

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA – INPA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS - UFAM
Programa Integrado de Pós-graduação em Biologia Tropical e Recursos Naturais
Programa de Pós-graduação em Ciências de Florestas Tropicais

**MONITORAMENTO DA DINÂMICA DA GEOMORFOLOGIA
FLUVIAL DA RESERVA DE DESENVOLVIMENTO
SUSTENTÁVEL MAMIRAUÁ, POR MEIO DE TÉCNICAS DE
SENSORIAMENTO REMOTO**

JULIANA MAERSCHNER AGUIAR PEIXOTO

Manaus, Amazonas

Junho, 2007

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA – INPA

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS – UFAM

Programa Integrado de Pós-graduação em Biologia Tropical e Recursos Naturais

Programa de Pós-graduação em Ciências de Florestas Tropicais

**MONITORAMENTO DA DINÂMICA DA GEOMORFOLOGIA
FLUVIAL DA RESERVA DE DESENVOLVIMENTO
SUSTENTÁVEL MAMIRAUÁ, POR MEIO DE TÉCNICAS DE
SENSORIAMENTO REMOTO**

JULIANA MAERSCHNER AGUIAR PEIXOTO

ORIENTADOR: DR. BRUCE WALKER NELSON

Co-ORIENTADOR: DR. FLORIAN WITTMANN

Dissertação apresentada como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em CIÊNCIAS DE FLORESTAS TROPICAIS, área de concentração em Manejo Florestal.

Manaus, Amazonas

Junho, 2007

P379 Peixoto, Juliana Maerschner Aguiar
Monitoramento da dinâmica da geomorfologia fluvial da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá, por meio de técnicas de sensoriamento remoto/ Juliana Maerschner Aguiar Peixoto. --- Manaus : [s.n.], 2007.
132 f. : il.

Dissertação (mestrado)-- INPA/UFAM, Manaus, 2007
Orientador : Nelson, Bruce Walker
Co-Orientador : Wittmann, Florian
Área de concentração : Manejo Florestal

1. Migração do canal fluvial. 2. Processos de sedimentação e erosão fluvial. 3. Evolução espectral da vegetação
I. Título.

CDD 19.ed. 551.483

SINOPSE

Neste trabalho foi avaliada a dinâmica da geomorfologia fluvial dos canais dos rios Solimões, Japurá e do paraná do Auati, limitantes da área focal da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá (RDSM), no estado do Amazonas, Brasil. Utilizando uma série temporal de imagens do satélite Landsat 5/TM, e técnicas de sensoriamento remoto, foram mapeadas as áreas erodidas e sedimentadas entre os anos de 1984 a 2005 ao longo da calha dos rios. Também foi avaliada a evolução espectral da vegetação a partir de seu estabelecimento no substrato, até a imagem de 2005.

A minha família

Dedico

IV

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Vânia e José Carlos, e aos meus irmãos, Rodrigo e Felipe, pelo amor, carinho, apoio, incentivo em tudo o que faço na vida. Por me ensinarem a sempre batalhar pelos meus propósitos, com respeito, educação e esforço. Por serem uma família maravilhosa.

Ao meu orientador Bruce Nelson, pela orientação, oportunidade, amizade, ajuda e valiosos ensinamentos.

Ao meu co-orientador Florian Wittmann, pela orientação, oportunidade, amizade, por guiar todo o meu aprendizado sobre várzeas, pelas críticas e sugestões sempre construtivas e pela empolgação por esse trabalho.

Ao Dr. Paulo Maurício, pela vasta contribuição neste estudo. Sempre disposto a esclarecer minhas dúvidas com muita paciência e bom humor.

Ao Dr. Arnaldo Carneiro, pela idéia inicial de realizar essa pesquisa.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), pela oportunidade de estudo e por disponibilizar a infra-estrutura do trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa de estudo.

Ao Instituto Max-Planck de Limnologia, por financiar a parte de campo.

Ao Raphael, por tudo o que representa na minha vida, pessoal, espiritual e profissional.

A Patty, pela ajuda estatística e momentos de descontração, risadas, amizade e tudo o mais.

A Morla e ao Simba (*in memoriam*).

A todos os meus amigos, que tornam minha vida mais feliz.

RESUMO

A dinâmica de migração do canal fluvial e a renovação da floresta alagada através da sedimentação e erosão de suas margens constituem importantes controles da diversidade ecológica dos corredores de rio. As diferentes unidades geomorfológicas e sua resposta a graus variados de intensidade dos processos hidrológicos determinam a dinâmica do ecossistema. Neste estudo, foram utilizadas seis imagens do sensor TM do satélite Landsat 5 entre o período de 1984 e 2005 para determinar e avaliar a dinâmica de áreas vegetadas na várzea localizada na Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá, região do médio rio Solimões. Também foi avaliado o comportamento de algumas variáveis espectrais (AFRI_{2,1}, NDVI e refletância nas bandas 3, 4, 5 e 7) em relação aos primeiros 21 anos de crescimento da vegetação de várzea. O primeiro passo foi realizar os procedimentos de pré-processamentos, como registro, correção atmosférica, transformação para valores de refletância, normalização radiométrica e máscara de nuvens. As áreas erodidas e sedimentadas foram mapeadas por meio da técnica de detecção de mudanças por subtração de imagens índice de vegetação AFRI_{2,1}, em cinco intervalos de tempo entre 1984 e 2005. As áreas de água se confundiram com áreas vegetadas nas imagens do índice AFRI_{2,1}, tornando inviável a detecção de mudanças por subtração de imagens AFRI_{2,1} com valores contínuos. As áreas de vegetação foram distinguidas de solo e de água por limiares de AFRI e da banda TM 7, respectivamente. As trocas de estado – de solo ou água para vegetação (sedimentação) e de vegetação para solo ou água (erosão) – foram mapeados em imagens-mudança para cinco pares de datas sequenciais. Não houve uma tendência significativa de deposição positiva ou negativa ao longo do tempo. A sedimentação e a erosão foram balanceadas, representando 51,4% e 48,6%, respectivamente, do total de áreas que mudaram. Não foram encontradas relações significativas entre as taxas de erosão e sedimentação e as variáveis fluviométricas analisadas. A taxa final de mudança lateral (erosão $-$ + sedimentação) de um trecho do canal do rio Solimões foi 0,48% da área do espelho de água, por ano. Grande parte das mudanças e migração do canal foi atribuída a mudanças em ilhas fluviais do canal. A maior mudança foi observada nas áreas de confluência entre os rios. A área dos canais limitantes da RDSM que sofreu alguma mudança não apresentou alta dinâmica de troca de estado ao longo dos 21 anos: 95% dos pixels que mudaram de estado passaram por apenas uma mudança. A maior dinâmica de troca de estados foi observada no paraná do Aranapu. Ao longo da sucessão vegetal, diferenças significativas entre as medias de atributos espectrais foram observadas

para os valores de $AFRI_{2,1}$ e na banda 4, que apresentaram um pico significativo entre 2 e 9 anos de idade. Os valores de NDVI atingiram um platô aos 9 anos, sem queda significativa posteriormente. O comportamento da banda 3 foi complementar ao comportamento do NDVI, com queda entre 2 e 9 anos e estável nas idades posteriores. Entre 16 e 21 anos, foi observada queda significativa nas bandas 4 e 5. Os valores na banda 7 oscilaram dentro de uma amplitude de 1% de refletância em todo o período, e as diferenças não foram consideradas confiáveis.

ABSTRACT

The dynamics of channel migration and the renewal of the flooded forest by sedimentation and erosion constitute important controls over the ecological diversity of river corridors. Distinct geomorphological features and the hydrological processes determine the dynamic for the ecosystem. In this study, six images of the TM sensor on board the Landsat 5 satellite, acquired for dates between 1984 and 2005, were used to map and analyze the dynamics of vegetated areas on the white-water floodplain of the Mamirauá Sustainable Development Reserve, middle Solimões River. Temporal behaviors of some spectral variables were also appraised (AFRI_{2,1}, NDVI and reflectance of TM bands 3, 4, 5 and 7) over the first 21 years of plant succession. The first step was to undertake procedures of pre-processing: geometric registration, atmospheric correction, transformation to reflectance, radiometric normalization between dates and preparation of a composite mask of clouds or cloud shadows for all dates. The areas that underwent erosion or sedimentation were first mapped through the technique of change detection by subtraction of images of the vegetation index AFRI_{2,1}, for five intervals of time between 1984 and 2005. However, in the AFRI_{2,1} images water and vegetation could not be distinguished, which made it impossible to undertake change detection by subtraction of images with continuous values. The vegetated areas were instead distinguished from soil and from water by thresholds of AFRI and TM band 7, respectively, both within and between images. Changes of state – from soil or water to vegetation (sedimentation) and from vegetation to soil or water (erosion) – were then mapped by observing changes between these thematic images for the five sequential time intervals. There was no significant tendency of positive or negative sediment deposition over time. The sedimentation and the erosion processes were balanced, representing 51.4% and 48.6%, respectively, of the total area that changed state in any moment of the period. There were no significant relationships between either erosion or sedimentation rates and each of the fluvimetric variables examined. The overall rate of lateral migration (erosion + sedimentation) for the Solimões was equivalent to 0.48% of the open-channel surface area per year. The most active migrations were associated with fluvial islands or the confluence of two channels. Those portions of the várzea along the channels that surround RDSM which did undergo some change generally did so only once over the 21 year. Only 5% of the pixels that changed state did so two or more times. Pixels undergoing multiple changes of states were more common along the paraná of Aranapu. Regarding spectral changes during vegetation

succession, the values of AFRI_{2,1} and of TM band 4, both showed a significant peak between 2 and 9 years of age. The values of NDVI reached a plateau between 2 and 9 years, without dropping significantly afterwards. The behavior of TM band 3 was complementary to the behavior of NDVI, dropping between 2 and 9 years and remaining stable in the subsequent ages. Between 16 and 21 years a significant drop was observed in bands 4 and 5. TM band 7 oscillated within a narrow range of 1% reflectance over the whole period of plant succession, and these differences were not considered reliable.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Dados das imagens do sensor TM utilizadas no estudo (foram empregadas as bandas 3, 4, 5 e 7 em todos os casos). Datas das imagens utilizadas, suas respectivas cotas de inundação e a porcentagem da área utilizada no estudo que está sob cobertura de nuvens.	26
Tabela 2: Valores de Lmin e Lmax utilizados na calibração radiométrica das imagens referentes às bandas do Landsat 5 TM.	33
Tabela 3: Valores de distância Terra-Sol, ângulo de elevação solar, ângulo zenital, irradiância solar exoatmosférica e o dia Juliano de cada data.	33
Tabela 4: Pares de imagens analisados na detecção de mudanças e as respectivas imagens geradas pelo processamento.	43
Tabela 5: Valores médios das cotas mínimas e máximas da área da RDSM, obtidos com os dados de inundação do rio Negro (Schöngart <i>et al.</i> , 2005), durante os respectivos períodos, utilizados para realizar a correlação com as taxas de erosão e sedimentação obtidas.	45
Tabela 6: Idade aproximada da vegetação, presente nos polígonos mapeados, em cada data da série de vinte e um anos.	50
Tabela 7: Erro médio quadrado (RMS) do registro das imagens da série multitemporal.	51
Tabela 8: Valores de AFRI encontrados na imagem gerada a partir da cena da data de 24/08/1984 do satélite Landsat 5TM.	58
Tabela 9: Valores aproximados de refletância de áreas de vegetação solo e água branca da região de Mamirauá, obtidos da imagem Landsat TM5 de 24/09/1984.	58
Tabela 10: Na primeira coluna o total de áreas que não sofreram mudanças, na coluna do meio, a sedimentação, a erosão e o total de áreas que sofreram mudança de estado (sedimentação + erosão); e na última coluna o total da área de estudo. Dados por período e em hectares.	63
Tabela 11: Diferentes intervalos de tempo, ampliados com base nas observações reais obtidas e respectivas áreas de sedimentação, erosão e taxa de deposição anual. Os intervalos dentro da caixa azul são os períodos reais medidos. Os valores dentro da caixa verde são os períodos reconstruídos com base nos valores dos períodos da caixa azul. Esses valores foram utilizados na relação entre a taxa de deposição e o intervalo de tempo.	69
Tabela 12: Algumas seqüências de mudanças (seqüências de processos) mapeadas, e o número de estados de mudança correspondente.	78

