ano, por ser bastante seca, a pastagem perde grande parte da massa vegetal, parte pelo pastoreio do gado e parte pela seca, o que torna a reflectância dessa vegetação bastante elevada.

Além da pastagem, a área classificada como agropastoril também engloba outros tipos de uso do solo, por exemplo, culturas anuais. Entre os alimentos cultivados, a soja está sendo produzida em pequenas áreas na região desde o ano 2000. Essa cultura apresenta albedo superior a 0,20 em grande parte do seu ciclo de desenvolvimento o que contribui juntamente com as áreas de pastagem para mudanças consideráveis no balanço radioativo da região (SOUZA et al., 2010).

As áreas de cerrado presentes na área de estudo são compostas praticamente por arbustos e gramíneas, porém são menos sensíveis ao período de seca do que as áreas agropastoril, e mantêm a vegetação verde mesmo durante esse período. Portanto, apresentam valores de albedo entre 0,12 e 0,16, os quais são próximos aos valores observados em áreas de floresta. Assim como para outras classes, as cenas de 24/08/1991, 14/09/1993, 06/08/1999 e 11/08/2001 são as que apresentam os maiores valores de albedo (entre 0,21 e 0,28) para a classe cerrado.

Na classe de queimada, o albedo variou de 0,11 a 0,31. Esses valores estão elevados, pois se esperava valores de albedo de até 0,07 (PEREIRA et al., 2009). Essa classe foi a que apresentou a maior variabilidade nos valores de albedo, tendo sido encontrado valores desde 0,03 a 0,76. Por meio de uma composição RGB, a classe queimada foi definida como áreas escuras e com características de ocupação prévia do solo. Em decorrência disso, áreas de solo exposto e bastante seco podem ter sido classificadas como queimada. Segundo Liu (2006), solos sem cobertura vegetal, secos e claros podem apresentar valores de albedo de até 0,40.

As áreas classificadas como solo exposto são áreas que estão entre o processo de retirada da floresta e a implementação de atividades agropastoris, por exemplo, a agricultura ou a pastagem. Nessas áreas o albedo esteve entre 0,12 e 0,18 em todas as datas, com exceção, mais uma vez nas cenas de 24/08/1991, 14/09/1993, 06/08/1999 e 11/08/2001, onde os valores de albedo estiveram entre 0,23 e 0,31.

As classes água e sombra tiveram respostas semelhantes. Nas datas de 17/07/1989, 03/08/1995, 23/07/1997, 24/07/2003, 13/07/2005, 03/07/2007 e 15/08/2011, o albedo dessas classes esteve entre 0,07 e 0,09. Segundo Oke (1987), áreas com água onde o ângulo zenital é pequeno podem ter albedo entre 0,03 e 0,10, o que está de acordo com os resultados encontrados. Nas cenas das datas de 28/07/1987 e 09/08/2009 foram encontrados valores de albedo de 0,13 e 0,14, respectivamente. Nesse caso o albedo pode ter sido influenciado pelo maior ângulo zenital, uma vez que nessa condição os valores de albedo podem variar entre 0,10 e 1,00 (OKE, 1987). Um estudo feito na região amazônica analisou o albedo diário de acordo com o ângulo zenital durante o período de 1991 a 1996. Os resultados mostraram que o albedo reduz conforme há uma diminuição do ângulo zenital, por outro lado há um incremento no albedo conforme o ângulo zenital aumenta (QUERINO et al., 2006). Isso mostra que os valores de albedo são maiores ao nascer e ao pôr-do-sol e menor próximo ao meio dia, pois a radiação que é refletida depende da inclinação dos raios solares e não da quantidade de energia que chega até a superfície. Para as cenas de 24/08/1991, 14/09/1993, 06/08/1999 e 11/08/2001 os valores de albedo estiveram entre 0,12 e 0,31. Vale ressaltar que não foi identificada a classe sombra na classificação realizada com a imagem do dia 24/08/1991. Nessas quatro datas, os valores de albedo para as classes água e sombra foram superiores aos valores encontrados na literatura (LIU, 2006).

A classe nuvem ocorreu apenas em duas datas, 14/09/1993 e 15/08/2011. Na cena de 14/09/1993 a área ocupada por nuvem foi bastante extensa o que influenciou bastante nos resultados de albedo das demais classes. Na classificação da cena de 15/08/2011 a área identificada como nuvem foi pequena e localizada em uma única parte da imagem, e nesse caso não houve influência nos valores de albedo das demais classes. Essa classe apresenta alta variabilidade e os maiores valores de albedo, 0,28 em 14/09/1993 e 0,31 em 15/08/2011.

Analisando os dados de albedo de acordo com cada classe de uso do solo ao longo dos anos não há significativa mudança nos valores de albedo, com exceção das datas de 24/08/1991, 14/09/1993, 06/08/1999 e 11/08/2001. Porém, o que deve ser considerado é o tamanho das áreas de cada classe de uso do solo que sofreu significativa mudança nesses 25 anos (Figura 26). O padrão dos valores de albedo para a classe de floresta foi o mesmo, com exceção de algumas datas assim como a classe agropastoril.



Figura 26 – Evolução temporal dos valores médios de albedo nas áreas de floresta e agropastoril obtidos a partir da modelagem de imagens dos satélites Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

Em termos de área de abrangência, o albedo teve mudanças significativas, principalmente pelo aumento das áreas destinadas ao uso agropastoril que antes eram ocupadas por floresta. Essa substituição do uso do solo influencia no balanço de radiação alterando a partição de energia destinada a processos de fluxo de calor no solo, sensível e latente. Além disso, essas alterações podem afetar não só no balanço de radiação da região como também o ciclo hidrológico (MYLNE; ROWNTREEE, 1992). Por exemplo, Sakai et al. (2004) estudando um campo agrícola na região de Santarém, PA, avaliaram os efeitos da mudança do uso do solo no balanço de energia local, no ciclo da água e no balanço de carbono. Os resultados mostraram que as mudanças na cobertura do solo são claramente detectadas a partir de alterações no albedo e na radiação fotossinteticamente ativa (PAR). Consequentemente, as mudanças nesses parâmetros levam a alteração da evapotranspiração diurna e na captação de carbono.

## **3.3** Variação espacial e temporal do Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (*Normalized Difference Vegetation Index - NDVI*)

A interação da energia eletromagnética com a cobertura vegetal é influenciada por fatores biofísicos, como biomassa e índice de área foliar (PONZONI; SHIMABUKURO, 2007) e bioquímicos do dossel, além das características sazonais de cada região. Para avaliar a interação da energia eletromagnética com o dossel vegetativo surgiram os índices de vegetação. Esses índices possibilitam a diferenciação da vegetação de acordo com a resposta espectral dos alvos de interesse.

O NDVI é um dos índices de vegetação mais utilizados para monitorar o crescimento e vigor da vegetação, por meio do índice de área foliar (IAF), a atividade fotossintética e o estresse hídrico (PONZONI, 2001). O NDVI apresenta grande sensibilidade à resposta espectral da vegetação, sendo determinado pela diferença entre os valores refletidos da banda do infravermelho próximo e da banda do vermelho, normalizada pela soma dos mesmos valores dessas bandas.

A vegetação sem estresse hídrico absorve a radiação solar na região do visível para os processos de fotossíntese e reflete grande quantidade da radiação solar na região do infravermelho próximo. Em processo de estresse hídrico, a vegetação tende a absorver menos radiação solar, aumentando a reflectância na região do visível, e absorvendo mais radiação na região do infravermelho próximo. Essa diferença entre as reflectâncias nos comprimentos de onda do visível e do infravermelho próximo tendem a diminuir quanto maior o estresse hídrico da vegetação, o que torna os valores de NDVI mais baixos. O NDVI pode variar de -1 a 1. Valores de NDVI mais próximo de 1 representam uma vegetação densa, úmida e bem desenvolvida. O NDVI também possibilita avaliar o nível de degradação ambiental em áreas de floresta, além de ser muito utilizado para monitorar o nível de uso e cobertura do solo.

Na área de estudo, conforme esperado, a floresta foi a que apresentou os maiores índices de NDVI (Figuras 27, 28, 29 e 30). Essa classe apresenta a cobertura vegetal mais densa e menos sensível ao período de seca, que corresponde aos meses de aquisição das imagens de satélite. Em todas as datas dos anos analisados os valores de NDVI foram de 0,6 a 0,7, com exceção das datas de 24/08/1991, 14/09/1993, 06/08/1999 e 11/08/2001 que apresentaram NDVI de 0,4. Nessas datas, assim como para a variável albedo, o NDVI para a classe floresta diferiu das outras datas analisadas.

Além das características atmosféricas (por exemplo, a presença de nuvens e de fumaça em decorrência das áreas de queimada) nessa região, a disponibilidade hídrica é outro fator de relevante influência nos valores de NDVI (GALVÃO; VITORELLO; ALMEIDA FILHO, 1999; VICENS et al., 2001; NICACIO et al., 2006), principalmente para a vegetação de menor porte. No caso da floresta, assim como nas outras datas analisadas que correspondem ao período de seca, era esperado que os valores de NDVI ficassem entre 0,6 e 0,7 devido à capacidade que a floresta tem em manter o abastecimento de água para os processos fotossintéticos da planta. Apesar de algumas datas apresentarem valores de NDVI menores que 0,5 para a floresta, as simulações do SEBAL resultaram em estimativas coerentes com a literatura para este índice. Segundo Santos et al., (2011), a floresta Amazônica apresenta valores de NDVI superiores a 0,5.

Na classe agropastoril os valores de NDVI ficaram entre 0,4 e 0,5 com exceção das datas 24/08/1991, 14/09/1993, 06/08/1999, 11/08/2001 e 15/08/2011. Nessas datas o NDVI médio foi de 0,2; 0,3; 0,3; 0,1; 0,3 respectivamente. Ao contrário da floresta, a área identificada como agropastoril é mais sensível à disponibilidade hídrica. Essa classe é ocupada principalmente por pastagem e apresenta menores valores de NDVI no período de estiagem por ser influenciado pela vegetação mais seca e pelo sistema de manejo das pastagens.

A classe Cerrado apresenta plantas de porte arbustivo e não é muito densa. A classe solo exposto são áreas que estão passando por um processo de degradação deixando parte de solo exposto. Essas áreas apresentaram valores de NDVI variando entre 0,5 e 0,7. Mais uma vez, as imagens de 24/08/1991, 14/09/1993, 06/08/1999, 11/08/2001 apresentaram os menores valores médios de NDVI, variando entre 0,3 e 0,4.

As classes, queimada e água apresentaram valores de NDVI variando entre 0,0 e 0,5. Tanto as áreas de queimada, quanto de água apresentaram valores de NDVI de 0,5 para a cena de 09/08/2009. Para as demais datas analisadas os valores de NDVI estão dentro dos valores indicados na literatura (PONZONI, 2001; VICENS et al., 2001).