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Trechos de várzea entre a foz do rio Juruá e Santarém (polígonos brancos). Sorvedouros de sedimento ocupam progressivamente mais área à jusante. Mosaico Geocover de imagens Landsat de ~1990. Meridianos em intervalos de 5 graus (550 km).	8
Figura 2: Mosaico de imagens JERS-1, captadas entre maio e julho de 1996. A oeste de Manaus (círculo vermelho), os rios Solimões, seus tributários e os tributários da margem direita do rio Negro comportam igapós e várzeas extensas (tons claros), evidenciando subsidência tectônica e deposição de sedimentos. Fonte: NASDA/MITI, Global Rain Forest Mappin Project.	13
Figura 3: Localização da RDSM (polígono vermelho) no Estado do Amazonas, Brasil, representada por um mosaico de cenas Landsat TM em composição colorida RGB-543. Na imagem menor, à direita, a área focal da RDSM (contorno rosa) delimitada pelos rios Solimões Japurá e paraná do Aranapu.....	22
Figura 4: Mapa geomorfológico da RDSM, adaptado do Projeto RADAMBRASIL (1977). As áreas amarelas representam a planície fluvio-lacustre (Apf), a área marrom representa áreas de terraço fluvial, e áreas de cor laranja representam áreas de acumulação inundáveis.	24
Figura 5: Fluxograma dos pré-processamentos realizados neste trabalho.	27
Figura 6: Lago de água preta (sem sedimento) localizado na área subsidiária da reserva, próximo à divisa com a área focal, utilizado como alvo escuro em todas as bandas. Na primeira imagem vemos uma composição colorida de imagem Landsat TM5 de 24/11/2000, e nas demais vemos as bandas 3, 4, 5 e 7 realçadas para visualização da água preta do lago.	35
Figura 7: Porção de área da RDSM mostrando um banco de sedimentos e vegetação, entre outros. Na primeira imagem vemos uma composição colorida de imagem Landsat TM5 de 24/11/2000, e nas demais vemos as bandas 3, 4, 5 e 7 realçadas para visualização da refletância dos objetos.	35
Figura 8: Exemplo de normalização radiométrica de dados de sensoriamento remoto (a), e imagem normalizada em relação a uma imagem referência.	36
Figura 9: Delimitação da área de interesse do estudo em A (<i>buffer</i> de 3 km dos canais limitantes da reserva), e com a máscara de nuvens e sombras em B.	37
Figura 10: Fluxograma dos processamentos realizadas nas imagens Landsat 5TM para as seis datas.	38
Figura 11: Imagem Landsat 5TM RGB-543 de 1986 e respectiva imagem índice vegetação AFRI _{2,1} , com <i>offset</i> de +10. Note que o valor da água é maior e próximo ao valor da vegetação.	40
Figura 12: Em A, imagem Landsat 5TM RGB-543 de 1986. Em B, respectiva imagem índice AFRI _{2,1} +10, fatiada no limiar 10,7, onde valores acima desse estão representados pela cor branca e valores abaixo pela cor preta, mostrando a impossibilidade de isolar a vegetação da água.....	41
Figura 13: Na esquerda imagem Landsat 5TM RGB-547 de 1986. Na direita imagem AFRI _{2,1} vegetação_não-vegetação correspondente. As áreas de vegetação não incluídas na imagem AFRI _{2,1} (na direita) estão coberta por nuvens em alguma outra data.	42
Figura 14: Histograma de imagem mudança com limiares hipotéticos, adaptado de Graça (2004).	43
Figura 15: Médias mensais das cotas mínimas e máximas de inundação medidas para a estação do rio Negro, próxima à cidade de Manaus (Engenharia dos Portos da Cidade de Manaus).	44

Figura 16: Máscara dos rios Solimões e Japurá (polígonos pretos) utilizada na comparação das taxas de erosão e sedimentação entre os dois rios. A área branca dentro dos polígonos refere-se a máscara de nuvens e sombras.	46
Figura 17: Esquema representativo da imagem dinâmica. As classes de mudança do pixel em cada período são unidas em um único mapa. Na imagem dinâmica é atribuída uma nova classe ao pixel, que representa a seqüência de classes de mudanças que o determinado pixel apresentou em cada imagem mudança dos períodos analisados.	48
Figura 18: Esquema representativo da ferramenta crosstab. Cada quadrado representa um pixel e cada cor representa uma categoria de mudança (classe), e como resultado o programa mostra qual a seqüência de categorias que ocorreu em cada pixel.....	48
Figura 19: Esquema representativo da seleção dos polígonos utilizados na análise da evolução espectral da vegetação nos primeiros anos de colonização e crescimento.	49
Figura 20: Curva espectral da água sem sedimento em suspensão em refletância aparente (sem correção atmosférica) e refletância de superfície (com correção), extraída da banda 3 da imagem de 18/10/1986 do satélite Landsat 5/TM. Os valores nas bandas 4, 5 e 7 estão em refletância aparente.....	52
Figura 21: Curva espectral do solo em refletância aparente (sem correção) e refletância de superfície (com correção), extraída da banda 3 da imagem de 18/10/1986 do satélite Landsat 5/TM. Os valores nas bandas 4, 5 e 7 estão em refletância aparente.	53
Figura 22: Curva espectral da vegetação em refletância aparente (sem correção) e refletância de superfície (com correção), extraída da banda 3 da imagem de 18/10/1986 do satélite Landsat 5/TM. Os valores nas bandas 4, 5 e 7 estão em refletância aparente.....	53
Figura 23: Gráficos de dispersão dos valores médios dos alvos escuros selecionados para verificação do resultado da normalização radiométrica das imagens.	55
Figura 24: Gráficos de dispersão dos valores médios dos alvos claros selecionados para verificação do resultado da normalização radiométrica das imagens.	56
Figura 25: Distribuição e freqüência dos pixels da imagem mudança.....	59
Figura 26: Composição RGB543 de imagens Landsat de 25/11/2000 (A) e 04/09/2005 (B) e imagem mudança entre 2000 e 2005 (C). Em A e B, o círculo azul ressalta as áreas que eram vegetação (A) e foram desmatadas para pasto (B) e classificadas como erosão, e o círculo rosa ressalta as áreas desmatadas (A) que viraram vegetação (B) classificadas como sedimentação. Em C as áreas pretas representam áreas classificadas como erosão, bege representa áreas classificadas como sedimentação e laranja representa áreas classificadas como não mudança.	60
Figura 27: Diferenças de inundação entre as imagens foram mapeadas como áreas erodidas ou sedimentadas. Em A, imagem Landsat 5/TM de 04/09/2005, composição RGB543. Em B, imagem mudança entre 2000 e 2005. Em B, a cor laranja representa a área de não mudança, preto as áreas classificadas como erosão e bege áreas classificadas como sedimentação.	60
Figura 28: Imagens Landsat TM5 composição RGB-543 do ano de 2000 (em A) e 2005 (em B), mostrando grande porção de área erodida (contorno amarelo).	61
Figura 29: Porcentagem que as áreas sedimentadas e erodidas representam do total de áreas contabilizadas como mudança.	64
Figura 30: Porcentagem anual de áreas de mudança sedimentadas e erodidas em cada período.....	64
Figura 31: Erosão na margem dos rios Solimões (A e B) e na margem do rio Japurá (C), na área de estudo.	Fotos: Peixoto, J.M.A. 66
Figura 32: Taxa de deposição em % por ano em cada período e no tempo total estudado.....	67

Figura 33: Valores de taxa de deposição obtidos com os dados brutos (antes de realizada a aplicação do filtro de área e correção manual) de erosão e sedimentação mapeada com a técnica de detecção de mudança por subtração de imagens índice de vegetação.	68
Figura 34: Taxa de deposição de sedimentos em relação ao comprimento do intervalo de tempo de estudo.	70
Figura 35: Porcentagens de áreas de mudança para os rios Solimões e Japurá, em relação à área de interesse.	71
Figura 36: Porcentagens de áreas de sedimentação para os rios Solimões e Japurá, em relação à área de interesse.	71
Figura 37: Porcentagens de áreas de erosão para os rios Solimões e Japurá, em relação à área de interesse.	72
Figura 38: Aspecto morfológico da margem do rio Solimões, em trechos dominados por processos de erosão (A) e sedimentação (B).	73
Figura 39: Aspecto morfológico da margem do rio Japurá, em trechos dominados por processos de erosão (A) e sedimentação (B).	73
Figura 40: Taxas anuais de mudança do canal do rio Solimões no trecho da RDSM por período estudado.	74
Figura 41: Migração lateral de barras em pontal ocorrida devido a migração lateral do canal, originando ilhas fluviais no trecho do rio Solimões próximo à confluência com o paraná do Aranapu. Coordenadas do canto inferior direito 2° 39' 3.32''S e 65° 15' 9.29''W.	75
Figura 42: Formação de ilha fluvial por meio de desvio do canal. Em A imagem Landsat 5TM, composição RGB-543 de 1984. Em B, mesmo local em 2005 (coordenadas de canto inferior direito 2° 24' 51''S e 65° 13' 00''W).	76
Figura 43: Imagem dinâmica de mudança. Cada cor representa uma seqüência de mudança, a cor verde clara representa a área de estudo, livre de nuvens e sombras (referente ao <i>buffer</i> de 3 km).	77
Figura 44: Porcentagem de área relativa à área total de cada seqüência de mudança mapeada. O código da seqüência representa cada uma das 31 seqüências diferentes que foram mapeadas.	78
Figura 45: Frequência de pixels por quantidade de mudanças de estado. Cada ponto representa uma das 31 seqüências de mudança.	79
Figura 46: Landsat 5 RGB-543, mostrando a confluência entre o rio Solimões e o paraná do Aranapu. As linhas pretas indicam áreas de seqüências de mudanças que trocaram de estado mais de uma vez (menos freqüentes). Coordenadas do canto inferior direito 2° 27' 21.65''S e 65° 19' 43.79''W.	80
Figura 47: Imagem Landsat 5/TM, composição RGB-543 de 04/09/2005. Seqüências de mudanças mais freqüentes representadas por polígonos vermelhos (sedimentação) e amarelos (erosão). A área em branco representa a máscara de nuvens e sombras e área de não interesse.	81
Figura 48: Áreas erodidas em faixas alongadas (polígono amarelo) e áreas sedimentadas predominantemente em barras (polígonos vermelhos). Coordenadas do canto inferior direito 2° 48' 43,93''S e 65° 7' 2,38''W.	82
Figura 49: Formação de barras na confluência entre o rio Solimões e o paraná do Aranapu. Em imagem Landsat 5TM, composição RGB-543. Coordenadas canto inferior direito 2° 30' 51,27''S e 65° 19' 32,17''W.	82
Figura 50: Formação de barras na confluência entre o paraná do Aranapu e o rio Japurá. Em imagem Landsat 5TM, composição RGB-543. Coordenadas canto inferior direito 2° 28' 46,41''S e 65° 8' 28,97''W.	83
Figura 51: Fases da evolução da planície holocênica do rio Solimões. Adaptado de Projeto RADAMBRASIL (1977).	84

Figura 52: Trecho do rio Solimões em 1975 (Landsat MSS), 1984 (Landsat TM) e 2005 (Landsat TM). Note significativas mudanças, principalmente nas pontas noroeste e sudeste, em regiões de confluência de grandes canais.	86
Figura 53: Barra localizada na parte sudeste da área focal, em imagens de 1975 (Landsat MSS), 1984 e 2005 (Landsat TM). Em A, imagem Landsat TM de 2005 indicando a localização da barra (retângulo branco). Note a diminuição do espaço entre a margem da ilha e a margem da reserva, linha vermelha. Em B, C e D é possível visualizar o acréscimo lateral de sedimentos que ocorre na barra, isso irá culminar na colmatagem do paraná e junção da barra ao limite da área focal da RDSM.	88
Figura 54: Relação entre os valores dos índices de vegetação AFRI _{2.1} e NDVI e a idade aproximada da vegetação. As barras indicam a amplitude de valores encontrados em cada idade.	90
Figura 55: Médias dos valores dos índices de vegetação AFRI _{2.1} (esquerda) e NDVI (direita). As barras representam +/- 2 erros padrão.	91
Figura 56: Média dos valores de refletância nas bandas 3, 4, 5 e 7 em florestas de várzea jovem em diferentes idades. Na primeira coluna de gráficos, as barras indicam a amplitude de valores encontrada para cada idade. Na segunda coluna as barras indicam +/- 2 erros padrão (n = 24).	92

SUMÁRIO

1. Introdução.....	1
2. Objetivos.....	4
2.1 Objetivo geral	4
2.2 Objetivos específicos.....	4
3. Referencial teórico.....	5
3.1 Sistema fluvial amazônico.....	5
3.2 Ecossistemas de águas interiores e as várzeas amazônicas	7
3.3 A migração do canal influenciando a planície fluvial	10
3.4 As florestas de várzea amazônicas	14
3.5 Sensoriamento remoto	17
3.5.1 Imagens multitemporais	18
3.5.2 Sensoriamento remoto nas várzeas amazônicas	19
4. Materiais e Métodos	22
4.1 Área de Estudo	22
4.1.1 Aspectos ambientais	23
4.2 Materiais e equipamentos	25
4.3 Metodologia.....	25
4.3.1 Escolha das imagens de sensoriamento remoto.....	25
4.3.2 Pré-processamentos das imagens ópticas	26
4.3.2.1 Georreferenciamento e registro	28
4.3.2.2 Correção atmosférica.....	28
4.3.2.3 Transformação de valores em número digital (ND) para valores de refletância (ρ)	31
4.3.2.4 Normalização radiométrica	33
4.3.2.5 Máscara de nuvens e área de interesse do estudo.....	36
4.3.3 Processamentos das imagens ópticas.....	37
4.3.3.1 Determinação e mapeamento das áreas erodidas e sedimentadas	38
4.3.3.1.1 Criação da máscara vegetação/não vegetação.....	39
4.3.3.1.2 Determinação das áreas erodidas e sedimentadas	42
4.3.3.1.3 Relação entre as taxas de erosão/sedimentação e as cotas de inundação da área de estudo nos períodos estudados.....	44
4.3.3.1.4 Comparação entre as taxas dos rios Solimões e Japurá.....	45
4.3.3.2 Determinação da taxa de mudança do canal.....	46
4.3.3.3 Criação da imagem de dinâmica das áreas de erosão e sedimentação	47
4.3.3.4 Análise da mudança da resposta espectral em vegetação jovem ao longo do seu crescimento.....	48
4.3.3.4.1 Determinação dos atributos espectrais da vegetação.....	50
5. Resultados e Discussão.....	51
5.1 Técnicas de pré-processamentos das imagens.....	51
5.1.1 Correção geométrica e registro.....	51
5.1.2 Correção Atmosférica.....	52
5.1.3 Normalização radiométrica	54
5.2 Técnicas de processamentos das imagens	57
5.2.1 Imagens índice de vegetação <i>Aerosol Free Vegetation Index</i> – AFRI.....	57
5.2.2 Detecção de mudanças por subtração de imagens índice de vegetação	59
5.3 Evolução e dinâmica da paisagem da RDSM de 1984 a 2005	62
5.3.1 Mapeamento de áreas erodidas e sedimentadas e relação com os dados fluviométricos	62

5.3.2 Diferença entre as taxas de sedimentação e erosão entre os rios limitantes da área focal	71
5.3.3 Taxa de migração lateral e dinâmica de mudança do canal fluvial	73
5.3.4 Considerações finais	89
5.4 Comportamento do padrão espectral da vegetação nos primeiros vinte e um anos de sucessão	90
5.4.1 Resultado dos Índices de vegetação AFRI _{2,1} e NDVI	90
5.4.2 Resultado dos valores de refletância nas bandas 3, 4, 5 e 7	91
5.4.3 Discussão dos resultados obtidos	93
6. Conclusão	94
7. Referências Bibliográficas.....	97
8. Anexo	114
8.1 Anexo 1	114
8.2 Anexo 2	116

1. Introdução

As florestas alagadas são um dos vários tipos de ecossistemas do bioma amazônico e representam uma área de 6% da bacia amazônica, ou cerca de 300.000 km², aproximadamente (Hess *et al.*, 2003; Junk & Piedade, 2005). Junk *et al.* (1989) definiram as florestas alagadas da seguinte maneira “...são áreas periodicamente inundadas por fluxo lateral de rios em lagos ou por precipitação direta em água subterrânea; o ambiente físico-químico resultante, produz uma resposta morfológica, anatômica, fisiológica, fenológica e etológica da biota a qual também responde com estruturas de comunidades muito características”.

As florestas alagadas podem ser divididas em dois tipos de acordo com suas características químicas e biológicas (Prance, 1979). Os igapós (≈ 100.000 km²) são áreas alagadas periodicamente por ciclos anuais regulares de inundação de rios e lagos de águas pretas e claras, pobres em nutrientes (Ayres, 1993; Prance, 1979). As várzeas (≈ 200.000 km²) são alagadas por rios e lagos de águas brancas, caracterizados por apresentarem alta concentração de sedimentos, substâncias inorgânicas dissolvidas e alta concentração de nutrientes minerais (Furch, 1984; Junk, 1984; Linna, 1993; Sioli, 1950; Tundisi *et al.*, 2002).

As várzeas constituem a maior porção de florestas inundáveis em regiões tropicais (Ayres, 1993) e são ecossistemas ricos em termos de produtividade biológica, biodiversidade e recursos naturais, devido à renovação de nutrientes que ocorre anualmente por meio de elevações no nível da água dos rios (Ayres, 1993; Furch, 1997; Irion *et al.*, 1997; Junk, 1993; Wittmann *et al.*, 2002). A elevação anual no nível da água dos rios amazônicos, caracterizada como pulso de inundação, é consequência de fatores que envolvem a sazonalidade da precipitação e as características do relevo da bacia de drenagem (Junk *et al.*, 1989). A amplitude média de inundação é cerca de 10 m na Amazônia Central, podendo atingir até 20 m, e durar até 270 dias por ano, dependendo da elevação do local (Irion *et al.*, 1997).

O rio principal e seus afluentes influenciam as florestas alagadas por meio do regime hidrológico, erosão e deposição de sedimentos, entrada e saída de substâncias dissolvidas, e troca de organismos (Junk, 1997). A atividade fluvial é fator determinante na construção da fisionomia da paisagem da várzea (Sternberg, 1998).

Os rios fluem sobre formações sedimentares por eles depositadas e, ao longo do tempo, conforme a intensidade do fluxo e altura da inundação pode erodir e depositar, criando

uma topografia e solo que favorecem o estabelecimento de formações vegetais, as quais atuam como agentes de preservação ou não de certas feições, caracterizando uma interação entre a vegetação e geomorfologia do terreno (Junk *et al.*, 1989; Sternberg, 1998; Wittmann *et al.*, 2002; Worbes *et al.*, 1992).

A deposição de sedimentos, formação e erosão de bancos e colonização pioneira são processos muito dinâmicos nas várzeas amazônicas (Kalliola *et al.*, 1991). As taxas de sedimentação podem alcançar 0,3-1 m todos os anos (Campbell *et al.*, 1992; Junk *et al.*, 1989). Ao mesmo tempo, a erosão pode levar vários hectares de florestas durante o período de cheia (Wittmann, 2001 *apud* Wittmann *et al.*, 2004). A geomorfologia do terreno e a intensidade com que esta é afetada por fatores como clima, hidrologia, tectônica e processos de erosão e sedimentação determinam a dinâmica do ambiente, podendo causar rápidas mudanças nas florestas alagadas. Isto implica na constante deposição de substratos novos para o desenvolvimento de atividades químicas e biológicas, ao mesmo tempo em que destroem substratos depositados anteriormente, resultando na formação de um mosaico de micro habitats, que propiciam diferenças importantes na estrutura e composição florística da várzea (Campbell *et al.*, 1992; Kalliola *et al.*, 1991; Mertes, 1985; Tuomisto, 1993).

A dinâmica fluvial e a renovação da floresta alagada por meio da sedimentação e erosão constituem importantes controles da diversidade ecológica dos corredores de rio (Kalliola *et al.*, 1991; Marston *et al.*, 1995; Richards *et al.*, 2002; Salo *et al.*, 1986).

A floresta alagada do rio Solimões/Amazonas compreende 28% das áreas alagáveis da Amazônia Central (Hess *et al.*, 2003). Devido à riqueza em recursos naturais, fertilidade do solo e facilidade de acesso, a várzea é um dos ecossistemas mais influenciados pela atividade humana na Amazônia (Junk, 2000; Ohly, 2000). Cerca de 50% da população rural dos estados do Amazonas e Pará vive na várzea e utilizam os recursos desse ecossistema para a sobrevivência (Pereira, 2004), onde as principais atividades econômicas são: a pesca e a caça, a agricultura e a exploração de recursos florestais madeireiros e não madeireiros (Junk, 1980; Wittmann *et al.*, 2004).

A determinação do potencial de utilização racional dos recursos naturais da várzea amazônica depende de sua caracterização e conhecimento de sua distribuição espacial (Palha *et al.*, 2003). Um método que vem sendo amplamente utilizado para a ampliação desse conhecimento é a análise de produtos de sensoriamento remoto. Atualmente, com a disponibilidade de dados provenientes de diversos instrumentos de observação terrestre, em diferentes níveis de aquisição (terrestre, aéreo e orbital) e de resolução (espacial, temporal, espectral e radiométrica), aumenta-se a capacidade de realizar inferências sobre o meio

ambiente com maior confiabilidade. Várias discussões apontam para a necessidade de desenvolver, na região amazônica, trabalhos envolvendo múltiplas fontes de dados de sensoriamento remoto e de trabalho de campo, para uma melhor compreensão das características e distribuição da vegetação e dos diferentes tipos de uso da terra (Espírito-Santo, 2003).

Estudos detalhados sobre a distribuição espacial e dinâmica estacional de fatores hidrológicos, físicos, químicos e biológicos, e os fatores ambientais que os afetam, são essenciais para o entendimento da dinâmica deste ecossistema (Junk *et al.*, 1989; Palha *et al.*, 2003; Tundisi *et al.*, 2002).

2. Objetivos

2.1 Objetivo geral

Avaliar a dinâmica de processos de erosão e sedimentação de áreas vegetadas ao longo dos canais que delimitam a área focal da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá (RDSM) durante um período de vinte e um anos.

2.2 Objetivos específicos

- Mapear e monitorar as áreas erodidas e sedimentadas ao longo dos rios Solimões, Japurá e Paraná do Aranapu, em cinco intervalos de tempo compreendidos entre os anos de 1984 a 2005;
- Verificar se há relação entre as taxas de erosão e sedimentação mapeadas e as cotas mínimas e máximas de inundação da área de estudo nos períodos estudados;
- Verificar se existe uma tendência líquida de sedimentação/erosão dentro do período estudado;
- Verificar se ocorre diferença entre as taxas de erosão e sedimentação dos rios Solimões e Japurá;
- Determinar a taxa de mudança do canal do rio Solimões no trecho estudado;
- Verificar o comportamento das variáveis espectrais $AFRI_{2,1}$, NDVI e refletância nas bandas TM 3, 4, 5 e 7 ao longo do crescimento da vegetação que coloniza os bancos de sedimento recém depositados.

3. Referencial teórico

3.1 Sistema fluvial amazônico

A bacia amazônica abrange uma área de drenagem de 6.112.000 km² e recebe uma precipitação média da ordem de 2.460 mm/ano, considerada a maior bacia hidrográfica do mundo (Salati *et al.*, 2002). O sistema fluvial amazônico é dividido em três grandes grupos, de acordo com qualidades físicas e químicas, em rios de água preta, clara e branca (Sioli, 1976).

Segundo Sioli, as características dos três tipos de águas da bacia amazônica são determinadas pelas condições geomorfológicas e/ou litológicas e pedológicas existentes nas regiões de suas nascentes. Os rios de água clara, como o rio Tapajós, estão relacionados a áreas de relevo suave e nivelados, sendo caracterizados por baixo transporte de sedimentos argilosos e abundância em praias e bancos de areia. Os rios de águas pretas, como o rio Negro, são encontrados sobre terrenos planos, com solos podzólicos e arenosos (Soares, 1991 apud IBGE, 1991). São caracterizados pela cor escura da água, consequência da dissolução de substância húmicas, fornecida pela vegetação florestal de igapó que se desenvolve nas áreas inundáveis das suas nascentes e margens (IBGE, 1991; Sioli, 1976).

Com exceção dos rios Juruá, Purus e Branco, os rios de água branca (por exemplo, rio Solimões/Amazonas) possuem as cabeceiras situadas em regiões montanhosas dos Andes Central Tropical. Nessas áreas ocorre intensa erosão de sedimentos produzidos pela decomposição da crosta terrestre, os quais são transportados pela água até as partes mais baixas, tornando-se responsáveis, ao se depositarem, pela formação de vastos terrenos aluviais da várzea (Sioli, 1976; Tundisi *et al.*, 2002). Os rios de água branca são ricos em íons orgânicos dissolvidos e apresentam pH mais ou menos neutro, porém não dispõem de produção primária em forma de fitoplâncton autóctone ou de plantas submersas, devido à turbidez da água que impede a penetração da luz, sendo as macrófitas aquáticas flutuantes e emergentes de extrema importância para sua produção primária (Junk, 1980; Junk & Piedade, 1997; Salati *et al.*, 2002; Sioli, 1976).