Figura 27 – Índice de Vegetação por Diferença Normalizada – NDVI na região central de Rondônia nas datas de 28/07/1987, 17/07/1989, 24/08/1991 e 14/09/1993, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 28 – Índice de Vegetação por Diferença Normalizada – NDVI na região central de Rondônia nas datas de 03/08/1995 e 23/07/1997, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e 06/08/1999 e 11/08/2001 obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 29 – Índice de Vegetação por Diferença Normalizada – NDVI na região central de Rondônia nas datas de 24/07/2003, 13/07/2005, 03/07/2007 e 09/08/2009, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 30 – Índice de Vegetação por Diferença Normalizada – NDVI na região central de Rondônia na data de 15/08/2011, obtido a partir da modelagem de imagem do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

A classe sombra foi classificada em todas as datas analisadas, com exceção de 24/08/1991 e a classe nuvem foi identificada apenas nas datas de 14/09/1993 e 15/08/2011. Nas áreas classificadas como nuvem, em 14/09/1993 e 15/08/2011, os valores médios de NDVI foram de 0,3 e 0,2 respectivamente. Segundo (LOURENÇO; LANDIM, 2004) as nuvens refletem mais a energia solar na região do visível do que na região do infravermelho próximo, por isso apresentam baixos valores de NDVI.

Além da comparação do NDVI em cada classe de uso do solo, foi analisada a evolução da substituição da floresta por áreas de uso agropastoril ao longo do período de estudo, 1987 a 2011 (Figura 31). Em todas as datas o NDVI da floresta é superior ao NDVI da área utilizada para as práticas de pastagem ou agricultura, classificada como agropastoril.

Analisando de forma temporal as áreas remanescentes de floresta, as mesmas sempre apresentaram valores de NDVI maiores do que as áreas agropastoris devido às características da vegetação. No entanto, o aumento das áreas agropastoris pode trazer variações no ciclo hidroenergético e nos processos de trocas de energia entre a superfície e a atmosfera.



Figura 31 – Evolução temporal dos valores médios de NDVI nas áreas de floresta e agropastoril obtidos a partir da modelagem de imagens dos satélites Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

## 3.4 Variação espacial e temporal da temperatura da superfície (°C)

A temperatura de uma região pode ser influenciada por fatores locais e globais. Entre os fatores que causam as mudanças mais significativas nessa variável, a ação humana tem sido a de maior magnitude. As atividades humanas podem levar à mudança do clima conhecida como mudança climática antropogênica. Isso é decorrente do aumento da emissão de gases do efeito estufa (GEE) através, por exemplo, das queimadas e do desmatamento (VILANI et al., 2006).

A região Amazônica tem importante papel no ciclo de carbono planetário, pois através do desmatamento libera grande quantidade dos GEE para a atmosfera (SALATI, 2001). Por meio do processo de transformação da floresta em áreas de agricultura e pastagem, grande quantidade de carbono na forma de dióxido de carbono é transferido da biosfera para a atmosfera, contribuindo para o aquecimento global (NOBRE; SELLERS; SHUKLA, 1991; LLOYD; FARQUHAR, 2008).

Como exemplo disso, a área de estudo tem passado por significativa substituição da floresta por áreas de pastagem e agricultura, o que contribui para o aumento de temperatura. As Figuras 32, 33, 34 e 35 mostram que os valores médios da temperatura da superfície na classe agropastoril são superiores aos observados em áreas de floresta. Nesse sentido, dependendo do tamanho das áreas de floresta substituídas por agricultura ou pastagem, podem ser previstas alterações climáticas significativas (FISCH; MARENGO; NOBRE, 1998; SALATI; SANTOS; KLABIN, 2006).

De 1987 até 1999 a diferença da temperatura da superfície entre a área de floresta e de pastagem era de 2 a 3°C, com exceção de 14/09/1993 que apresentou diferença da temperatura da superfície nessas duas áreas de apenas 1°C. Das datas analisadas, a partir de 11/08/2001 foram observadas diferenças de até 4°C nos valores de temperatura da superfície nas áreas agropastoril em comparação com as áreas de floresta, com exceção de 15/08/2011, em que essa diferença foi de até 6°C. Gash e Nobre (1996) realizando estudos comparativos sobre medidas de temperatura do ar entre áreas de pastagens e florestas nativas, demonstraram um aumento de 2,4°C nas áreas desmatadas. O aumento da temperatura do ar tem influencia nos processos de fotossíntese, na absorção de  $CO_2$  e na evapotranspiração. Sob temperaturas mais elevadas, as plantas tendem a fechar os estômatos e diminuir a absorção de  $CO_2$  e a evapotranspiração (DOUGHTY; GOULDEN, 2008).

Segundo Salati, Santos e Klabin (2006), o desmatamento além de causar o aumento da temperatura do ar localmente, pode influenciar no clima da região alterando os ciclos de água e energia causando a diminuição da precipitação, o que pode reduzir a quantidade de vapor d'água que é exportada para outras regiões. Além disso, a fragmentação da floresta reduz o número de habitat para muitas espécies levando a uma grande perda da biodiversidade de 8.000 a 34.000 espécies, considerando que o desmatamento aumente 1 % por ano.

Em quase todas as datas analisadas a classe que apresentou o maior valor médio de temperatura da superfície foi a área de queimada, onde a temperatura da superfície chegou aos 33°C. Nas datas de 17/07/1989, 14/09/1993 e 13/07/2005 a temperatura da superfície foi 1°C inferior à temperatura registrada nas áreas de agropastoril. Essa pequena diferença nos valores médios de temperatura da superfície pode ter ocorrido provavelmente por algumas áreas classificadas com agropastoril apresentarem características espectrais semelhantes às áreas de queimada, como por exemplo, o solo exposto (Figuras 32, 33, 34 e 35).

A temperatura da superfície em áreas classificadas como água esteve próxima aos valores observados em áreas de floresta, sendo que em muitas delas, as áreas de água apresentaram valores de temperatura da superfície superiores aos encontrados para as áreas de

floresta, como em 24/08/1991, 23/07/1997, 06/08/1999 e 15/08/2011, quando a temperatura da superfície ficou acima de 1°C nas três primeiras datas e acima de 2°C em 15/08/2011.

A floresta consegue manter as temperaturas mais baixas porque tem uma menor oscilação térmica. Isso pode ser explicado por três fatores: a vegetação intercepta a radiação que entra e a radiação que sai da floresta; as folhas verdes não aquecem tanto quanto o solo, além de trocar calor com o ar a sua volta (LARCHER, 1986).

Em todas as datas analisadas, as áreas classificadas como cerrado tiveram valores médios de temperatura da superfície de 1°C a 2°C a menos quando comparados com a temperatura de superfície da área agropastoril, porém foram mais elevados ao comparar com a temperatura de superfície da área de floresta.



Figura 32 – Temperatura da superfície (°C) na região central de Rondônia nas datas de 28/07/1987, 17/07/1989, 24/08/1991 e 14/09/1993, obtidas a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 33 – Temperatura da superfície (°C) na região central de Rondônia nas datas de 03/08/1995 e 23/07/1997, obtidas a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e 06/08/1999 e 11/08/2001 obtidas a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 34 – Temperatura da superfície (°C) na região central de Rondônia nas datas de 24/07/2003, 13/07/2005, 03/07/2007 e 09/08/2009, obtidas a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 35 – Temperatura da superfície (°C) na região central de Rondônia na data de 15/08/2011, obtida a partir da modelagem de imagem do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

Na análise temporal não é observado nenhum padrão de aumento ou diminuição da temperatura da superfície ao longo dos 25 anos de estudo (Figura 36). Deve-se ressaltar que a temperatura da superfície registrada nas áreas agropastoris foi em todos os anos superiores às obtidas nas áreas de floresta. Mais uma vez, a expansão de áreas ocupadas por agricultura e pastagem pode impactar as condições climáticas da região. Quanto maior for a área ocupada com temperaturas mais elevadas, maior será o impacto no clima local, o que pode levar a um quadro de mudanças climáticas em nível regional.



Figura 36 – Evolução temporal dos valores médios de temperatura da superfície (°C) nas áreas de floresta e agropastoril obtidos a partir da modelagem de imagens dos satélites Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

A mudança no uso do solo tem impacto no clima como um todo e particularmente no ciclo hidrológico e na temperatura do ar. Muitos estudos avaliando os efeitos da substituição da floresta por pastagem na Amazônia mostram aumento de temperatura e diminuição na precipitação (SHUKLA; NOBRE; SELLERS, 1990; ZANCHI et. al., 2009). Canziani e Benitez (2012) verificaram que a mudança no uso do solo na bacia Amazônica pode ter efeitos locais durante todo o ano, em especial na temperatura. Apesar das mudanças no uso do solo se estenderem desde regiões tropicais a subtropicais, o impacto da mudança do uso do solo no clima é maior nas regiões mais próximas ao Equador, em particular nas zonas tropicais.

## 3.5 Variação espacial e temporal do Saldo de Radiação (Rn)

O Rn é o principal fator determinante da evapotranspiração e de outros processos físicos e biológicos. Apesar dessa variável ser muito importante em estudos nas áreas de física, agronomia e biologia, raramente dados de saldo de radiação estão disponíveis devido às limitações técnicas e econômicas associadas com as medições diretas. Quando esses dados

estão disponíveis são valores pontuais que não representam a variabilidade espacial (SAMANI et al., 2007). Utilizando as imagens do satélite Landsat foi possível verificar a variação espacial do Rn na parte central de Rondônia. As áreas que tiveram a floresta substituída por áreas agropastoril são as que apresentam os menores valores de Rn instantâneo médio que vão desde 392 a 546 W m<sup>-2</sup> (Figuras 37, 38, 39 e 40).

O Rn é uma variável que tem grande variação temporal e espacial, determinando significativamente as trocas de massa e calor na atmosfera (GUSMÃO et al., 2012). Devido a grande importância do Rn e as grandes limitações para medições em campo, o emprego de imagens de sensores orbitais tem sido importante na determinação do Rn em escala regional em áreas heterogêneas. Neste estudo, as classes que tiveram os maiores valores de Rn foram a floresta e a água. A classe floresta apresentou valores de Rn superiores aos valores encontrados para a classe água em 24/08/1991, 06/08/1999 e 09/08/2009. Nos demais anos analisados o Rn da água foi maior que todas as outras classes, chegando a 605 W m<sup>-2</sup> em 2011. Leivas et al. (2007) obtiveram para a região de Eldorado do Sul – RS, Rn média de 662 W m<sup>-2</sup> para áreas de corpos d'água.

A determinação do Rn é feita por meio do balanço entre os fluxos radiativos descendentes e ascendentes de ondas curtas e ondas longas e são fortemente influenciados pela radiação solar global, albedo, temperatura e emissividade da superfície (PEZZOPANE et al., 1995). Os maiores valores de Rn em superfícies líquidas podem ser explicados pelo efeito combinado do albedo e da temperatura da superfície, pois o albedo influencia o balanço de ondas curtas e a temperatura o balanço de ondas longas (LIMA et al., 2009).