A grande extensão da área de drenagem, juntamente com a elevada precipitação, explicam o imenso volume de água do rio Solimões/Amazonas, que apresenta uma descarga

estimada 175.000 m³/s, carga de sólidos totais dissolvidos e em suspensão estimadas em 1.190 x 10⁶ ton./ano, e área de drenagem de cerca de 5.711.000 km² (Neiff *et al.*, 1994; Sioli, 1984; Tundisi, 1994). O rio Amazonas nasce na região dos Andes peruanos, assim que entra no Brasil, ele passa a ser chamado de rio Solimões, até a confluência com o rio Negro, próximo à cidade de Manaus, onde volta a se chamar rio Amazonas.

Sioli (1984) dividiu a bacia amazônica em três grandes áreas com base nas zonas de nascentes dos rios e na história geológica da bacia. A bacia alta (desde a base dos Andes até próximo a confluência com o rio Negro) é caracterizada por grandes vales formados por erosão, próximo da região andina, e rios meândricos na parte mais baixa, como o Juruá e o Purus. A bacia média é delimitada pelos escudos da Guiana e Brasil Central ao Norte e Sul, respectivamente. Neste trecho o rio Solimões desenvolve meandros apenas localmente, talvez devido a diferenças na proporção de descarga, gradiente e velocidade da corrente (Sioli, 1984). A maior parte do fundo do vale, preenchida com aluviões recentes de origem andina, forma vastas planícies alagadas, as várzeas. A paisagem fluvial é constantemente transformada por meio de processos de erosão e sedimentação. A bacia baixa, parte mais ao leste, abrange a região estuarina.

A sazonalidade da precipitação, o relevo predominantemente baixo, e o degelo dos Andes provocam uma elevação sazonal no nível da água, caracterizado como pulso de inundação, que é responsável pela complexidade dos ecossistemas aquáticos da região (Junk, *et al.*, 1989). Os afluentes do rio Solimões/Amazonas são provenientes parte do hemisfério sul e parte do hemisfério norte, fazendo com que o regime do rio apresente variações características. O canal principal formador do Amazonas, o Apurímac-Ucayale e seu principal afluente, o Marañon, são provenientes da região Andina, e os afluentes da margem direita localizam-se no hemisfério sul, recebendo precipitações maiores no período do verão (outubro-março). Por outro lado os afluentes da margem esquerda, com suas nascentes no hemisfério norte, recebem precipitações máximas no período de maio-julho. Esta situação faz com que sejam observados diferentes níveis de variação na inundação ao longo do curso do Solimões/Amazonas, dependendo das características e dimensões da bacia e das precipitações (Salati, 1985; Salati *et al.*, 2002).

O aumento de vazão do rio Solimões causa uma elevação no nível da água de até 20 m, na região do médio Solimões, próximo à boca do rio Juruá. Na Amazônia Central a inundação máxima ocorre nos meses de junho-julho e a elevação mínima nos meses de outubro-novembro. Com essas flutuações regulares entre as estações secas e chuvosas, os níveis do rio apresentam uma curva monomodal de flutuação (Irion *et al.*, 1997; Junk *et al.*

1989; Piedade *et al.*, 2000). As inundações promovem a interação entre os ambientes terrestres e aquáticos, criando uma zona de transição entre estes e influenciando as características limnológicas, ecológicas e biológicas desses corpos de água e das comunidades que vivem e se utilizam dele (Junk, *et al.*, 1989; Junk, 1997; Sternberg, 1998, Worbes, 1997). O pulso de inundação é caracterizado pela variação no nível de inundação e, junto com umidade, nutrientes e fonte de sedimentos, promove oportunidades de regeneração de habitats e plantas. Variações nas taxas de erosão e sedimentação resultam em um mosaico de habitats característicos das florestas alagadas (Richards *et al.*, 2002).

3.2 Ecossistemas de águas interiores e as várzeas amazônicas

A maioria dos ecossistemas continentais da América do Sul e, particularmente, das regiões tropicais e subtropicais do Brasil, foram estabelecidos em função de eventos geológicos e geomorfológicos ocorridos no Quaternário (Tundisi *et al.*, 2002). A paisagem amazônica é formada por processos geológicos do Quaternário em uma extensão bem mais ampla do que era considerado como verdade até alguns anos atrás. Isto é particularmente perceptível na paisagem amazônica pela vasta cobertura de sedimentos principalmente da era pleistocênica em grande parte de suas áreas baixas (Irion *et al.*, 1997).

A gênese das florestas alagadas recentes dos rios Amazônicos foi fortemente influenciada por mudanças no nível do mar durante os períodos glaciais (Sioli, 1957; Irion, 1984). Segundo Fairbridge (1961 apud Junk, 1984), a flutuação do nível do mar nesse período alcançou 130 m diversas vezes. Durante os máximos glaciais, elevado volume de água esteve confinado nas calotas polares e em geleiras que cobriam grande parte dos hemisférios Norte e Sul. Durante esses períodos, os rios escavaram vales sobre depósitos terciários, na Amazônia Central, devido à diminuição do nível de base (Junk, 1984). Nos períodos interglaciais, o aumento do nível do mar criou barreiras, isolando rios em seus próprios vales, reduzindo a velocidade da correnteza e, assim, favorecendo a deposição fluvial nos rios. O nível do mar caiu e, quando voltou a se elevar, os processos de sedimentação se iniciaram novamente nos largos vales dos rios.

Rossetti *et al.* (2005) caracterizaram cinco sucessões sedimentares ao longo do rio Solimões/Amazonas, por meio da interpretação de imagens de radar, que incluem a Formação Içá (Plio-Pleistoceno) e depósitos do Quaternário. Os autores afirmam que a Amazônia, ao

longo do Neógeno-Quaternário, se caracterizou por freqüentes mudanças na paisagem induzidas, provavelmente, por fatores climáticos e também tectônicos.

De acordo com Klammer (1984), o rio Amazonas, apesar da grande quantidade de sedimentos em suspensão, ainda não preencheu completamente seus vales. Grandes sorvedouros de sedimento ainda estão presentes nos trechos mais a jusante da várzea (figura 1). São lagos que se tornam progressivamente maiores ao leste do meridiano 65° W. O lago grande contém deltas internos e, em longo prazo, se espera a deposição de sedimentos nestes trechos. Mais a montante o vale pleistocênico entalhado pelo Solimões foi preenchido com sedimento desde a última subida do nível de base. Ali se espera que haja atualmente um equilíbrio entre erosão e deposição.

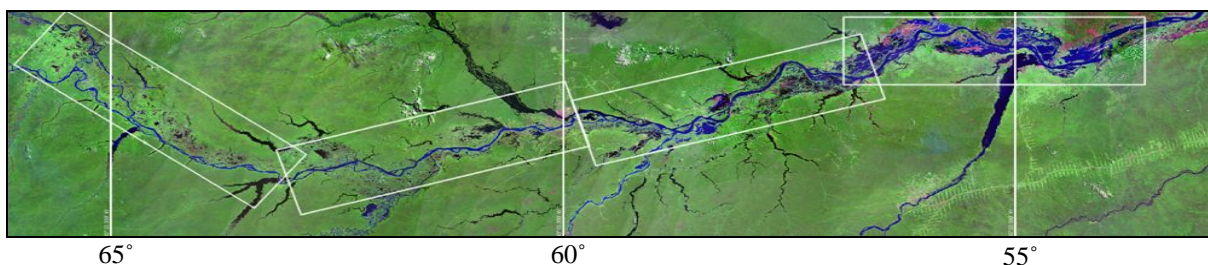


Figura 1: Trechos de várzea entre a foz do rio Juruá e Santarém (polígonos brancos). Sorvedouros de sedimento ocupam progressivamente mais área à jusante. Mosaico Geocover de imagens Landsat de ~1990. Meridianos em intervalos de 5 graus (550 km).

Campbell e Frailey (1977, apud Rasanen *et al.*, 1987) sugeriram que toda a floresta do oeste da Amazônia é formada por terrenos aluviais holocênicos, promovendo “ilhas” de comunidades florestais em um estágio de desequilíbrio supersaturado. Colinvaux *et al.* (1984 apud Rasanen *et al.*, 1987) propuseram que a alta diversidade de espécies das florestas alagadas dos rios Napo e Aguarico é mantida por distúrbios hidráulicos, especificamente cheias catastróficas, as quais causam distúrbios intermediários nas planícies alagáveis. A longa história de perturbações fluviais e sedimentação nos ecossistemas da Amazônia ocidental sugerem que a distinção entre várzea e terra firme é na verdade uma série temporal, do presente até velhos leitos aluviais. A dinâmica de rios tem um enorme valor na manutenção dos processos das planícies alagáveis amazônicas (Rasanen *et al.*, 1987).

De acordo com Irion (1976) e Irion *et al.* (1997) a várzea pode ser dividida em dois tipos, de acordo com a época em que os sedimentos foram depositados. A várzea pleistocênica, mais antiga e formada durante períodos interglaciais primários, ocorre em áreas que não foram erodidas completamente. Os depósitos mais recentes são chamados de

planícies inundáveis do Holoceno, e se encontram em uma elevação topográfica mais baixa que os depósitos do Pleistoceno.

Segundo Mertes (1985), Kalliola *et al.*, (1991), Richards *et al.* (2002), Salo *et al.* (1986), Sternberg (1998), Wittmann *et al.* (2002 e 2004), entre outros, a migração e a deposição de sedimentos em canais fluviais são grandes responsáveis pela modificação das florestas alagadas. Estudos realizados sobre acumulação de sedimentos nas florestas alagadas descrevem os diversos padrões de deposição, profundidade e extensão das áreas sedimentadas utilizando métodos como modelos numéricos, análise do tamanho dos grãos, mapeamento por imagens de satélite (Dunne *et al.*, 1998; Mertes, 1994; Nicholas & Walling, 1997), e outros que comprovam a influência do El Niño nas taxas de erosão e sedimentação dos rios amazônicos nas várzeas bolivianas (Aalto *et al.*, 2003).

Salo *et al.* (1986), por meio de imagens Landsat, observaram que 26,6% das florestas de várzea peruanas apresentavam características de processos recentes de erosão e sedimentação. Durante um período de 13 anos a taxa de erosão foi de 12 m/ano e o total de área depositada sujeita à colonização primária foi de 12 km² (3,7% da área total de um estudo focal).

Rozo *et al.* (2005), analisando imagens de satélite, verificaram certa estabilidade na migração lateral do canal do rio Amazonas entre a ilha do Careiro e a foz do rio Madeira no período de 08/1986 a 08/2001. No entanto, os autores notaram intensos processos de erosão e/ou sedimentação em determinadas áreas, assim como Mertes *et al.* (1996) que apontaram uma taxa de migração de 140 m/ano do rio Amazonas próximo à cidade de Fonte Boa/AM.

De acordo com Kalliola *et al.* (1991), a dinâmica das florestas alagadas se mostra mais complexa na região do alto Amazonas, onde há predominância de largos mosaicos de planícies de inundação e regiões de interflúvio, as quais sustentam extremas variações dentro do sistema fluvial, promovendo alterações na paisagem induzidas por mudanças do canal. Conforme ocorre a migração do canal, velhos meandros vão se afastando do canal principal e transformam-se em lagos; novos meandros se formam, e toda a área adjacente ao canal permanece em um constante e rápido processo de destruição e construção, processo esse que pode ser observado em uma escala de tempo de poucas décadas (Sioli, 1984).

Ainda faltam estudos que decifrem a distribuição espacial e temporal de eventos de acumulação individuais ao longo de sistemas fluviais largos, dinâmicos e dispersos (Aalto *et al.*, 2003).

3.3 A migração do canal influenciando a planície fluvial

Os rios, ao escoarem pelo seu percurso, transportam o excedente de água da bacia hidrográfica e os materiais resultantes da meteorização da mesma, organizando os processos de erosão, deposição e transporte dos detritos (sólidos e dissolvidos). Essa organização gera segmentos nos rios com predomínio de processos agradacionais alternados por segmentos com predomínio de processos denudacionais ou apenas de transporte de matéria. A ordenação desses segmentos obedece às determinações do sistema fluvial, cada qual com uma função específica, modelando a paisagem e criando diversas formas de relevo, entre elas a planície fluvial (Christofolletti, 1981).

Segundo Ab'Saber (2000), a planície fluvial é uma área de sedimentação ativa, oriunda do transbordamento das águas carregadas de sedimentos nas margens dos rios. O entrelaçamento dos processos de erosão e sedimentação, no tempo e no espaço, produz complexos de formas topográficas que surgem como resposta a ambientes de sedimentação, caracterizando as planícies de inundação, os deltas, os cones aluviais e as formações sedimentares (Christofolletti, 1981).

As planícies fluviais podem ser consideradas como áreas de transporte e armazenamento temporário de sedimentos. Os contínuos processos de sedimentação e erosão determinam o balanço sedimentar da planície. A quantidade de carga detrítica fornecida a montante deve ser igual a carga lançada a jusante. Se não, a planície fluvial ficaria totalmente ocupada por sedimentos, ficando em posição topográfica mais elevada que o canal. Nessa condição hipotética, os transbordamentos não mais alcançariam a planície, fazendo com que o leito fosse paulatinamente assoreado.

A troca de sedimentos entre o canal fluvial e a floresta alagada, em cada trecho do canal, pode ocorrer por transporte de sedimentos suspensos no leito, tributários que carregam sedimentos em suas águas, erosão e sedimentação nas margens do canal e também sobre a floresta alagada (Mertes *et al.*, 1996; Dunne *et al.*, 1998).

Segundo Christofolletti (1981), os processos de sedimentação e erosão que ocorrem na planície fluvial estão ligados a migração lateral do canal por meio da remoção e mobilização dos materiais depositados. Na época de transbordamento do rio, os sedimentos são depositados sobre barreiras de sedimentos já existentes, localizadas nas margens dos rios (diques marginais), e no interior da floresta alagada, quando a altura da água ultrapassa o dique, caracterizando os processos de deposição vertical. Dispostos transversalmente aos diques marginais ficam estruturas denominadas sulcos (ou bacias de rompimento) que

possuem estrutura sedimentar mais grosseira que os diques. Esses sulcos podem ser erodidos com o escoamento de parte da vazante do canal, dando origem a ilhas, ramificando ou até mesmo mudando o curso do canal.

Outro padrão de terras erodidas são os deslizamentos bruscos e de conjunto, de extensas faixas ribeirinhas, que ocorrem devido a variações, durante as vazantes, da pressão hidrostática e ocorrem quando o limite de retenção da água pelas argilas é atingido, promovendo o fenômeno de “terras caídas” (IBGE, 1991). Conforme descrito por Sternberg (1998), nos locais onde a corrente entra em contato com o banco, redemoinhos deslocam o sedimento da base dos terrenos aluviais até destruírem-na, provocando a erosão de determinada porção de terra, dependendo da magnitude da cheia, este processo é conhecido como solapamento das margens por erosão lateral do talvegue. Parte do material lançado ao rio pelas terras caídas freqüentemente acumula-se em grandes massas no seu leito. Quando essas áreas afloram na vazante, germinam as sementes depositadas sobre ela pelas águas na cheia, surgindo uma vegetação pioneira e novas ilhas desenvolvem-se no canal (Figueiredo, 1941 apud IBGE, 1991).

Com a erosão no lado côncavo da curva meândrica, o material é transportado e depositado logo a jusante no lado convexo da mesma margem (Christofoletti, 1981). A deposição dos sedimentos ocorre nas margens dos rios pela atividade do fluxo, os sedimentos são dispostos em barras inclinadas, formando cordões marginais convexos em forma de cristas (conhecidos também como barras de pontal, “*point bars*” em inglês). No período de águas baixas, essa barreira fica exposta e é colonizada pela vegetação pioneira, estabelecendo um novo arco de crescimento (Sternberg, 1998).

De acordo com a curva de distribuição de Hjulstrøm (1934), existe uma linha crítica de velocidade da correnteza, abaixo da qual as partículas de sedimento são depositadas ou transportadas pela correnteza, dependendo da velocidade e do tamanho da partícula. As partículas de argila, por exemplo, necessitam de maior energia para serem erodidas, devido a capacidade de se agruparem. Uma vez erodidas, são facilmente transportadas pela corrente, devido ao seu pequeno tamanho. Necessitando também de baixa velocidade da corrente para serem depositadas.

Gilvear *et al.* (1999) verificou que as taxas de erosão são dependentes do ângulo de curvatura do meandro, menores graus (curvas mais fechadas) apresentam maiores taxas de erosão. Nas margens laterais externas dos meandros do canal principal esses efeitos tendem a ser mais acentuados, pois a velocidade da corrente é maior por ser um local aberto, sem muitos impedimentos para o fluxo da água, como ilhas.

Os fatores físicos que determinam a organização dos processos de transporte, erosão e sedimentação presentes na água, combinam-se diferentemente ao longo da bacia de drenagem, produzindo distintos padrões de canal fluvial (Christofolletti, 1981). De uma maneira geral, existem três tipos básicos de padrão de canal fluvial, segundo Leopold e Wolman (1960), determinados pelo índice de sinuosidade do canal, dado pelo coeficiente entre o comprimento do canal e do vale em determinado trecho. O canal retilíneo possui baixa sinuosidade, em relação à sua largura, e geralmente está associado a planícies fluviais estreitas. Apesar de o canal ser retilíneo, a presença de carga detrítica na água provoca uma tendência à formação de soleira e depressões.

Os rios meândricos possuem elevada sinuosidade, e descrevem curvas harmônicas e semelhantes. Pelas características do fluxo, ocorre degradação nas margens côncavas e deposição nas margens convexas, que determinam o processo de divagação meândrica. O canal desloca horizontalmente suas curvas tanto a jusante como lateralmente. Essas formas meandantes representam um estado de estabilidade do canal. A parte da planície ocupada pelos meandros atuais e paleoformas é denominada faixa de meandros. O padrão anastomosado é o canal ramificado em diversos canais menores. O grande volume de carga detrítica de fundo, aliado a condições de fluxo, promove o surgimento dos bancos de sedimentos ou ilhotas, que causam a ramificação do canal principal. Devido à baixa resistência de suas margens, entre os períodos de cheia e vazante as dimensões e posições dos canais se alteram, provocando indefinição de suas margens.

O mesmo rio pode apresentar diferentes padrões de canal em cada trecho. Dependendo de algumas condições, como velocidade do fluxo, gradiente e tamanho e quantidade de sedimentos, um canal retilíneo pode se transformar em um canal meândrico, ou mesmo anastomosado (Silva, 1997).

O desenvolvimento das bacias de inundação e de seus depósitos está relacionado ao padrão do canal. Os canais meândricos, devido ao processo de divagação meândrica, apresentam mais deposições por acréscimo lateral do que vertical, promovendo rápida migração lateral do canal (Christofolletti, 1981). Os canais anastomosados com rápida migração lateral demonstram padrão semelhante de deposição sedimentar. Os canais de migração lateral mais lenta, como os retilíneos, apresentam mais processos de deposição vertical.

Normalmente, os rios que se originam nos Andes formam cursos trançados e anastomosados próximos ao sopé da cordilheira devido a abrupta diminuição da competência fluvial, dando origem a um padrão meandriforme a jusante (Puhakka *et al.*, 1993). A estrutura

do ciclo de sedimentação fluvial depende do tipo do rio. Os cursos meandriformes depositam suas frações mais grossas nas áreas mais próximas ao canal, normalmente nos diques marginais, e os sedimentos mais finos são depositados no interior da planície fluvial, criando uma heterogeneidade na superfície do solo. No entanto, em alguns lugares caracterizados pela subsidência, a sedimentação durante as enchentes pode atuar como um agente de homogeneização da superfície, porque os sedimentos finos cobrem a distribuição anterior da deposição de sedimentos (Linna, 1993). Trechos da Amazônia que sofreram mais subsidência são identificados pela maior extensão de florestas inundadas (Forsberg *et al.*, 2000). Nas zonas de soerguimento, os canais de rios amazônicos são mais entrincheirados entre margens de terra firme. Estas feições são observadas no mosaico de imagens do radar orbital JERS-1, captadas no período de cheia (figura 2).

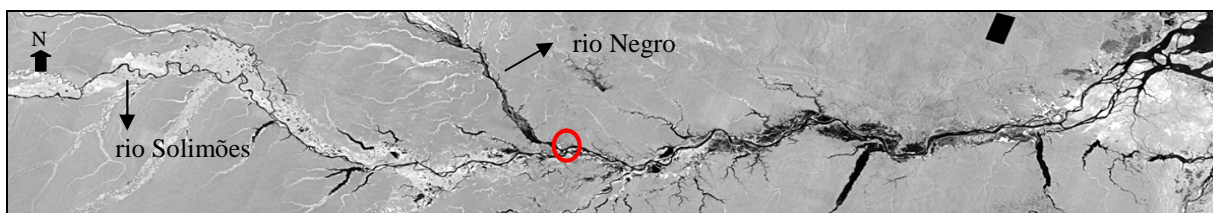


Figura 2: Mosaico de imagens JERS-1, captadas entre maio e julho de 1996. A oeste de Manaus (círculo vermelho), os rios Solimões, seus tributários e os tributários da margem direita do rio Negro comportam igapós e várzeas extensas (tons claros), evidenciando subsidência tectônica e deposição de sedimentos. Fonte: NASDA/MITI, Global Rain Forest Mappin Project.

As planícies fluviais estão intrinsecamente relacionadas com os mecanismos do canal. A planície de inundação surge como resposta alometricamente ajustada à magnitude e frequência das cheias, que se torna a principal responsável pelo controle da largura e das características geométricas da planície (Perez Filho e Christofolletti, 1977). A ocorrência de uma inundação de certa magnitude promove diferentes efeitos na dinâmica do canal, dependendo da condição inicial do padrão do canal antes do evento. A dinâmica do canal está diretamente ligada ao surgimento de novas superfícies para colonização e regeneração, sendo necessários estudos focados em modelos que melhorem a compreensão sobre as consequências ecológicas da migração e dinâmica do canal (Richards *et al.*, 2002).

3.4 As florestas de várzea amazônicas

Comunidades estabelecidas em locais com alto grau de perturbações nunca atingem uma condição de equilíbrio estável, pois a frequência de distúrbios naturais e as taxas de mudança do ambiente são mais rápidas que as taxas de recuperação (Connell, 1978). Estudos sobre as conseqüências que a migração do canal causa na diversidade de habitats e comunidades de vegetação nas florestas alagadas são ferramentas importantes para propostas de restauração desses ecossistemas bem como indicam a sustentabilidade da diversidade local (Richards *et al.*, 2002).

A distribuição da vegetação nas florestas alagadas é determinada por diversos fatores, entre eles a duração das fases terrestre e aquática e a estabilidade do habitat, influenciado pelos processos de erosão e sedimentação, promovendo uma zonação característica de grupos de espécies ao longo do gradiente de inundação (Junk & Piedade, 1997; Wittmann & Junk, 2003; Wittmann *et al.*, 2004). A diversidade de espécies aumenta com a diminuição da altura da inundação e da dinâmica fluvial, visto que a deposição e erosão periódicas de sedimentos afetam o banco de sedimentos e o recrutamento de sementes e plântulas (Ayres, 1993; Campbell *et al.*, 1992; Cattanio *et al.*, 2002; Junk *et al.*, 1989; Lamotte, 1990; Metzger *et al.*, 1997; Parolin *et al.*, 2002; Puhakka e Kalliola, 1993; Wittmann *et al.*, 2002, 2004). A inundação das várzeas por águas brancas ricas em nutrientes resultam em uma alta fertilidade do solo e, correspondentemente, um alto conteúdo de bioelementos em todos os compartimentos das árvores desses ambientes (Furch *et al.*, 1983; Klinge *et al.*, 1995).

A área geográfica da várzea é caracterizada por uma alta diversidade de habitats, podendo ser dividida em três tipos, dois deles localizados nas terras mais altas, considerados áreas de floresta (várzea alta e várzea baixa) e o outro nas terras mais baixas (chavascais) (Ayres, 1993; Wittmann *et al.*, 2002).

Wittmann *et al.* (2002) observaram importantes diferenças florísticas e estruturais entre as áreas de várzea baixa e alta, . Tanto as áreas de várzea baixa como as de várzea alta são caracterizadas pela dominância de espécies arbóreas típicas, provavelmente definidas por sua adaptação à duração das inundações anuais.