Para a classe floresta os valores de Rn variaram entre 426 W m<sup>-2</sup> em 1999 e 583 W m<sup>-2</sup> em 2011. As áreas com esse tipo de cobertura apresentam maiores valores de Rn porque a mesma reflete menos a radiação solar, quando comparada com áreas de pastagem. Isso ocorre, pois o albedo é o principal fator que afeta o balanço de radiação da superfície (FEDERER, 1968; SANTOS et al., 2011).

Além das características da vegetação outros fatores podem influenciar o saldo de radiação, como a presença de nuvens na estação chuvosa e a presença de aerossóis decorrentes de queimadas na estação seca. Na estação chuvosa as áreas de floresta densa apresentam grande quantidade de nuvens que é um fator significativo para a diminuição da incidência de radiação (ROCHA et al., 2004). Já na estação seca as grandes concentrações de aerossóis decorrentes principalmente de queimadas ajudam a explicar a diminuição do Rn que pode atenuar até 70 % da radiação incidente (ARTAXO et al., 2005).

Andrade et al. (2009) encontraram valores menores de Rn na Rebio Jarú na estação úmida, quando comparada com o Rn medido na estação seca nessa mesma localidade, indicando que a sazonalidade do período seco e chuvoso influenciam nos valores de Rn. Quanto à estação seca, o Rn também pode sofrer influência tanto pela presença de aerossóis, quanto pelos eventos de friagem que provocam muita nebulosidade sobre a região (OLIVEIRA et al., 2004).



Figura 37 – Saldo de Radiação (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 28/07/1987, 17/07/1989, 24/08/1991 e 14/09/1993, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 38 – Saldo de Radiação (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 03/08/1995 e 23/07/1997, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e 06/08/1999 e 11/08/2001 obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)


Figura 39 - Saldo de Radiação (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 24/07/2003, 13/07/2005, 03/07/2007 e 09/08/2009, obtidos a partir da Land)





Figura 40 – Saldo de Radiação (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia na data de 15/08/2011, obtido a partir da modelagem de imagem do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

Comparando a variação temporal do Rn entre as classes floresta e agropastoril, as quais ocupam a maior parte da área de estudo, verificou-se que em todas as datas analisadas as áreas de floresta apresentaram maior saldo de radiação do que as áreas agropastoris (Figura 41). A redução dos valores médios de Rn na classe agropastoril, quando comparados com a classe de floresta foi em média de 9 %. Essas áreas com Rn menores, estão devolvendo a energia que chega à superfície para a atmosfera na forma de calor sensível, causando o aquecimento do ar.

Considerando que o saldo de radiação é importante para os processos de troca de massa e energia entre a vegetação e a atmosfera, a substituição da floresta por uso agropastoril pode alterar drasticamente o saldo de radiação da superfície, induzindo a mudança no ciclo hidrológico e energético da região como um todo (SANTOS et al., 2011).



Figura 41 – Evolução temporal dos valores médios de Saldo de Radiação (W m<sup>-2</sup>) nas áreas de floresta e agropastoril obtidos a partir da modelagem de imagens dos satélites Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

### 3.6 Variação espacial e temporal do Fluxo de Calor no Solo (G)

O fluxo de calor no solo é altamente dependente das condições de superfície, por exemplo, se o solo é seco ou úmido, se está coberto por vegetação ou está exposto (DAUGHTRY et al., 1990). Assim, o fluxo de calor no solo pode variar dependendo da quantidade de umidade do solo, da distribuição da vegetação, das características físicas do solo, considerando que solos argilosos possuem maior condutividade térmica que solos arenosos (OLIVEIRA et al., 2009) e também do saldo de radiação e do albedo da área.

As áreas de floresta foram as que apresentaram os menores valores de G, os quais variaram de 41 W m<sup>-2</sup> a 70 W m<sup>-2</sup>, o que pode estar relacionado com o fato de uma fração pequena da energia disponível sobre essas áreas serem utilizadas para os processos de aquecimento (Figuras 42, 43, 44 e 45). Do total da energia disponível na floresta, apenas uma pequena parte é utilizada nos processos metabólicos da planta e a grande maioria é utilizada nos processos de transferência de massa e energia para a atmosfera através do fluxo de calor latente e fluxo de calor sensível.

Segundo Kakane (2004), o Rn e o G são as duas componentes mais importantes do balanço de energia na superfície da terra. A diferença entre o Rn e o G é que determina a quantidade de energia que estará disponível para a evapotranspiração (fluxo de calor latente) e o aquecimento do ar (fluxo de calor sensível).

O G, em todas as datas analisadas, foi maior na classe agropastoril quando comparado com a classe floresta. Na classe agropastoril, o menor valor de G foi em 17/07/1989 (53 W m<sup>-2</sup>) e o maior valor em 11/08/2001 (91 W m<sup>-2</sup>). Segundo Oliveira et al. (2009), esses valores mais baixos de G são encontrados em área com vegetação de densidade intermediária, e os maiores valores em áreas antrópicas e de solo exposto.

De todas as classes de uso do solo, as áreas de rios classificados como água foram as que apresentaram os maiores valores de G, com variação de 62 W m<sup>-2</sup> a 122 W m<sup>-2</sup>. Lima et al. (2009) analisando áreas irrigadas no triângulo mineiro também encontraram os maiores valores de G para as áreas com superfície líquida.



Figura 42 – Fluxo de calor no solo (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 28/07/1987, 17/07/1989, 24/08/1991 e 14/09/1993, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 43 – Fluxo de calor no solo (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 03/08/1995 e 23/07/1997, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e 06/08/1999 e 11/08/2001 obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 44 – Fluxo de calor no solo (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 24/07/2003, 13/07/2005, 03/07/2007 e 09/08/2009, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 45 – Fluxo de calor no solo (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia na data de 15/08/2011, obtido a partir da modelagem de imagem do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

O fluxo de calor no solo foi determinado pelo SEBAL, segundo Bastiaanssen (2000), em função do saldo de radiação, albedo da superfície, índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) e temperatura da superfície. Como as superfícies líquidas apresentam menor albedo, maior saldo de radiação e menor temperatura, o fluxo de calor no solo em áreas de água é mais elevado que em outras classes de uso do solo (LIMA et al., 2009).

Em escala temporal, ao longo das datas analisadas, é possível verificar que o G é maior nas áreas agropastoris que nas áreas de floresta (Figura 46), sendo a maior diferença (21 W m<sup>-2</sup>) observada em 11/08/2001. Um dos fatores que condicionam o G é a quantidade de energia solar que é absorvida em decorrência da oscilação da temperatura do ar, além do tipo de cobertura vegetal presente na superfície. Por isso, o G tem grande importância para a vegetação, pois a temperatura da superfície, em nível superficial ou mais baixo, influencia a atividade metabólica das células das raízes, no crescimento radicular, assim como na germinação da planta, sendo uma variável bastante importante para a atividade agrícola (OLIVEIRA et al., 2009).



Figura 46 – Evolução temporal dos valores médios de Fluxo de Calor no Solo (W m<sup>-2</sup>) nas áreas de floresta e agropastoril obtidos a partir da modelagem de imagens dos satélites Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

### 3.7 Variação espacial e temporal do Fluxo de Calor Sensível (LH)

Do total de energia que o sol irradia sobre a terra, aproximadamente 70 % é absorvida pela superfície terrestre e liberada para a atmosfera como radiação termal, vapor d'água (calor latente) e calor sensível. Portanto, a quantidade de calor e umidade presente na superfície terrestre é uma importante forçante para as condições atmosféricas (SILVA; BEZERRA, 2006; PAIVA; CAVALCANTI, 2011). Uma das formas de transferência de calor para a atmosfera é o fluxo de calor sensível que representa a quantidade de energia que volta para a atmosfera por condução na forma de calor, devido ao gradiente de temperatura existente entre a superfície e a atmosfera (ALLEN et al., 2002).

Analisando a área de estudo, as classes floresta e água foram as que tiveram os menores valores de fluxo de calor sensível. A floresta apresentou valores que vão desde 2 W m<sup>-2</sup> em 24/08/1991 a 143 W m<sup>-2</sup> em 09/08/2009 (Figuras 47, 48, 49 e 50). Essa é uma variável que apresenta grande variabilidade anual e também desvio padrão elevado. Nas cenas de 2009 e 2011, a proporção de energia utilizada para o LH da floresta apresentou as maiores porcentagens de Rn de todo o período analisado, 24,7 % e 20,8 % respectivamente.

Segundo Oliveira (2012), as áreas de floresta apresentam variações consideráveis nos valores de LH, mesmo para dados observacionais na Amazônia, que podem ocorrer devido às condições ambientais presentes no período de aquisição dos dados. Muitos autores encontraram diferentes valores de LH para a floresta como Pereira (2001), que observaram variações entre 60 e 100 W m<sup>-2</sup> nos meses de junho e julho, respectivamente, e Andrade et al. (2009) que na estação seca encontraram valores de 50 W m<sup>-2</sup>. Essa grande variabilidade nos valores de LH pode ocorrer devido à floresta amazônica possuir árvores heterogêneas e de grande porte.

A classe água apresentou valores de LH oscilando de 8 W m<sup>-2</sup> em 28/07/1987 a 207 W m<sup>-2</sup> em 09/08/2009. É importante considerar que para a cena de 2009 todas as classes de uso do solo apresentaram valores elevados de LH. Em geral, em todos os anos analisados os valores de LH para a classe água foram inferiores a 10 W m<sup>-2</sup>.

As áreas que apresentam temperatura da superfície mais elevadas foram aquelas que, consequentemente, tiveram os maiores valores de LH, pois são áreas de solo exposto ou com pouca vegetação. Isso explica porque os maiores valores de LH foram observados nas classes agropastoril e queimada. Na classe agropastoril o LH variou de 42 W m<sup>-2</sup> em 24/08/1991 a 417 W m<sup>-2</sup> em 15/08/2011, tendo valores de LH inferiores a classe queimada em quase todas as datas analisadas, com exceção de 17/07/1989, 14/09/1993 e 13/07/2005. Nesses anos as áreas agropastoril tiveram valores de LH superiores às áreas de queimada. Tais resultados podem ser atribuídos a vários fatores, entre os quais destacam-se a disponibilidade hídrica e a quantidade da massa vegetal, principalmente na área de pastagem que pode variar sazonalmente, conforme pode ser verificado pela variação do NDVI nas Figuras 27, 28, 29 e 30 (OLIVEIRA, 2012). Portanto, nessas datas, onde os valores de LH na classe agropastoril foram maiores que as áreas de queimada, provavelmente a pastagem estava menos densa e bastante seca. Em 15/08/2011 a proporção de energia utilizada para o LH nas áreas agropastoris chegou a 82,4 % do Rn. Isso mostra que nas áreas com pastagem e agricultura ocorreu uma maior partição de energia para a atmosfera na forma de calor sensível quando comparadas com as áreas de floresta. As áreas de queimada tiveram LH variando de 63 W m<sup>-2</sup> em 14/09/1993 a 457 W m<sup>-2</sup> em 15/08/2011, o que corresponde a 11,8 % e 81,5 % respectivamente do Rn nessa mesma classe.



Figura 47 – Fluxo de calor sensível (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 128/07987, 17/07/1989, 24/08/1991 e 14/09/1993, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 48 – Fluxo de calor sensível (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 03/08/1995 e 23/07/1997, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e 06/08/1999 e 11/08/2001 obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 49 – Fluxo de calor sensível (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 24/07/2003, 13/07/2005, 03/07/2007 e 09/08/2009, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – Thematic Mapper (TM) por meio do algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)



Figura 50 – Fluxo de calor sensível (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia na data de 15/08/2011, obtido a partir da modelagem de imagem do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

Para as datas analisadas, que correspondem a um período de menor ocorrência de precipitação, a vegetação que é mais sensível à variação sazonal da mesma e da umidade no solo, como a classe agropastoril, tende a apresentar maiores valores de LH e por conseqüência, aumentam os valores de temperatura da superfície na região.

Em todas as datas analisadas, a partição de energia utilizada nos processos de transferência de calor para a atmosfera na forma de LH foi muito maior na área referente à classe agropastoril do que na área de floresta (Figura 51). Como o LH tem grande relação com os valores de temperatura, as áreas utilizadas para pastagem e agricultura são mais quentes do que as áreas de floresta. Os valores elevados de LH em 09/08/2009 e 15/08/2011, que representam respectivamente 41,8 e 82,5 % do Rn, associados a grande expansão da área de agropastoril, mostram que a área de estudo como um todo tendeu a aquecer mais que em 28/07/1987. A temperatura é uma variável importante nos processos de controle de calor e umidade da superfície, o que pode ser determinante no desenvolvimento das culturas agrícolas. Com isso, a expansão das áreas de pastagem e agricultura tende a interferir, significativamente, na temperatura do ar e do solo e na umidade da região, dificultando o desenvolvimento das plantas principalmente no período seco.



Figura 51 – Evolução temporal dos valores médios de Fluxo de Calor Sensível (W m<sup>-2</sup>) nas áreas de floresta e agropastoril obtidos a partir da modelagem de imagens dos satélites Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

#### 3.8 Variação espacial e temporal do Fluxo de Calor Latente (LE)

O fluxo de calor latente é uma medida que determina a quantidade de energia que volta para a atmosfera na forma de vapor d'água, conhecida como evapotranspiração. O conhecimento da capacidade de evapotranspiração de uma região é de grande importância para o entendimento do ciclo hidrológico, o manejo de culturas agrícolas e a gestão de bacias hidrográficas. De modo geral a distribuição espacial do LE apresenta os maiores valores em áreas de floresta e água e os menores valores nas áreas de agropastoril e queimadas, que representam áreas com vegetação pouco densa e áreas de solo exposto (SANTOS, 2009). Para as áreas classificadas como floresta o menor valor de LE foi observado em 09/08/2009 (376 W m<sup>-2</sup>) e o maior valor em 14/09/1993, (454 W m<sup>-2</sup>), o que representa uma partição do Rn da ordem de 65,1 % e 88,5 %, respectivamente (Figuras 52, 53, 54 e 55).

Segundo Aguiar et al. (2006), a proporção da energia utilizada na evapotranspiração em áreas de floresta tende a diminuir no período seco, apesar deste tipo de vegetação ter raízes bem profundas e ter a capacidade de captar água no lençol freático nas camadas inferiores do solo. A diminuição da proporção de energia utilizada para a evapotranspiração na estação seca resulta, principalmente, da maior quantidade de energia que é transferida para a atmosfera na forma de calor sensível. Na estação chuvosa, por outro lado, o fluxo de calor sensível tende a diminuir e a proporção de energia utilizada para o LE tende a aumentar. De maneira geral, embora haja variação na quantidade do Rn entre a estação chuvosa e seca, o LE nas áreas de floresta não apresenta grande variação ao longo do ano, ou seja, a floresta tem capacidade em manter a taxa de evapotranspiração mesmo em condições de estiagem.

As áreas classificadas como água apresentaram valores de LE oscilando entre 278 W m<sup>-2</sup> em 09/08/2009 a 492 W m<sup>-2</sup> em 14/09/1993. Assim como nas áreas de floresta a imagem que apresentou o menor valor de LE foi a de 09/08/2009 e a maior em 14/09/1993. Tanto na água quanto na floresta, aproximadamente 70 % do Rn é convertido em LE, ou seja, uma grande parte da radiação líquida é transferida para a atmosfera através do fluxo de calor latente e a outra parte pelo fluxo de calor sensível, o que indica que essa cobertura vegetal é uma grande fornecedora de calor latente para a atmosfera (LEOPOLDO; FRANKEN; VILLA NOVA, 1995). A proporção do Rn que foi utilizada para o LE em áreas classificadas tanto como água quanto floresta está próxima dos resultados encontrados na literatura (OLIVEIRA, 2012). Na água essa relação foi de 87,1 % em 14/09/1993 e em 11/08/2001 de 68,3 %. Já na floresta foi de 65,1 % e 88,5 % em 14/09/1993 e 11/08/2001, respectivamente.

As áreas classificadas como agropastoril e queimada são as que apresentam os menores valores de LE. Na classe agropastoril o menor e o maior valor de LE foram de 62 W m<sup>-2</sup>, em 15/08/2011 e 386 W m<sup>-2</sup> em 14/09/1993, respectivamente. Estudos realizados em diferentes regiões do Brasil mostram que as áreas cultivadas são as que apresentam o menor potencial evaporativo, seguidas pelas áreas urbanas (GIACOMONI; MENDES, 2008; BEZERRA; SILVA; FERREIRA, 2008). Por outro lado, em áreas agropastoris e queimadas o LE está associado a menor Rn quando comparado com áreas de florestas, bem como o fato de maior partição de energia ser direcionada para o fluxo de calor sensível, pois as áreas antropizadas (agropastoril, urbanas, etc) apresentam temperaturas mais elevadas e menor umidade no solo (FISCH et al., 1997).



Figura 52 – Fluxo de calor latente (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 28/07/1987, 17/07/1989, 24/08/1991 e 14/09/1993, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 53 – Fluxo de calor latente (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 03/08/1995 e 23/07/1997, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e 06/08/1999 e 11/08/2001 obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 54 – Fluxo de calor latente (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 24/07/2003, 13/07/2005, 03/07/2007 e 09/08/2009, obtidos a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – Thematic Mapper (TM) por meio do algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)



Figura 55 – Fluxo de calor latente (W m<sup>-2</sup>) na região central de Rondônia na data de 15/08/2011, obtido a partir da modelagem de imagem do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

A resistência aerodinâmica também tem importante contribuição na evapotranspiração tanto em áreas de floresta quanto de agricultura e pastagem. Alves, Fisch e Vendrame (1999) analisando o microclima e o regime hidrológico em áreas desmatadas em Rondônia, verificaram que a evapotranspiração é maior na estação seca que na estação chuvosa, pois a resistência aerodinâmica da atmosfera é menor nessa época do ano, ou seja, a velocidade do vento é maior, favorecendo a evapotranspiração (SOUZA FILHO et al., 2005).

Como era esperado, em todas as datas analisadas nesse estudo a classe floresta apresentou valores de LE mais elevados quando comparados com os valores obtidos para a classe agropastoril (Figura 56). Isso ocorre devido a diversos fatores, como maior Rn e menor albedo na floresta, maior capacidade em captar água no lençol freático durante o período de estiagem, menor LH e G, entre outros. Diante disso, a floresta desempenha papel importante na manutenção do clima regional e global, pois influencia diretamente na emissão e retenção de gases, na evapotranspiração e no fornecimento de vapor d'água para a atmosfera (ANDRADE et al., 2009).

O conhecimento do balanço de energia em diferentes usos do solo é importante para a formulação de políticas ambientais e climáticas e o planejamento e gestão territorial dos recursos hídricos, tendo em vista que a partição do Rn para LE influi diretamente na determinação do ciclo hidrológico e na precipitação. Segundo Foley et al. (2003) a alteração

na partição de energia entre o calor latente e o calor sensível, como ocorre nas áreas de agricultura e pastagem, pode afetar os fluxos da superfície e modificar o clima. Uma das variáveis mais influenciadas pela substituição da floresta por pastagem é a precipitação. Alves, Fisch e Vendrame (1999) verificaram que a precipitação diminui em 10 % quando a floresta é substituída por pastagem, isso porque o saldo de radiação foi 17 % maior na floresta, o que representa mais energia para o LE. Fisch et al. (1997) também verificaram que a evapotranspiração total anual da floresta é 20 % superior a da pastagem. Além disso, foi verificado que a estação seca na pastagem tem um período de meses maior que na floresta e com valores mais extremos.

Além da diminuição da precipitação em áreas de pastagem, a cobertura florestal é responsável por aproximadamente 50 % de toda precipitação que cai sobre a Amazônia, resultado da água que volta para a atmosfera por meio da evapotranspiração (DALI' OLIO et al., 1979; SALATI et al., 1979). Assim, deve-se dar atenção especial as possíveis conseqüências da substituição da floresta por outros tipos de vegetação, pois isso pode alterar a precipitação na Amazônia como um todo. Nesse caso, se extensas áreas de ecossistemas florestais continuarem sendo substituídas por pastagem e culturas anuais, uma significativa mudança no ciclo da água pode ser esperada, com conseqüências diretas para os ciclos biogeoquímicos (LEOPOLDO; FRANKEN; VILLA NOVA, 1995).



Figura 56 – Evolução temporal dos valores médios de Fluxo de Calor Latente (W m<sup>-2</sup>) nas áreas de floresta e agropastoril obtidos a partir da modelagem de imagens dos satélites Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

# 3.9 Variação espacial e temporal da Evapotranspiração Diária (ET)

A evapotranspiração (ET) é um dos mais importantes fatores mediadores do clima e do tempo, tanto em escala global quanto local, consistindo na ligação entre energia, clima e hidrologia. Ela representa um processo de troca entre a superfície da terra e a atmosfera, onde a atmosfera provê água para a superfície pela precipitação e a superfície devolve grande parte do volume precipitado para a atmosfera pela evapotranspiração (BRAUN et al., 2001). A evapotranspiração é fundamental para regular a disponibilidade hídrica, o nível de águas superficiais e subterrâneas, bem como das mais diversas atividades humanas, como por exemplo, a agricultura (HERNANDEZ et al., 2011).

A evapotranspiração média diária na área de estudo pode ser observada nas Figuras 57, 58, 59 e 60, sendo que a ET variou de 0 mm dia<sup>-1</sup> a 7 mm dia<sup>-1</sup>. Em todas as datas, a floresta foi a classe de uso do solo que apresentou os maiores valores de evapotranspiração (acima de 4 mm dia<sup>-1</sup>), com exceção de 06/08/1999, onde o valor médio de ET foi próximo a 3 mm dia<sup>-1</sup>. Valores similares foram obtidos com o algoritmo SEBAL em áreas de floresta no

estado de Rondônia por Oliveira (2012), com valores de evapotranspiração variando de 4,15 a 4,20 mm dia<sup>-1</sup>.