Nas áreas de várzea baixa a sucessão natural resulta em diferentes tipos de formações florestais, onde a diversidade de espécies e a complexidade estrutural aumentam conforme o aumento da idade média da floresta. A altura da inundação pode variar entre 7,5 a 8 metros, e a área pode ficar submersa por até 228 dias por ano (Wittmann *et al.*, 2002). O estágio sucessional inicial da várzea baixa é caracterizado por se estabelecer em locais instáveis,

como consequência, a diversidade de espécies é menor e a densidade de indivíduos é maior, comparado com estágios sucessionais mais avançados (Wittmann *et al.*, 2002; Worbes *et al.*, 1992). Nos estágios sucessionais mais jovens da várzea baixa encontram-se espécies como *Cecropia latiloba*, *Pseudobombax munguba*, *Luehea cymulosa* e *Crataeva benthamii* (Wittmann *et al.*, 2002). Nos estágios sucessionais mais avançados (sucessão tardia e clímax), são comuns as espécies *Vitex cymosa*, *Piranhea trifoliata*, *Hevea spruceana* e *Pouteria elegans* (Wittmann *et al.*, 2002; Wittmann *et al.*, 2004).

Nas áreas de várzea alta a inundação pode alcançar um nível máximo de 3 m, permanecendo inundadas até 50 dias por ano. São áreas de maior diversidade de espécies do que as áreas de várzea baixa. Wittmann *et al.* (2004) encontraram 172 espécies/ha nos estágios avançados das áreas de várzea alta contra cerca de 90 espécies/ha nos estágios sucessionais avançados de várzea baixa, na floresta da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá, estado do Amazonas. Algumas espécies características da várzea alta são *Astrocaryum jauari*, *Hura crepitans*, *Ocotea floribunda*, *Pouteria procera*, *Acácia lorentensis* e *Ceiba samauma* (Wittmann *et al.*, 2002, 2004 e 2006).

O chavascal representa áreas de depressão distantes do canal do rio principal, estabelecidas em locais de solo de granulometria fina e mal drenado. A riqueza de espécies é baixa, pois as espécies pioneiras têm que suportar condições anóxicas extremas ao nível da raiz, as quais persistem por quase todo o ano, mas apresentam alta densidade de indivíduos (Wittmann *et al.*, 2004; Wittmann e Parolin, 2005). Algumas espécies características do chavascal são as tabocas (*Guadua spp.*, Gramineae), munguba (*Pseudobombax munguba*, Bombacaceae) embaúbas (*Cecropia sp.*, Cecropiaceae) (Ayres, 1993).

A distribuição de espécies é mais heterogênea na várzea alta, pois esta área sofre menor influência da inundação e da dinâmica geomorfológica. Assim, há significativa diferença florística e estrutural entre áreas de várzea alta e várzea baixa (Wittmann *et al.*, 2002; Wittmann e Junk, 2003). Em estudo realizado por Wittmann *et al.* (2002), foram encontradas 93 espécies restritas a várzea baixa, 103 espécies restritas a várzea alta e apenas 27 espécies eram comuns a ambos os habitats.

Os estágios iniciais da sucessão primária nas florestas alagadas são encontrados em áreas com altas taxas de sedimentação ao longo das margens dos rios. Os bancos de sedimento recém depositados são colonizados por gramíneas e herbáceas de rápido crescimento, como *Echinochloa polystachia* (canarana) (Piedade *et al.*, 2000; Wittmann *et al.*, 2002). Nas áreas vegetadas inundadas da várzea, a densidade de plantas funciona como uma

barreira à correnteza diminuindo a velocidade da água e facilitando a deposição de sedimentos mais finos (Kalliola *et al.*, 1991; Wittmann *et al.*, 2002; Wittmann *et al.*, 2004).

As gramíneas pioneiras diminuem a correnteza da água, permitindo o estabelecimento de arbóreas pioneiras como *Salix martiniana* e *Alchornea castaneifolia*, que toleram taxas de sedimentação de até 20 cm/ano, aproximadamente (Wittmann *et al.*, 2002; Wittmann *et al.*, 2004; Wittmann e Parolin 2005; Worbes *et al.*, 1992; Worbes, 1997).

À medida que os bancos de sedimentos tornam-se mais altos, diminui o nível da inundação, permitindo o estabelecimento de espécies arbóreas menos tolerantes a elevada inundação e altas taxas de sedimentação, que as espécies do estágio anterior. Estágios monoespecíficos (por exemplo, *Cecropia latiloba*) se desenvolvem, tolerando taxas de sedimentação de cerca de 1 cm/ano (Wittmann *et al.*, 2002; Wittmann e Junk, 2003; Wittmann *et al.*, 2004). O estágio secundário inicial é caracterizado por ser pobre em espécies e dominado por espécies heliofitas de crescimento rápido, como *Cecropia* sp., *Crataeva benthamii*, *Pseudobombax munguba*, *Luehea cymulosa*, *Ficus* sp. e *Nectandra amazonum* apresentando idades entre 25-80 anos (Worbes *et al.*, 1992; Worbes, 1997; Schöngart *et al.*, 2003; Wittmann *et al.*, 2004).

A alta densidade de indivíduos, característica das formações de estágio secundário, diminui ainda mais a velocidade da correnteza, levando a taxas de sedimentação maiores. Isso acarreta em um aumento do nível topográfico daquele local, e conseqüentemente diminuindo o tempo máximo de inundação. Esses fatores permitem o estabelecimento de outras espécies, que toleram baixos níveis de inundação e sedimentação, conseqüentemente aumentando a diversidade. Finalmente, os estágios de sucessão mais avançados da várzea baixa se desenvolvem em áreas de várzea alta (Wittmann *et al.*, 2002). Os estágios mais avançados da várzea baixa, como secundário tardio e clímax, e as áreas de várzea alta, que apresentam apenas um tipo de estágio sucessional semelhante ao estágio avançado/clímax, são caracterizados por espécies com alta densidade de madeira, de crescimento lento, tolerantes a sombra como *Piranhea trifoliata*, *Tabebuia barbata*, *Aspidosperma riedelii*, *Gustavia augusta* e *Pseudoxandra polyphleba* (Worbes *et al.*, 1992; Worbes, 1997; Schöngart *et al.*, 2003; Wittmann *et al.*, 2004).

Wittmann *et al.* (2006) concluíram que as florestas de várzea amazônicas são as mais ricas em biodiversidade em relação as demais florestas alagadas do mundo. A alta riqueza de espécies nas florestas de várzea resulta da coexistência de espécies bem adaptadas a inundação juntamente com espécies generalistas, que também ocorrem na terra firme.

3.5 Sensoriamento remoto

Sensoriamento remoto é um conjunto de instrumentos, técnicas e métodos para a observação da superfície da Terra à distância e a interpretação dessas imagens ou valores numéricos de forma a adquirir informações significativas sobre determinados objetos e locais na Terra (Buiten & Clevers, 1993 *apud* ITC, 2004). Os dados sobre a superfície da Terra são adquiridos através de um dispositivo (sensor) que não se encontra em contato com o objeto de interesse, e os dados são, normalmente, apresentados na forma de imagens (ITC, 2004).

A radiação solar se propaga no espaço através de ondas eletromagnéticas que podem ser classificadas de acordo com a frequência e o comprimento das ondas constituindo o espectro eletromagnético (Moreira, 2003). Sensores são equipamentos capazes de coletar energia proveniente do objeto para a extração de informações (INPE, 2006). A característica medida pelo sensor é a energia eletromagnética que é refletida ou emitida pela superfície da Terra e pelos objetos que se encontram nela (ITC, 2004).

A energia eletromagnética emitida ou refletida por um alvo está associada às características físicas e químicas de seus componentes constituintes, do campo de radiação incidente, das características do satélite e do sensor utilizado para obter as medidas, entre outros. A interação da radiação eletromagnética com a atmosfera e os alvos terrestres da superfície da Terra pode-se dar em um nível microscópico, porque toda a matéria existente no universo é constituída de molécula, e macroscópico, determinado pela geometria alvo-sensor. São esses diferentes parâmetros que determinam como o alvo irá interagir com a radiação (Moreira, 2003).

As folhas são o elemento da vegetação que mais contribuem para o sinal detectado por sensores ópticos, e a absorção, reflexão ou transmissão do comprimento de onda que chega até a folha é determinada por suas características fisiológicas e morfológicas (Jackson e Huete, 1991 *apud* Ponzoni, 2001). Na região do comprimento de onda do visível (0,4 a 0,7 μm), a resposta espectral da vegetação é determinada pela presença de pigmentos fotossintetizantes, como as clorofilas *a* e *b*, xantofila e carotenos. Os pigmentos absorvem a radiação e a convertem em energia por meio do processo de fotossíntese, o que resulta em baixa refletância da vegetação nos comprimentos de onda de absorção daqueles pigmentos (Ponzoni, 2001).

No comprimento de onda do infravermelho próximo (0,7 a 1,3 μm), a resposta espectral da vegetação é determinada pela estrutura interna da folha (mesófilo), a qual provoca o espalhamento interno da radiação, e se caracteriza por baixa absorção e alta

refletância (Gates *et al.*, 1965 apud Ponzoni, 2001). No comprimento de onda do infravermelho médio (1,3 a 2,6 μm) o conteúdo de água no interior da folha é que determina sua resposta espectral, quanto mais água a folha tiver em seus tecidos, mais radiação será absorvida, com picos de refletância entre regiões de absorção, registrando oscilações de média e baixa refletância (Ponzoni, 2001).

Os padrões de resposta espectral citados acima foram descritos para folhas isoladas. Os níveis de refletância esperados para uma cobertura vegetal, não se devem exclusivamente a propriedades fisiológicas e estruturais das folhas individuais, mas também a outros parâmetros de natureza geométrica (iluminação e visada), das propriedades das folhas (pigmentação, composição celular, espessura, quantidade de água), das propriedades espectrais dos elementos do dossel (forma geométrica, tamanho e densidade das copas, posicionamento das árvores, presença de folhas, galhos, frutos, flores, etc.), biofísica (índice de área foliar - IAF e densidade de área foliar - DAF), do solo e da atmosfera (Ponzoni, 2001; ITC, 2004). No entanto, as propriedades espectrais de uma folha isolada e do dossel da qual fazem parte, apresentam formas das curvas de refletância bastante semelhantes, considerando uma mesma faixa espectral (Ponzoni e Shimabukuro, 2007).

Asner (1998) afirma que o aumento do índice de área foliar (IAF) de um dossel implica em um maior espalhamento do fluxo de infravermelho próximo, diminuindo a refletância no visível e no infravermelho médio, e aumentando no infravermelho próximo. Dosséis com diversas camadas apresentam maior quantidade de sombras, e menor refletância em todos os comprimentos de onda (Ponzoni, 2001).

As diferenças na estrutura do dossel e as características fisiológicas e morfológicas das folhas provocam uma resposta espectral diferenciada para cada tipo de vegetação, sendo possível distinguir ecossistemas, composição florística, estágios de sucessão e até o estado de conservação da vegetação.

3.5.1 Imagens multitemporais

As informações multitemporais de sensoriamento remoto têm sido consideradas pelos cientistas como a melhor estratégia para a discriminação dos alvos da superfície terrestre, reduzindo as incertezas nas identificações temáticas. No entanto, os estudos que utilizam séries históricas de imagens de satélites, apresentam dificuldades operacionais causadas principalmente pela variação da atmosfera, ângulos de iluminação e de visada do alvo e perda da sensibilidade espectral dos sensores ao longo do tempo (Espírito-Santo, 2003).

Os dados brutos contidos em imagens geralmente apresentam falhas e distorções. Estas distorções podem ser de origem radiométrica, resultante de uma resposta não linear dos detectores e aos efeitos de interferência atmosférica (espalhamento e absorção), e/ou geométrica, relacionadas às distorções espaciais causadas pela variação das condições de aquisição dos dados orbitais (Mather, 2004). A correção de distorções e remoção de falhas (ruídos) presentes nos dados é chamada de pré-processamento, isto porque, as operações são realizadas antes que os dados sejam utilizados para algum propósito. Alguns dos pré-processamentos incluem correções geométricas, atmosféricas e radiométricas.

Essas correções fazem-se necessárias, principalmente em estudos multitemporais e quando há a necessidade de detectar mudanças na paisagem, de modo a garantir que as diferenças radiométricas entre cenas de datas distintas correspondam a mudanças no ecossistema, e não a fatores relativos ao processo de imageamento (Crosta, 1992; Mather, 2004; Pax-Lenney *et al.*, 2001; Song *et al.*, 2001).