A classe água, assim como a floresta, também apresentou valores elevados de evapotranspiração variando entre 4 e 5 mm dia<sup>-1</sup>, com exceção de 06/08/1999 onde a evapotranspiração foi em torno de 2,5 mm dia<sup>-1</sup> e em 09/08/2009 que foi de 3,5 mm dia<sup>-1</sup>. Esses valores estão de acordo com os encontrados por Andrade et al. (2012) em superfície líquida que foi de 4 a 5,5 mm dia<sup>-1</sup>. Em áreas úmidas e de superfície líquida no estado do Ceará, Moreira et al. (2010) também encontraram os maiores valores de evapotranspiração.

Como esperado, as classes agropastoril e queimada apresentaram os menores valores de ET. Na área classificada como agropastoril, os valores de ET foram inferiores a 4 mm dia<sup>-1</sup>, com exceção de 13/07/2005, quando o valor médio foi em torno de 4,5 mm dia<sup>-1</sup>. Entre todas as datas analisadas, para esta classe, o menor valor de ET, inferior a 1 mm dia<sup>-1</sup>, foi observado em 15/08/2011. Oliveira (2012) estudando a evapotranspiração na Fazenda Nossa Senhora localizada em Rondônia, também encontrou os menores valores de ET nas áreas agropastoril e queimada. Essas áreas apresentam os maiores valores de fluxo de calor sensível, por isso a evapotranspiração tem os menores valores, em decorrência de boa parte da energia ser utilizada nos processos de aquecimento do ar.



Figura 57 – Evapotranspiração diária (mm dia<sup>-1</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 28/07/1987, 17/07/1989, 24/08/1991 e 14/09/1993, obtidas a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 58 – Evapotranspiração diária (mm dia<sup>-1</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 03/08/1995 e 23/07/1997, obtidas a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e 06/08/1999 e 11/08/2001 obtidas a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 59 – Evapotranspiração diária (mm dia<sup>-1</sup>) na região central de Rondônia nas datas de 24/07/2003, 13/07/2005, 03/07/2007 e 09/08/2009, obtidas a partir da modelagem de imagens do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)



Figura 60 – Evapotranspiração diária (mm dia<sup>-1</sup>) na região central de Rondônia na data de 15/08/2011, obtida a partir da modelagem de imagem do satélite Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

As áreas classificadas como cerrado apresentaram valores de ET superiores aos valores registrados nas áreas classificadas como agropastoril e queimada e, por sua vez, inferiores aos observados na classe floresta. Tais resultados estão associados ao porte da vegetação, ao índice de área foliar e as características fisiológicas da planta. A vegetação das áreas classificadas como cerrado evapotranspiram mais que a pastagem e a agricultura, devido a maior capacidade de adaptação ao período de estiagem quando comparada com as áreas de pastagem e agricultura. Considerando a quantidade de água por área que o processo de evapotranspiração devolve para a atmosfera, a Figura 61 mostra que a floresta devolve em média 4,5 mm dia<sup>-1</sup>, enquanto que a área agropastoril em média registrou 3 mm dia<sup>-1</sup>. Isso representa 33 % a menos de água que volta à atmosfera pelo processo de evapotranspiração da área agropastoril quando comparada com a área de floresta. Borba et al. (2004) em um estudo no âmbito do projeto ABRACOS, obtiveram evapotranspiração de 2,53 mm dia<sup>-1</sup> para áreas de pastagem, o que é aproximadamente 16 % menor do que os valores médios registrados para esta área de estudo.

Além da diferença nos valores de evapotranspiração, devem-se considerar as mudanças no tamanho das áreas ocupadas com floresta e agropastoril ao longo dos 25 anos de estudo. Do ponto de vista hidrológico e climático da região, a substituição da floresta por pastagem e agricultura tende a proporcionar um forte impacto no processo de transferência de

água para a atmosfera. Considerando que a floresta reduziu 69,1 % da área em 2011 quando comparada a 1987 e a classe agropastoril aumentou em quase três vezes a sua área entre 1987 e 2011 (Figura 17), o impacto no ciclo hidrológico é significativo, tendo em vista que 50 % da precipitação da região são decorrentes da recirculação de vapor d'água pela evapotranspiração (VILLA NOVA; SALATI; MATSUI, 1976).



Figura 61 – Evolução temporal dos valores médios de Evapotranspiração (mm dia<sup>-1</sup>) nas áreas de floresta e agropastoril obtidos a partir da modelagem de imagens dos satélites Landsat 5 – *Thematic Mapper* (TM) e Landsat 7 – *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) por meio do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*)

Salati, Santos e Klabin (2006), afirmaram que em decorrência da forte interação entre a atmosfera e os sistemas florestais na Amazônia, fica evidente que o desmatamento poderá alterar os componentes do balanço hídrico e energético, diminuindo a produção do vapor d'água por evapotranspiração, o que representa uma diminuição na disponibilidade hídrica para o sistema solo-planta. Com o desmatamento e, consequentemente, a substituição de áreas de floresta por pastagem e agricultura, todo o balanço de energia será alterado, pois em áreas de floresta mais de 50 % do Rn é utilizado para a evapotranspiração enquanto que em áreas com outros usos do solo mais da metade do Rn é utilizado para os processos de aquecimento do ar.

A mudança no uso e ocupação do solo tem ligação direta com a evapotranspiração. Gao, Gao e Chang (2012) estudando a mudança no uso do solo entre 1987 e 2000, verificaram em uma região costeira na China que a evapotranspiração aumentou em decorrência do aumento de áreas alagadas para a criação de camarão. O desenvolvimento econômico e a ocupação da região são os grandes propulsores da mudança no uso e cobertura do solo, o que traz como conseqüência alterações nos valores de fluxo de massa e energia da região. Esse fato é observado em Rondônia a partir da década de 70, quando o governo federal passa a incentivar a colonização e o desenvolvimento da região (DALE, 1997).

Muitos são os estudos mostrando os impactos do desmatamento no fluxo de massa e energia. Segundo Correia et al. (2007) experimentos observacionais mostram a redução da absorção da radiação solar na superfície, principalmente em áreas de pastagem que reflete mais radiação que a floresta e redução da evapotranspiração e da umidade do ar quando comparada com a floresta (FOHRER et al., 2001). Isso representaria uma diminuição média de 20 % na evapotranspiração em áreas de pastagem na estação chuvosa e de até 40 % na estação seca quando comparado com floresta. Em conseqüência disso, a temperatura do ar sobre a pastagem aumentaria devido à diminuição da evapotranspiração. Santiago (2005), estudando a bacia do rio Ji-Paraná por meio de simulação com o algoritmo VIC (Variable Infiltration Capacity), também verificou uma diminuição de 30 % da evapotranspiração em áreas de culturas quando comparadas com florestas.

Neill et al. (2006) avaliaram o impacto do desmatamento nas características hidráulicas e biogeoquímicas de pequenos rios na região central de Rondônia. Os resultados do estudo mostraram que há diferenças significativas quanto à morfologia, estrutura e biogeoquímica de rios localizados em áreas de pastagem e de floresta. Os rios em áreas de floresta têm o canal largo e raso, não há vegetação no canal e carrega pouca matéria orgânica. Por outro lado, os rios em áreas de pastagem têm canal estreito e profundo, há vegetação no canal na forma de banco de gramíneas e carrega muita matéria orgânica. Esses resultados mostram que o desmatamento pode estar alterando a hidrologia e a biogeoquímica ao longo de milhares de quilômetros de rios primários e secundários na Bacia Amazônia.

Nobre, Marengo e Artaxo (2009) estudaram a influência do desmatamento nas características químicas e hidrológicas da Amazônia e verificaram que a substituição da floresta por outros tipos de uso do solo leva a mudanças na evapotranspiração e na composição química da atmosfera, além de alterar a formação de nuvens e a dinâmica da circulação atmosférica. Todos esses processos em conjunto têm impacto na chuva e no ciclo hidrológico.

Roy e Avissar (2002), por meio de um modelo de alta resolução aplicado em Rondônia verificaram que a mudança do uso e cobertura do solo altera as condições hidrometeorológicas da região. A heterogeneidade da superfície causa mudança nas correntes

de circulação atmosférica de mesoescala, que por sua vez, aumentam a mistura do fluxo de umidade que é diferente em áreas de pastagem e floresta, o que afeta o transporte de umidade e calor.

Negri et al. (2004) verificaram em Rondônia que durante a estação seca, quando os efeitos da convecção da superfície são inibidos pela limitação de umidade, as áreas desmatadas e de savana apresentaram maior nebulosidade e maior precipitação. Em áreas de superfície heterogênea, as circulações de mesoescala ocorrem com mais intensidade e fazem com que aumente a formação de nuvens e a precipitação nessas regiões.

Como é visto as alterações nas características da cobertura do solo implicam não só em alterações nos componentes do balanço de energia, como também no processo evaporativo. Isso pode acarretar a diminuição da umidade relativa do ar e a exemplo dos climas de deserto, provocar oscilações térmicas maiores. Assim como os diversos estudos desenvolvidos sobre as interações do clima e a vegetação na Amazônia, os resultados obtidos neste estudo mostram que a substituição da floresta por diferentes usos do solo levam a mudanças hidro-energéticas na área estudada, com impactos na circulação de energia e vapor d'água em toda a região.

# **4 CONCLUSÕES**

Devido a grande complexidade da interação entre o ambiente e o clima, o impacto das alterações na vegetação em decorrência do desmatamento não é completamente compreendido. Atualmente dispõe-se de dados que permitem apontamentos das inter-relações entre a biosfera e a atmosfera. Portanto, são necessários estudos em diferentes aplicações para identificar, avaliar e mitigar os efeitos da ação antrópica sobre o meio ambiente e consequentemente no clima. Nesse momento, com os dados adquiridos por meio do algoritmo SEBAL e de imagens de sensoriamento remoto pode se concluir que:

- A área de estudo apresentou significativa substituição da floresta por áreas de agricultura e pastagem ao longo de 25 anos, o que representa uma redução de 69,1 % da área de floresta;
- O algoritmo SEBAL foi sensível às mudanças no uso e cobertura do solo estimando de forma consistentes as variáveis: albedo, NDVI, temperatura, fluxo de calor no solo, saldo de radiação, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e evapotranspiração. Isso mostra que o algoritmo é capaz de simular esses processos na região amazônica.
- A substituição de áreas de floresta por agropastoril causou um aumento no albedo, diminuição do saldo de radiação, aumento de temperatura da superfície, aumento do fluxo de calor no solo, aumento do fluxo de calor sensível, diminuição do fluxo de calor latente e, consequentemente, diminuição na evapotranspiração diária.
- Os resultados mostraram que a utilização do SEBAL com imagens de satélite Landsat tem sensibilidade para representar as variáveis de fluxo de energia e vapor d'água em decorrência da mudança do uso do solo. Isso pode ser observado pela proximidade dos dados obtidos com o SEBAL e dados obtidos em estudos micrometeorológicos, segundo a literatura.
- Os valores de evapotranspiração mostraram que a substituição da floresta por pastagem tende a reduzir até 33 % a quantidade de água que volta para a atmosfera quando comparada com áreas de floresta. Considerando que a área de floresta foi reduzida em 69,1 % entre 1987 e 2011, o impacto no ciclo hidrológico da região é significativo.

- O SEBAL foi eficiente na estimativa da distribuição espacial dos componentes do balanço de energia e evapotranspiração diária na área de estudo a partir da utilização de dados de sensores orbitais.
- Por fim, conclui-se que a aplicação do SEBAL juntamente com dados provenientes de sensores orbitais pode ser uma importante alternativa para estudos ambientais e climáticos na região Amazônica, tendo em vista a escassez e a dificuldade de obtenção de dados de superfície nessa região.

De forma geral, os resultados mostraram que a substituição da floresta por outros usos do solo, como a pastagem e a agricultura, altera o balanço de energia e vapor d'água da região. Porém, para a melhor validação dos dados obtidos pelo SEBAL, seriam necessárias medidas micrometeorológicas e de fluxo de energia nas diferentes classes de uso do solo, para assim ter dados de superfície que permitiriam comparações com os valores obtidos por sensoriamento remoto.

# REFERENCIAS

AGAM, N. et al. Utility of thermal sharpening over Texas high plains irrigated agricultural fields. **Journal of Geophysical Research**, Washington, DC, v. 112. n. D19110, 2007. doi:10.1029/2007JD008407.

AGUIAR, R. G. et al. Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 21, n. 3, p. 248-257, 2006.

AGUIAR, A. P. D. et al. Modeling the spatial and temporal heterogeneity of deforestationdriven carbon emissions: the INPE-EM framework applied to the Brazilian Amazon. **Global Change Biology**, Oxford, v. 18, p. 3346-3366, 2012.

ALLEN, R. G. et al. **Surface Energy Balance Algorithm for Land** (SEBAL). Kimberly: NASA EOSDIS/Synergy grant from the Raytheon Company; University of Idaho, Idaho Department of Water Resources, 2002. 98 p. (Advanced training and user's manual).

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. Satellite based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Model. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, New York, v. 133, p. 380-394, 2007.

ALLEN, R. G. et al. Satellite based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC) – Applications. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, New York, v. 133, p. 395-406, 2007.

ALVALÁ, R. C. S. et al. Intradiurnal and seasonal variability of soil temperature, heat flux, soil moisture content, and thermal properties under forest and pasture in Rondônia. **Journal of Geophysical Research**, Washington, DC, v.107, n. D20, p. 8043, 2002.

ALVES, F. S. M.; FISCH, G.; VENDRAME, I. F. Modificações do microclima e regime hidrológico devido ao desmatamento na Amazônia: estudo de um caso em Rondônia (RO), Brasil. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 29, n. 3, p. 395-409, 1999.

ANDERSON, M. C. et al. A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 60, p. 195–216, 1997.

ANDREAE, M. O. et al. Biogeochemical cycling of carbon, water energy, trace gases and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments. Journal of Geophysical Research, Washington, DC, v. 107, n. D20, p. 8066-8091, 2002.

ANDRADE, N. L. R. de et al. Partição do saldo de radiação em áreas de floresta Amazônica e floresta de transição Amazônica-Cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 24, n. 3, p. 346-355, 2009.

ANDRADE, R. G. et al. Estimativa dos fluxos de energia à superfície e da evapotranspiração real diária utilizando imagens do sensor MODIS/Aqua na Bacia do Rio Ji-Paraná, R0. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2010a. 26 p. (Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, 13).

ANDRADE, R. G. et al. **Estimativa do albedo e do saldo de radiação à superfície utilizando imagem MODIS – Aqua na Bacia do Rio Ji-Paraná, RO**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2010b. 20 p. (Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, 11).

ANDRADE, R. G. et al. Geotecnologias aplicadas à avaliação de parâmetros biofísicos do Pantanal. **Pesquisa Agropecuária Brasileira,** Brasília, DF, v. 47, n. 9, p. 1227-1234, 2012.

ARTAXO, P. et al. Química atmosférica na Amazônia: A floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 35, n. 2, p. 185-196, 2005.

ARTAXO, P. et al. Efeitos climáticos de partículas de aerossóis biogênicos e emitidos em queimadas na Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v.21, n.3a, p.1-22, 2006.

AYENEW, T. Evapotranspiration estimation using thematic mapper spectral satellite data in the Ethiopian rift and adjacent highland. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 279, p. 83-93, 2003.

BALLESTER, M. V. R. et al. A remote sensing/GIS-based physical template to understand the biogeochemistry of the Ji-Paraná river basin (Western Amazonia). **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 87, p. 429–445, 2003.

BALLESTER, M. V. R. **Mudanças na cobertura e uso do solo em paisagens do Brasil tropical e suas consequências para o funcionamento dos ecossistemas aquáticos.** 2008.117 p. Tese (Livre-Docência) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2008.

BALLESTER, M. V. R. et al. Physical and human controls on the carbon composition of organic matter in tropical rivers: an integrated analysis of landscape properties and river isotopic composition. **In: International Atomic Energy Agency**. (Org.). Application of isotope techniques for water quality assessment and management, focusing on nutrient management in rivers. 1ed.Viena: IAEA, v. 1, p. 173-186, 2013.

BASTIAANSSEN, W. G. M. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. 1995. 273 p. Thesis (Ph.D.) - Wageningen Agricultural University, Wageningen, Netherlands, 1995.

BASTIAANSSEN, W. G. M. et al. The Remote Sensing Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL): Part 1 formulation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 212-213, p. 198-212, 1998.

BASTIAANSSEN, W. G. M. SEBAL - Based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 229, p. 87-100, 2000.

BATISTELLA, M.; MORAN, E. F. Dimensões humanas do uso e cobertura das terras na Amazônia: uma contribuição do LBA. **Acta Amazônica,** Manaus, v.35, p.239-247, 2005.

BERBET, M. L. C.; COSTA, M. H. Climate change after tropical deforestation: seasonal variability of surface albedo and its effects on precipitation change. **Journal of Climate**, Boston, v. 16, n. 12, p. 2099-2104, 2003.

BEZERRA, B. G.; SILVA, B. B. da; FERREIRA, N. J. Estimativa da evapotranspiração real diária utilizando-se imagens digitais TM Landsat 5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 23, n. 3, p. 305-317, 2008.

BORBA, J. C. C. et al. Comparação sazonal do saldo de radiação e evapotranspiração (estação seca e chuvosa) na Amazônia - Florestas e Pastagens. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. Anais... Fortaleza: SBMET, 2004. p. 1-9.

BRAUN, P. et al. An integrated approach for the determination of regional evapotranspiration using mesoscale modelling, remote sensing and boundary layer measurements. **Meteorology and Atmospheric Physics**, Wien, v. 76, p. 83-105, 2001.

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere:** theory, history and applications. Dordrecht: D. Reidel Publishing, 1982. 299 p.

CANZIANI, P. O.; BENITEZ, G. C. Climate impacts of deforestation/land-use changes in Central South America in the PRECIS Regional Climate Model: mean precipitation and temperature response to present and future deforestation scenarios. **The Scientific World Journal**, New York, v. 2012, Article ID 972672, 20 p. doi:10.1100/2012/972672.

CHANDER, G.; MARKHAM, B. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, New York, v. 41, n. 11, p. 2674-2677, 2003.

CHAVES, J. et al. Land management impacts on runoff sources in small Amazon watersheds. **Hydrological Processes,** Chichester, v. 22, n. 12, p. 1766-1775, 2008.

COMPAORÉ, H. et al. Evaporation mapping at two scales using optical imagery in the White Volta Basin, Upper East Chana. **Physics and Chemistry of the Earth,** Oxford, v. 33, p. 127-140, 2008.

CONGALTON, R. A review of assessing the accuracy of classification remotely sensed data. **Remote Sensing of Environment,** New York, n. 37, p. 35-36, 1991.

CORREIA, F. W. S. et al. Calibração do "simplified simple biosphere model – SSiB" para áreas de pastagem e floresta na Amazônia com dados do LBA. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 35, n. 2, p. 273-288, 2005.

CORREIA, F. W. S. et al. Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal. **Ciência e Cultura**, São Paulo, v. 59, n. 3, p. 39-43, 2007.

COSGROVE, B. A. et al. Real-time and retrospective forcing in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS) project. **Journal of Geophysical Research**, Washington, DC, v. 108, n. D22, 2003.

COSTA, M. H.; YANAGI, S. N. M. Effects of Amazon deforestation on the regional climate – historical perspective, current and future research. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Pulo, v. 21, n. 3a, p. 200-211, 2006.

DALE, V. H. The relationship between land-use change and climate change. **Ecological Applications,** Washington, DC, v. 7, n. 3, p. 753-769, 1997.

DALI' OLIO, A. et al. Modelo de fracionamento isotópico da água na Bacia Amazônica. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 9, p. 675-687, 1979.

DAUGHTRY, C. S. T. et al. Spectral estimates of net radiation and soil heat flux. **Remote** Sensing of Environment, New York, v. 32, p. 111-124, 1990.

DIEGUES, A. C. Desmatamento e modos de vida na Amazônia. São Paulo: NUPAUB, 1999, p.146.

DOUGHTY, C. E.; GOULDEN, M. L. Are tropical forests near a high temperature threshold? **Journal of Geophysical Research**, Washington, DC, v. 113, p. 1-12, 2008.

DU, J. et al. Evapotranspiration estimation based on MODIS products and Surface Energy Balance Algorithms for Land (SEBAL) model in Sanjiang Plain, Northeast China. **Chinese Geographical Science**, Heidelberg, v. 23 n. 1, p. 73-91, 2013.

FAO. **Global Forest Resources Assessment**. United Nations Food and Agriculture Organization. Rome, Italy, 2010.

FEARNSIDE, P. M. Deforestation in Brazilian Amazonia: History, rates and consequences. **Conservation Biology**, Cambridge, v. 19, n. 3, p. 680-688, 2005.

FEDERER, C. A. Spatial variation of net radiation, albedo and surface temperature of forests. **Journal of Applied Meteorology**, Boston, v. 7, p. 789-795, 1968.

FERREIRA, L. V.; VENTICINQUE, E.; ALMEIDA, S. O desmatamento na Amazônia e a importância das áreas protegidas. **Estudos Avançados,** São Paulo, v. 19, n. 53, p. 157-166, 2005.

FISCH, G.; CULF, A. D.; NOBRE, C. A. Modelling convective boundary layer growth in Rondonia. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A. (Ed.). Amazonian deforestation and climate. Chichester: John Wiley, 1996. p. 425-436.