3.5.2 Sensoriamento remoto nas várzeas amazônicas

O uso de imagens de satélite também tem se tornado uma boa alternativa para estudos em áreas de florestas alagadas, devido à dificuldade de acesso a esses locais. Salo *et al.* (1986) utilizaram imagens do satélite Landsat sensor MSS para avaliar o grau de distúrbios florestais causados por processos de migração do canal do rio, em uma região da Amazônia Peruana. Rasänen *et al.* (1987) avaliaram imagens de radar e dados estratigráficos para avaliar blocos geológicos da região tectônica sub-andina, verificando que causam perturbações fluviais na região oeste da bacia Amazônica. Hess *et al.* (1995) através de processamento de imagens de radar (SAR) e utilizando técnicas de classificação por árvore de decisão conseguiram classificar as paisagens alagadas em cinco categorias (água, pasto, macrófitas aquáticas, floresta não alagada e floresta alagada) e um decréscimo da porção de área alagada de 23% em abril/94 para 12% em outubro/94.

Mertes *et al.* (1995) utilizaram imagens do Landsat TM para determinar padrões de variação na heterogeneidade espacial da paisagem em locais geomorfologicamente e hidrologicamente distintos, ao longo da calha do Solimões/Amazonas, utilizando classificação de imagens Landsat. Os autores puderam determinar que 70% das áreas de várzea analisadas a montante e no meio do canal estavam cobertas por floresta, e 37% na área a jusante do rio.

Oliveira (1996) estudou os processos de agradiação e erosão fluvial em um segmento da planície de inundação do rio Solimões utilizando dados multitemporais e multisensores. O

autor afirma que a utilização de composição de bandas multisensores/temporais permitiu a visualização de dois momentos, separados por um intervalo de vinte anos, em uma só imagem. Concluindo que as mais expressivas alterações ocorreram na ilha da Marchantaria, próxima a cidade de Manaus.

Mertes *et al.* (1996), estudaram diversos padrões de formação, taxas de transporte, deposição e erosão de sedimentos e mudanças no canal do rio Solimões/Amazonas, desde a cidade de São Paulo de Olivença até Óbidos, utilizando para isso imagens de satélite e radar. Hess *et al.* (1998) identificaram diferentes tipos de formações vegetais nas áreas de florestas alagadas amazônicas, utilizando um mosaico gerado com imagens do radar JERS, captadas nos períodos de seca e cheia.

Alsdorf *et al.* (2000) através de processamentos interferométricos de imagens de radar (SAR), conseguiram verificar que a flutuação do nível da água no interior das florestas alagadas é semelhante à do canal principal, registrando um decréscimo de até 11cm de um dia para o outro em outubro/94. Wittmann *et al.* (2002), utilizando imagens Landsat/TM, determinaram o padrão de distribuição de espécies na RDSM de acordo com a altura de inundação e um modelo de elevação digital (DEM), e utilizando uma técnica de classificação supervisionada por máxima verossimilhança conseguiu diferenciar seis classes de cobertura do solo: água, nuvens, macrófitas aquáticas, várzea baixa – estágio sucessional jovem, várzea baixa – estágios secundário tardio e clímax e várzea alta – estágios secundário tardio e clímax, no entanto não conseguiu determinar os limites das diferentes formações de várzea baixa.

Hess *et al.* (2003), utilizando dados do radar SAR, delimitaram uma máscara para as florestas de várzea ao longo do rio Solimões/Amazonas e quantificou uma área de floresta de 70% do total da várzea. Richey *et al.* (2002), utilizando esse mosaico, estimaram as taxas de troca de carbono entre a atmosfera e os ambientes alagados.

Palha *et al.* (2003), combinando imagens Landsat/TM-5, SAR/JERS-1 e dados de vídeo digital mapearam os habitats de várzea e classificaram a cobertura da terra em seis classes: terra-firme, água branca, água preta, floresta de várzea alta, floresta de várzea baixa, banco de macrófitas e área desmatada. Costa (2005) usou imagens dos radares Radarsat e JERS para fazer uma estimativa da produção primária líquida de plantas aquáticas, mais especificamente *Hymenachne amplexicaulis*, em um lago da região de Santarém/PA. Freitas & Novo (2005) utilizando imagens do sensor MODIS/TERRA conseguiram discriminar ambientes de água e vegetação e detectar variações entre o período de cheia e vazante, demonstrado o potencial do sensor para análises ambientais. Jardim-Lima *et al.* (2005),

utilizando técnicas de restauração de imagens Landsat/TM e dados de NDVI, quantificaram a área de inundação dos lagos da RDSM.

Legleiter e Roberts (2004) avaliaram a morfologia e profundidade do canal por meio de modelos de transferência radiativa utilizando vários cenários morfológicos. Os autores concluíram que a acurácia e precisão das estimativas de profundidade são influenciadas pela morfologia do canal e sua variabilidade espacial.

Novo *et al.* (2006) utilizaram dados do sensor MODIS para mapear mudanças na distribuição de clorofila fitoplanctônica em lagos de florestas alagadas, por meio de imagens fração geradas com modelo linear de mistura espectral. Foram avaliados quatro períodos de inundação – subida das águas, cheia, vazante e seca – entre as cidades de Parintins/AM e Almeirim/PA. Hamilton *et al.* (2006) utilizaram dados de imagens do sensor ETM+ do Landsat, do radar japonês JERS e dados de elevação do radar SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), juntamente com dados de campo para gerar um mapa de tipos de vegetação da floresta alagada ao redor do rio Madre de Dios, um tributário do rio Amazonas na floresta peruana.

4. Materiais e Métodos

4.1 Área de Estudo

Localizada no estado do Amazonas entre os paralelos 02°48' - 02°54' S e os meridianos 64°53' - 65°03' W, a Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá (RDSM) dista cerca de 600 km a oeste da cidade de Manaus, próximo a cidade de Tefé (figura 3) (Schöngart *et al.*, 2003). A RDSM é a maior unidade de conservação brasileira formada por florestas alagadas, sendo a primeira unidade criada para proteger o ecossistema de várzea amazônica no Brasil. É a primeira Unidade de Conservação brasileira a tentar conciliar a conservação da biodiversidade com o desenvolvimento sustentável das populações humanas residentes (Sociedade Civil Mamirauá, 1996).

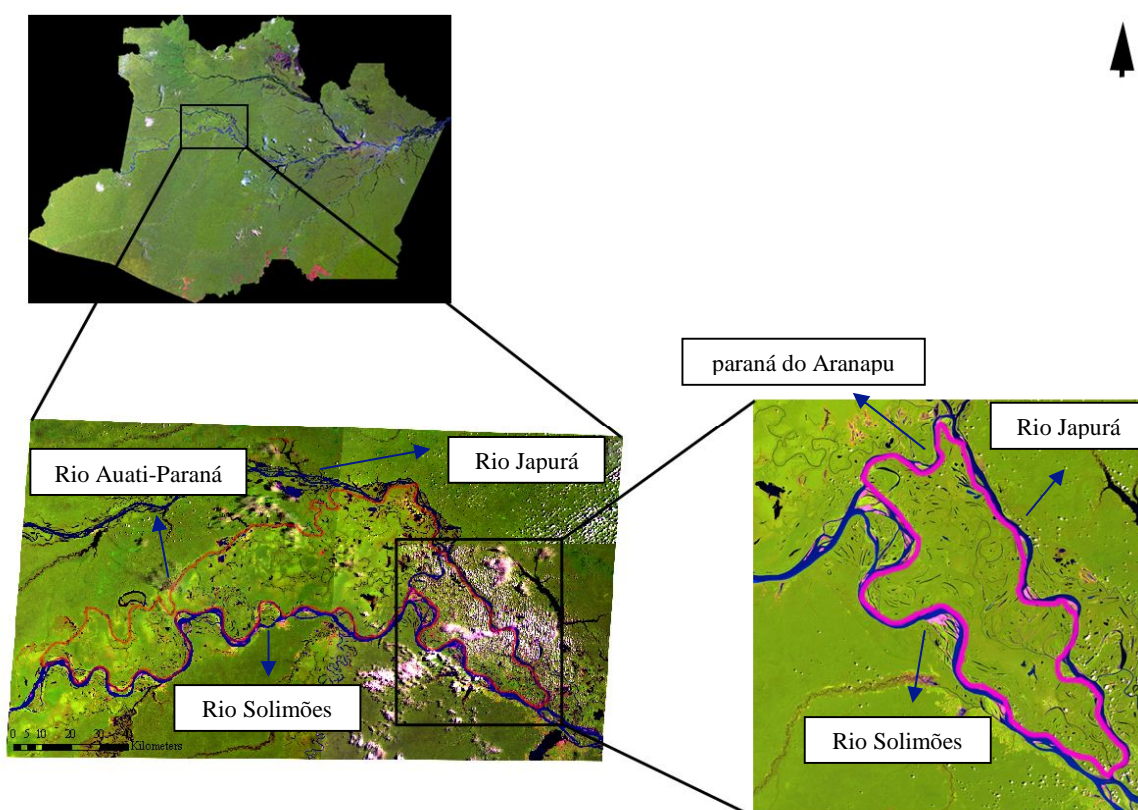


Figura 3: Localização da RDSM (polígono vermelho) no Estado do Amazonas, Brasil, representada por um mosaico de cenas Landsat TM em composição colorida RGB-543. Na imagem menor, à direita, a área focal da RDSM (contorno rosa) delimitada pelos rios Solimões Japurá e paraná do Aranapu.

A RDSM é delimitada pelos rios Solimões, Japurá e Auatí-Paraná, um braço do Solimões que deságua no curso médio do Japurá. Possui uma área total de 1.124.000ha. Esta grande área foi subdividida em duas partes, uma Área Subsidiária de 864.000 ha, e uma Área Focal, com cerca de um sexto da área total (260.000 ha), delimitada a noroeste pelo paraná do Aranapu (Sociedade Civil Mamirauá, 1996). O presente estudo foi realizado no canal e entorno próximo (ver item 4.3.2.6) dos três corpos de água que delimitam a área focal da RDSM, os rios Solimões, Japurá e o paraná do Aranapu.

4.1.1 Aspectos ambientais

A pluviosidade na região pode alcançar até 3000 mm anuais (Salati & Marques, 1984; Wittmann & Junk, 2003). A precipitação anual é estimada em 2.200 a 2.400 mm/ano (Sociedade Civil Mamirauá, 1996), apresentando uma média de 2.373 mm/ano para a região (DNAEE). A maior parte da precipitação concentra-se entre janeiro e abril (Sociedade Civil Mamirauá, 1996). As maiores temperaturas são atingidas nos meses de seca, outubro e novembro, com média mensal de 27°C, variando cerca de 2°C durante o ano, e as médias mensais das temperaturas mínimas oscilam entre 21 e 23°C (Sociedade Civil Mamirauá, 1996). O alagamento sazonal decorre da variação no nível das águas, cuja amplitude média é de cerca de 11,4 m/ano (Queiroz, 2005).

A RDSM apresenta um complexo mosaico de corpos de água. Os lagos, assim definidos, não são verdadeiramente lagos, já que eles se conectam durante o período da cheia com outros lagos e cursos de água (Sociedade Civil Mamirauá, 1996). Essa conexão lhes confere uma configuração dendrítica, com cursos de água largos ramificando-se em cursos menores, levando até os lagos. Durante a época de cheia, todos os lagos e canais se juntam em um único e contínuo corpo de água, e os lagos se tornam espaços abertos no meio da floresta (Sociedade Civil Mamirauá, 1996).

A área da reserva localiza-se sobre a Formação Solimões, uma cobertura sedimentar cenozóica constituída principalmente por sedimentos inconsolidados pelítico-psamíticos, depositados em ambiente continental (fluvio-lacustre). Sobrepostos à Formação Solimões, estão os sedimentos inconsolidados, recentes, que constituem as planícies de inundação dos rios atuais. A planície de inundação apresenta sedimentação quaternária, correspondendo aos depósitos recentes e atuais de planícies fluviais (PROJETO RADAMBRASIL, 1977).

As variações nos tipos de relevo, solo e vegetação estão diretamente relacionadas com as influências dos mecanismos de deposição, fixação e pedogênese dos sedimentos fluviais

trazidos pelos rios. Segundo descrição do PROJETO RADAMBRASIL (1977), quanto ao aspecto vegetal, verifica-se na maior parte da faixa a ocorrência de áreas de tensão ecológica caracterizadas pelo contato Formações Pioneiras/Floresta. A floresta se instala nas partes onde a consolidação do sedimento é mais efetiva, ao contrário das formações pioneiras, que se localizam nas áreas lacustres, ainda em processo de colmatagem. Os solos se diferenciam em função da proximidade com o canal fluvial. De modo geral, os solos aluviais eutróficos acompanham as margens dos rios Solimões e Japurá, correspondendo às áreas de depósitos fluviais recentes. No interior da planície fluvial encontram-se os solos Hidromórficos Gleyzados. As formas de relevo se encontram nas categorias das planícies de acumulação, nas variações de planície fluvial (Apf) e planície fluvio-lacustre (Apfl) (figura 4).