FISCH, G. et al. Simulações climáticas do efeito do desmatamento na região Amazônica: estudo de um caso em Rondônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 12, n. 1, p. 33-48, 1997.

FISCH, G.; MARENGO, J.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. Acta Amazônica, Manaus, v. 28, n. 2, p. 101-126, 1998.

FOLEY, J. A. et al. Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect earth's climate. **Frontiers in Ecology and the Environment**, Washington, DC, v. 1 n. 1, p. 38-44, 2003.
FOHRER, N. et al. Hydrologic response to land use changes on the catchment scale. **Physics** and Chemistry of the Earth (B), Oxford, v. 26, n. 7-8, p. 577-582, 2001.

FUJISAKA, S. et al. Slash-and-burn agriculture, conversion to pasture, and deforestation in two Brazilian Amazon Colonies. **Agriculture, Ecosystems & Environment,** Amsterdam, v. 59, p. 115-130, 1996.

GALVÃO, L. S.; VITORELLO, I.; ALMEIDA FILHO, R. Effects of band positioning and bandwidth on NDVI measurements of tropical savannas. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 67, n. 2, p. 181-193, 1999.

GAO, Z.; GAO, W.; CHANG, N. B. Evaluation of dynamic linkages between evapotranspiration and land use/ land-cover changes with Landsat TM and ETM+ data. **International Journal of Remote Sensing,** London, v. 33, n. 12, p. 3733–3750, 2012.

GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A. (Ed.). Amazonian deforestation and climate. Chichester: John Wiley, 1996. 595 p.

GERMER, S. et al. Seasonal and within-event dynamics of rainfall and throughfall chemistry in an open tropical rainforest in Rondônia, Brazil. **Biogeochemistry**, Dordrecht, v. 86, n. 2, p. 155–174, 2007.

GIACOMONI, M. H.; MENDES, C. A. B. Estimativa da evapotranspiração regional por meio de técnicas de sensoriamento remoto integradas a modelo de balanço de energia. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos,** São Paulo, v. 13, n. 4, p. 33-42, 2008.

GIAMBELLUCA, T. W. et al. Observations of albedo and radiation balance over postforest surfaces in the Eastern Amazon basin. **Journal of Climate**, Boston, v. 10, p. 919-928, 1997.

GLCF. Global Land Cover Facility. **ESDI** - Earth Science Data Interface. College Park: University of Maryland, 2013. Disponível em: <a href="http://glcf.umd.edu/">http://glcf.umd.edu/</a>> Acesso em: 10 abr. 2011.

GUSMÃO, A. C. V. L. et al. Determinação do saldo radiativo na ilha do Bananal, TO, com imagens orbitais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 16, n. 10, p. 1107-1114, 2012.

HANADA, L. C. Mudanças do uso da cobertura do solo na fronteira agrícola da Amazônia ocidental, bacia do Ji-Paraná – Rondônia. 2004. 98 p. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Agrossistemas) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2004.

HERNANDEZ, F. B. T. et al. Avaliação preliminar do modelo SEBAL para a estimativa da distribuição espacial da evapotranspiração em áreas irrigadas no noroeste paulista. In SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15., 2011, Curitiba. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2011. p. 5209.

IBAMA. Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis. Disponível em: <a href="http://www.ibama.gov.br">http://www.ibama.gov.br</a>>. Acesso em: 22 de março de 2013.

IBGE. **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**. Recursos naturais e meio ambiente. Uma visão do Brasil. Rio de Janeiro, Brasil: IBGE, 1993.

IBGE. **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**. Base cartográfica integrada digital do Brasil ao milionésimo: versão 1.0 para ArcGis Desktop-ArcView. Rio de Janeiro: IBGE, 2003. 1 CD-ROM.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Banco de Dados Agregados. **SIDRA:** sistema de recuperação automática. Diponível em: http://www.sidra.ibge.gov.br/>. Acesso em: 12 nov. 2011.

INPE. Monitoramento da floresta Amazônica brasileira por satélite. **PRODES.** Disponível em: <a href="http://www.obt.inpe.br/prodes/index.html">http://www.obt.inpe.br/prodes/index.html</a>. Acesso em: 11 fev. 2012.

JENSEN, J. R. **Sensoriamento remoto do ambiente:** uma perspectiva em recursos terrestre. Tradução da 2. ed. de José Carlos Neves Epiphanio et al. (Coord.). São José dos Campos: Parêntese, 2009. 604 p.

JUNK, W.J. General aspects of floodplain ecology with special reference to Amazonian floodplains. In: JUNK, W. J. (Ed.). **The Central Amazon Floodplain**. Heidelberg: Springer-Verlag, 1997. p. 3-20.

KAKANE, V. C. K. Soil Heat Flux – Net Radiation Relations for some Surfaces. West African Journal of Applied Ecology, Legon, Ghana, v. 5, p. 21-29, 2004.

KVALEVAG, M. M. et al. Anthropogenic land cover changes in a GCM with surface albedo changes based on MODIS data. **International Journal of Climatology**, Chichester, v. 30, p. 2105-2117, 2010.

LARCHER, W. Ecofisiologia vegetal. São Paulo: EPU, 1986. 319 p.

LAURANCE W.F. et al. The future of the Brazilian Amazon. Science, Washington, DC, v. 291, p. 438–439, 2001.

LEITÃO, M. de M. V. B. R.; SANTOS, J. M. dos; OLIVEIRA, G. M. de. Estimativa do albedo em três ecossistemas da floresta Amazônica. **Revista Brasileira de Engenharia** Agrícola e Ambiental, Campina Grande, v. 6, n. 2, p. 256-261, 2002.

LEIVAS, J. et al. Estimativa do balanco de radiacao na superficie a partir de imagens do satelite ASTER. In: SIMPOSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007, Florianópolis. Anais... São José dos Campos: INPE, 2007. p. 255-262.

LEOPOLDO, P. R.; FRANKEN, W. K.; VILLA NOVA, N. A. Real evapotranspiration and transpiration through a tropical rain forest in Central Amazonia as estimated by the water balance method. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 73, p. 185-195, 1995.

LIMA, E. de P. et al. Aplicação de técnicas de sensoriamento remoto no mapeamento dos fluxos de energia e evapotranspiração de áreas irrigadas no triângulo mineiro. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 18., 2009, Campo Grande. Anais... Campo Grande: ABRH, 2009.

LIMA, E. de P. et al. Seasonality of net radiation in two sub-basins of Paracatu by the use of MODIS sensor products. **Engenharia Agrícola**, Botucatu, v. 32, n. 6, p. 1184-1196, 2012.

LIU, W. T. H. **Aplicações de sensoriamento remoto.** Campo Grande: Editora Uniderp, 2006. 908 p.

LOURENÇO, R. W.; LANDIM, P. M. B. Estudo da variabilidade do "Índice de Vegetação por Diferença Normalizada/NDVI" utilizando krigagem indicativa. **Holos Environmen**t, Rio Claro, v. 4, p. 38-55, 2004.

LLOYD, J.; FARQUHAR, G. D. Effects of rising temperatures and [CO2] on the physiology of tropical forest trees. **Philosophical Transactions of the Royal Society B**, London, v. 363, p. 1811-1817, 2008.

MARGULIS, S. Causas do desmatamento na Amazônia. 1. ed. Brasília, DF: Banco Mundial, 2003. 100 p.

MARKHAM, B. L.; BARKER, J. L. Thematic mapper band pass solar exoatmospherical irradiances. International Journal of Remote Sensing, London, v. 8, n. 3, p. 517-523, 1987.

MEIRELES, M. Estimativa da evapotranspiração real pelo emprego do algoritmo SEBAL e imagem Landsat 5 - TM na bacia do Acaraú – CE. 2007. 89 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2007.

MENEZES, S. J. M. da C. de et al. Evapotranspiração regional utilizando o SEBAL em condições de relevo plano e montanhoso. **Engenharia na Agricultura**, Viçosa, v. 17, p. 491-503, 2009.

MENEZES, S. J. M. da C. de et al. Estimativa dos componentes do balanço de energia e da evapotranspiração em plantios de eucalipto utilizando o algoritmo Sebal e imagem Landsat 5 - TM. **Revista Árvore**, Viçosa, v. 35, p. 649-657, 2011.

MILLENNIUM ECOSYSTEM ASSESSMENT - MEA. Ecosystems and human well-being: Current State and Trends. Washington, DC: Island Press, 2005.

MOREIRA, L. C. J. et al. Variabilidade local e regional da evapotranspiração estimada pelo algoritmo SEBAL. **Engenharia Agrícola**, Botucatu, v. 30, n. 6, p. 1148-1159, 2010.

MOREIRA, M. A. **Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**. 3. ed. rev. Viçosa: Ed. UFV, 2005. 320 p.

MOURA, R. G. **Estudo das radiações solar e terrestre acima e dentro de uma floresta tropical úmida**. 2001. 147 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.

MYLNE, M. F.; ROWNTREE, P.R. Modelling the effects of albedo change associated with tropical deforestation. **Climatic Change**, Dordrecht, v. 21, p. 317-343, 1992.

NEGRI, A. J. et al. The impact of Amazonian deforestation on dry season rainfall. **Journal of Climate**, Boston, v. 17, n. 6, p. 1306–1319. 2004.

NEILL, C. et al. Deforestation alters the hydraulic and biogeochemical characteristics of small lowland Amazonian streams. **Hydrological Processes,** Chichester, v. 20, n. 12, p. 2563-2580, 2006.

NEPSTAD, D. et al. Road paving, fire regime feedbacks, and the future of Amazon forests. **Forest Ecology and Management,** Amsterdam, v. 154, p. 395–407, 2001.

NICACIO, R. M. et al. Avaliação espaço-temporal integrada do NDVI com o regime pluviométrico na Bacia do rio São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2006, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: SBMET, 2006.

NATIONAL CLIMATIC DATA CENTER - **NOAA** - National Oceanic and Atmospheric Administration. Ashville, NC, 2012. Disponível em: <a href="http://www.ncdc.noaa.gov/">http://www.ncdc.noaa.gov/</a>> Acesso em: 10 jun. 2012.

NOVO, E. M. L. de M. et al. Técnicas avançadas de sensoriamento remoto aplicadas ao estudo de mudanças climáticas e ao funcionamento dos ecossistemas amazônicos. Acta Amazônica, Manaus, v. 35, n. 2, p. 259-272, 2005.

NOBRE, C. A.; MARENGO, J. A.; ARTAXO, P. Understanding the climate of Amazonia: Progress from LBA. In: KELLER, M. et al. (Ed.). **Amazonia and global change**. Washington, DC: AGU, 2009. p. 145–147. (Geophysical Monographs Series, 186). doi:10.1029/2009GM000903, 2009.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, Boston, v. 4, p. 957-988, 1991.

NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. Mudanças climáticas e Amazônia. **Ciência e Cultura**, São Paulo, v. 59, n. 3, p. 22-27, 2007.

OKE, T. R. Boundary layer climates. 2. ed. London: Routledge, 1987. 435 p.

OLIVEIRA, G. de. **Modelagem do balando de energia e evapotranspiração na Amazônia Brasileira com uso de imagens MODIS e ASTER**. 2012. 263 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

OLIVEIRA, P. J. de et al. Efeitos de um evento de friagem nas condições meteorológicas na Amazônia: um estudo de caso. **Acta Amazônica**, Manaus, v. 34, n. 4, p. 613-619, 2004.

OLIVEIRA, T. H. et al. Avaliação do fluxo de calor no solo, temperatura da superfície e albedo na bacia hidrográfica do rio Moxotó- PE através de imagens TM - Landsat-5. In: SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 13., 2009, Viçosa. **Anais...** Viçosa: UFV, 2009. p. 69-89.

OYAMA, M. D.; NOBRE, C. A. A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South America. **Geophysical Research Letters**, Washington, DC, v. 30, n. 23, 2003. doi:10.1029/2003GL018600.

PAIVA, S. C.; CAVALCANTI, E. P. Fluxos de calor latente e sensível à superfície em caatinga: estudo observacional e de simulação com o BRAMS no início do período de secas. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife, v. 4, p. 677-691, 2011.

PEDLOWSKI A, M. A. et al. Patterns and impacts of deforestation in Rondônia, Brazil. Landscape and Urban Planning, Amsterdam, v. 38, p. 149-157, 1997.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. Agrometeorologia: Fundamentos e Aplicações Práticas. Guaíba – RS: Livraria e Editora Agropecuária, 2002, 284p.

PEREIRA, G. et al. Análise das áreas queimadas e das emissões dos gases do efeito estufa no Parque Estadual da Serra do Tabuleiro – Santa Catarina. **Geosul,** Florianópolis, v. 24, n. 47, p. 113-130, 2009.

PETERS LIDARD, C. D. et al. High performance Earth system modeling with NASA/GSFC's Land Information System. **Innovations in Systems and Software Engineering,** Heidelberg, v. 3. p. 157-165, 2007.

PEZZOPANE, J. E. M. et al. Radiação líquida e temperatura de folha no interior de estufa com cobertura plástica, durante o período noturno. **Revista Brasileira de Agrometeorologia,** Santa Maria, v. 3, p. 1-4, 1995.

PONZONI, F. J. Comportamento espectral da vegetação. In: MENESES, P. R.; NETTO, J. S. M. **Sensoriamento remoto**: reflectância dos alvos naturais. Brasília, DF: Editora da UNB/Embrapa Cerrados, 2001. p. 157-199.

PONZONI, F. J.; SHIMABUKURO, Y. E. Sensoriamento Remoto no Estudo da Vegetação. São José dos Campos: INPE, 2007. 127 p.

QUERINO, C. A. S. et al. Avaliação e comparação de radiação solar global e albedo com ângulo zenital na região amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 21, n. 3a, p. 42-49, 2006.

REYDON, B. P. O desmatamento da floresta amazônica: causas e soluções. **Política Ambiental**, Belo Horizonte, v. 1, p. 143-155, 2011.

RIBEIRO, M. B. N.; VERÍSSIMO, A. Padrões e causas do desmatamento nas Áreas Protegidas de Rondônia. **Revista Natureza e Conservação,** Rio de Janeiro, v. 5, n. 1. p. 15-26, 2007.

RICHEY, J. E. et al. Organic carbon: Oxidation and transport in the Amazon River. **Science**, Washington, DC, v. 207, p. 1348-1351, 1980.

RICHEY, J. E. et al. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. **Nature**, London, v. 416, p. 617-620, 2002.

ROBERTS, G.C. et al. Sensitivity of CCN spectra on chemical and physical properties of aerosol: A case study from the Amazon Basin. Journal of Geophysical Research, Washington, DC, v. 107, n. D20, p. 8.070-8.088, 2002.

ROBERTS, D. A. et al. Studies of land-cover, land-use, and biophysical properties of vegetation in the Large Scale Biosphere Atmosphere experiment in Amazonia. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 87, p. 377-388, 2003.

ROCHA, H. R. et al. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in Eastern Amazonia. **Ecological Applications**, Washington, DC, v. 14, p. S22-S32, 2004.

ROERINK, G.; SU, Z.; MENENTI, M. A. A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. **Physics and Chemistry of the Earth (B)**, Oxford, v. 25, n. 2, p. 147-157, 2000.

ROY, S. B.; AVISSAR, R. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. Journal of Geophysical Research, Washington, DC, v. 107, p. 8037, 2002.

SAKAI, R. et al. Land-use change effects on local energy, water, and carbon balances in an Amazonian agricultural field. **Global Change Biology**, Oxford, v. 10, n. 5, p. 895-907, 2004.

SALATI, E. Mudanças climáticas e o ciclo hidrológico na Amazônia. In: BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. **Causas e dinâmica do desmatamento na Amazônia**. Brasília, DF, 2001. p. 153-172.

SALATI, E. et al. Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study. Water Resources Research, Washington, DC, v. 15, p. 1250-1258, 1979.

SALATI, E.; NOBRE, C. A. Possible climatic impacts of tropical deforestation. Climatic Change, Dordrecht, v. 19, p. 177-196, 1991.

SALATI, E. et al. Água e o desenvolvimento sustentável. In: REBOUÇAS, A. C. et al. (Org.). **Águas doces no Brasil**: capital ecólogo, uso e conservação. 3. ed. São Paulo: Escrituras Editora, 2006.

SALATI, E.; SANTOS, A. A. dos; KLABIN, I. Temas ambientais relevantes. **Estudos Avançados**, São Paulo, v. 20, n. 56, p. 107-127, 2006.

SAMANI, Z. et al. Estimating daily net radiation over vegetation canopy through remote sensing and climatic data. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York, v. 133, p. 291-297, 2007.

SANTIAGO, A. V. **Simulações dos efeitos da cobertura vegetal no balanço hídrico da bacia do rio Ji-Paraná, RO.** 2005. 70 p. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2005.

SANTOS, T. V. Fluxos de calor na superfície e evapotranspiração diária em áreas agrícolas e de vegetação nativa na bacia do Jacuí por meio de imagens orbitais. 2009. 96 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009. SANTOS, C. A. C. dos. et al. Net radiation estimation under pasture and forest in Rondônia, Brazil, with TM Landsat 5 images. **Atmósfera**, Mexico, DF, v. 24, n. 4, p. 435-446, 2011.

SAWAKUCHI, H. O. Alteração no uso e cobertura do solo na bacia do médio rio Araguaia, Brasil Central. 2010. 132 p. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Agrossistemas) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2010.

SEDAM. Secretaria de Estado do Desenvolvimento Ambiental de Rondônia, 2012. Disponível em: < http://www.sedam.ro.gov.br/ >. Acesso em: 11 fev. 2012.

SHUKLA, J.; NOBRE, C.; SELLERS, P. Amazon deforestation and climate change. Science, Washington, DC, v. 247, p. 1322-1325, 1990.

SILVA, B. B.; BEZERRA, M. V. C. Determinação dos fluxos de calor sensível e latente na superfície utilizando imagens TM - Landsat 5. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 14, n. 2, p. 174-186, 2006.

SILVA, B. B. da; CÂNDIDO, M. V., Determinação da evapotranspiração em escala regional através do Sebal e imagens Landsat 5 - TM. In XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13, 2004, Fortaleza. **Anais..** Fortaleza: SBMET, 2004.

SILVA, B. B. da; LOPES, G. M.; AZEVEDO, P. V. de. Balanço de radiação em áreas irrigadas utilizando imagens Landsat 5 – TM. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 20, n. 2, p. 243-252, 2005.

SILVA DIAS, M. A. F. et al. A case study of the organization of convection into precipitating convective lines in the Southwest Amazon. Journal of Geophysical Research, Washington, DC, v. 107, n. D20, p. 46.1-46.23, 2002.

SILVA DIAS, M. A. F.; COHEN, J. C. P.; GANDU, A. W. Interações entre nuvens, chuvas e a biosfera na Amazônia. Acta Amazônica, Manaus, v. 35, n. 2, p. 215-222, 2005.

SILVA DIAS, M. A. F. Meteorologia, desmatamento e queimadas na Amazônia: uma síntese de resultados do LBA. **Revista Brasileira de Meteorologia,** São Paulo, v. 21, n. 3, p. 190-199, 2006.

SIPPEL, S. J. et al. Determination of inundation area in the Amazon River floodplain using the SMMR 37 GHz polarization difference. **Remote Sensing of Environment,** New York, v. 48, p. 70–76, 1994.

SOARES-FILHO, B. et al. Simulating the response of land-cover changes to road paving and governance along a Major Amazon highway: The Santarém-Cuiabá Corridor. **Global Change Biology**, Oxford, v. 10, n. 7, p. 745-764, 2004.

SOUZA FILHO, J. D. da C. et al. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. **Acta Amazônic**a, Manaus, v. 35, n. 2, p. 223-229, 2005.

SOUZA, P. J. de O. P. et al. Albedo da cultura da soja em área de avanço da fronteira agrícola na Amazônia. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental,** Campina Grande, v. 14, n. 1, p. 65-73, 2010.

SU, Z. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. **Hydrology and Earth System Sciences,** Göttingen, Germany, v. 6, n. 1, p. 85-99, 2002.

TOLEDO, A. M. A. **Sistema de informações geográficas e classificação de capacidade de uso da terra aplicados no diagnóstico de intensidade de uso na bacia hidrográfica do rio Ji-Paraná (RO)**. 2006. 108 p. Tese (Doutorado em Ciências) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2006.

VICENS, R. S. et al. As variações temporais do NDVI e a dinâmica do funcionamento hídrico em paisagens de tabuleiros costeiros no Norte de Espírito Santo. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 10., 2001, Foz do Iguaçu. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2001.

VICTORIA, D. de C. et al. Water balance for the Ji-Paraná river basin, Western Amazon, using a simple method through geographical information systems and remote sensing. **Earth Interactions**, New York, v. 1, n. 5, p. 1-22, 2007.

VILANI, M. T. et al. Sazonalidade da radiação, temperatura e umidade em uma floresta de transição Amazônia cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia,** São Paulo, v. 21, n. 3, p. 331-343b, 2006.

VILLA NOVA, N. A.; SALATI, E.; MATSUI, E. Estimativa de evapotranspiração na Bacia Amazônica. Acta Amazônica, Manaus, v. 6, n. 2, p. 215-228, 1976.

WU, C. D. et al. Application of SEBAL and Markov Models for future stream flow simulation through remote sensing. **Water Resources Management**, Dordrecht, v. 24, p. 3773–3797, 2010.

YANAGI, S. N. M.; COSTA, M. H. Simulations of tropical rainforest albedo: is canopy wetness important? **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 83, n. 4, p. 1171-1180, 2011.

ZANCHI, F. B. et al. Measurements of soil respiration and simple models dependent on moisture and temperature for an Amazonian southwest tropical forest. **Biogeosciences Discussions**, Göttingen, Germany v. 6, p. 6147-6177, 2009.