A homogeneidade do relevo é uma característica permanente nas áreas interfluviais, mas essa característica é rompida nas largas planícies fluviais dos rios Solimões e Japurá, onde as relações de hidráulica fluvial e sedimentos recentes atingem o máximo de variedade de formas de relevo (PROJETO RADAMBRASIL, 1977). A situação geomorfológica ao longo das planícies dos rios Solimões e Japurá pode ser caracterizada por quatro padrões fisionômicos distintos: padrão de depósitos lineares fluviais recentes, padrão de colmatagem homogênea, padrão de lagos e padrão de depósitos lineares fluviais antigos (PROJETO RADAMBRASIL, 1977).

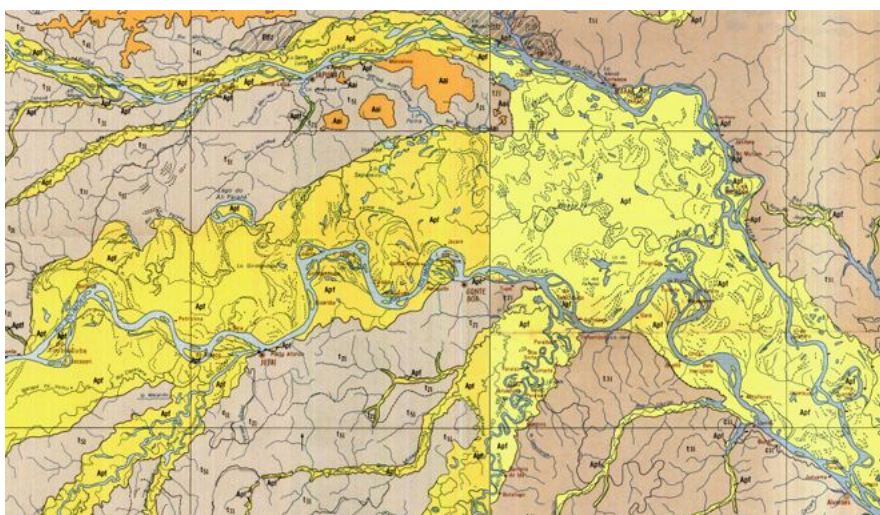


Figura 4: Mapa geomorfológico da RDSM, adaptado do Projeto RADAMBRASIL (1977). As áreas amarelas representam a planície fluvio-lacustre (Apf), a área marrom representa áreas de terraço fluvial, e áreas de cor laranja representam áreas de acumulação inundáveis.

4.2 Materiais e equipamentos

a) Dados de sensoriamento remoto:

- Seis imagens do sensor TM (*Thematic Mapper*) a bordo do satélite Landsat 5. Foram utilizadas as bandas 3, 4, 5 e 7 de cada data, localizadas nas faixas do visível vermelho (banda 3), infravermelho próximo (banda 4) e infravermelho médio (bandas 5 e 7) do espectro eletromagnético.

b) Dados fluviométricos:

- Cotas do nível dos rios Negro e Japurá, cedidas pela Engenharia dos Portos de Manaus e Instituto de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá, respectivamente.

c) Equipamentos complementares:

- *Global Positioning System* (GPS), modelo Garmin II Plus;
- Máquina fotográfica digital.

4.3 Metodologia

A metodologia deste trabalho compreende três etapas principais: (1) pré-processamentos dos dados ópticos; (2) processamentos e tratamentos dos dados; (3) análise integrada dos dados.

4.3.1 Escolha das imagens de sensoriamento remoto

Foram utilizadas imagens do satélite Landsat 5 sensor TM com resolução espacial de 30 m, pertencentes à órbita 001 ponto 62. As imagens são referentes ao período de 1984 a 2005, cedidas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

As datas das imagens (tabela 1) foram escolhidas com base em duas características: (1) imagens com cotas de inundação similares; e (2) a qualidade das imagens disponíveis, selecionadas aquelas que apresentaram menor área sob cobertura de nuvens.

As cotas de inundação da estação do rio Japurá começaram a ser medidas a partir de 1993, então as cotas das datas de 1984 e 1986 foram reconstruídas com base nos dados de

inundação da estação do Porto de Manaus, de acordo com trabalho publicado por Schöngart, *et al.* (2005).

Tabela 1: Dados das imagens do sensor TM utilizadas no estudo (foram empregadas as bandas 3, 4, 5 e 7 em todos os casos). Datas das imagens utilizadas, suas respectivas cotas de inundação e a porcentagem da área utilizada no estudo que está sob cobertura de nuvens.

Data da imagem	Cota de inundação (m)	Tamanho da área que será trabalhada na imagem (ha)	% da área coberta por nuvens (ha)
26/09/1984	40,48	153.032	3,9
18/10/1986	38,51	153.032	11,0
05/10/1993	39,29	153.032	19,3
14/09/1997	38,33	153.032	12,8
25/11/2000	36,39	153.032	5,0
04/09/2005	41,17	153.032	2,7
TOTAL			54,7

A vazante do médio Solimões tem início em meados de junho/julho, e atinge sua cota mínima entre outubro e novembro (IBGE, 1991). Embora as seis imagens tenham sido obtidas no período de vazante, e em datas próximas, a variabilidade entre as cotas teve uma amplitude de 4,78 metros. Durante o período de nível baixo da água a várzea é seca, permanecendo expostos os bancos de areia sedimentados e as áreas erodidas na cheia anterior, sendo assim possível realizar a identificação e o mapeamento dessas áreas através das imagens de satélite.

4.3.2 Pré-processamentos das imagens ópticas

Os pré-processamentos são necessários para ajustar as informações transmitidas pelas diferentes imagens. Os pré-processamentos executados nesse trabalho foram correção geométrica, registro entre imagens, correção atmosférica, transformação de número digital para valores de refletância e normalização radiométrica (figura 5).

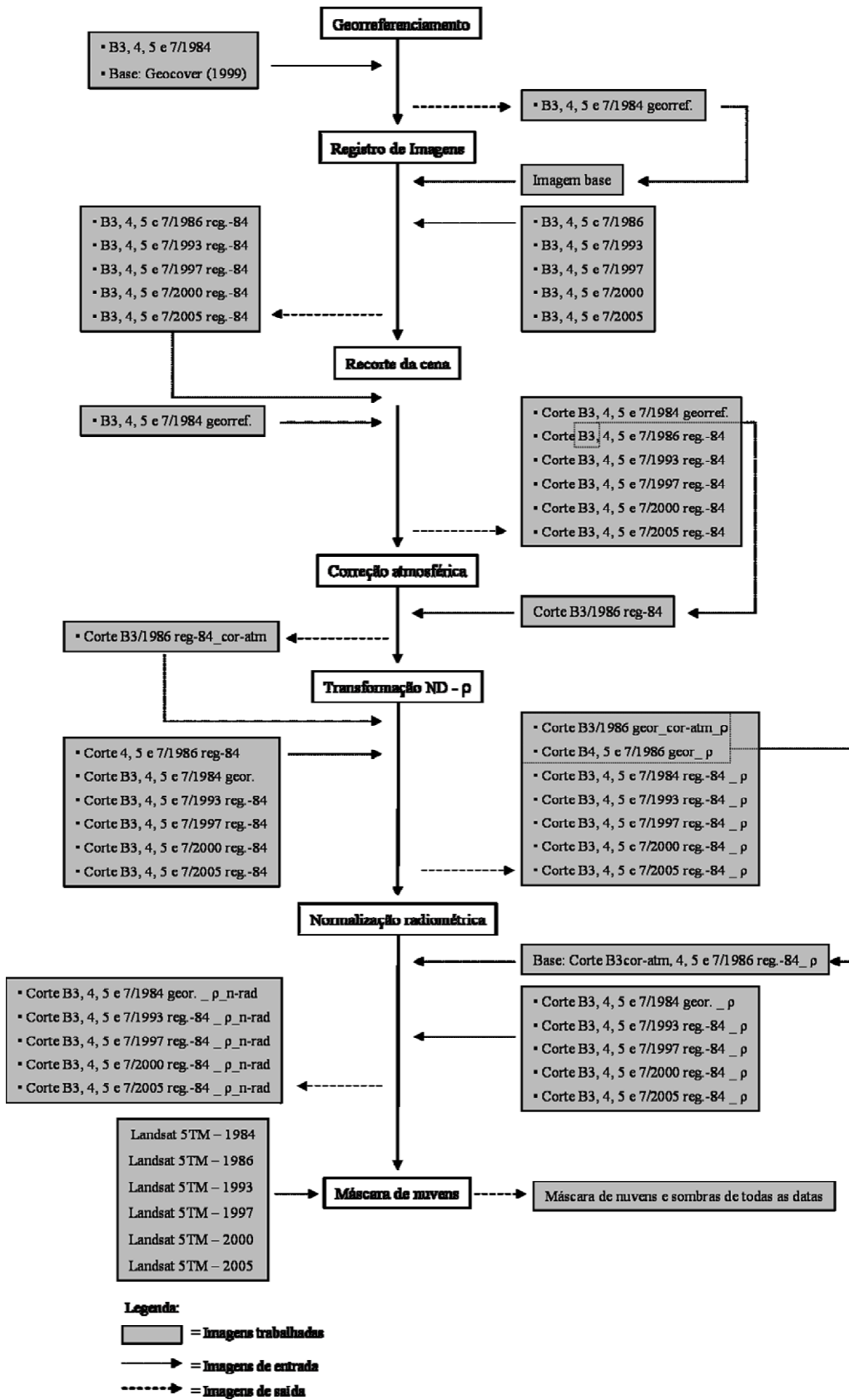


Figura 5: Fluxograma dos pré-processamentos realizados neste trabalho.

4.3.2.1 Georreferenciamento e registro

A transformação de uma imagem de satélite para que ela possua as mesmas propriedades de escala e projeção de um mapa é definida como correção geométrica (Mather, 2004). Imagens geradas por sensores remotos estão sujeitas a uma série de distorções geométricas e variação de resolução espacial, não possuindo precisão cartográfica quanto ao posicionamento dos objetos, superfície ou fenômenos nelas representados (Crósta, 1992). Essas distorções geométricas não permitem que sejam realizadas, na ausência de correção, medidas precisas referentes ao posicionamento de alvos (Sassagawa, 1999).

Foi aplicada a técnica imagem-imagem, utilizando como base cartográfica de referência o mosaico Geocover da NASA (1990) já registrada geometricamente, com RMS de 50 m. O primeiro passo foi georreferenciar a imagem de 24/09/1984 com o Geocover, pois a parte do mosaico Geocover que cobre a área da RDSM é do ano 1986; em seguida as demais imagens da série multitemporal foram registradas com a imagem de 1984. Para todas as imagens foi adotada a projeção UTM, escolhida por ser a mais indicada para calcular distâncias em áreas relativamente pequenas (nível local e dentro de um único fuso), e datum WGS-84, que melhor representa a forma elipsóide da Terra, e também são a projeção e datum do Geocover (ITC, 2004).

Em cada cena foram identificados cerca de quinze pontos de controle, distribuídos ao redor da área de estudo. O ajuste de coordenadas foi realizado por retificação polinomial de primeira ordem, e a função de reamostragem adotada foi interpolação por vizinho mais próximo. Essa função é a mais indicada para estudos que dependem da preservação dos valores absolutos de refletância de alvos terrestres, pois não altera a grandeza numérica de cada pixel no processo de interpolação (Crósta, 1992; Mather, 2004). A avaliação da confiabilidade do processo foi baseada no erro (RMS) das posições dos pontos controle, obedecendo aos padrões cartográficos aceitáveis do erro de registro ser inferior a um pixel, e também pela inspeção visual das imagens através da perfeita sobreposição de dois pontos espacialmente reconhecíveis.

4.3.2.2 Correção atmosférica

As partículas e os gases presentes na atmosfera interferem na radiação eletromagnética por meio de processos de absorção, reflexão e espalhamento, atenuando seus efeitos quando esta atinge a superfície terrestre (Pax-Lenney *et al.*, 2001). A correção atmosférica consiste

em amenizar os efeitos desses gases a fim de se obter os dados reais de refletância dos alvos na superfície terrestre, e pode contribuir de maneira significativa para a exatidão da classificação (Pax-Lenney *et al.*, 2001; Song *et al.*, 2001). Esse procedimento é necessário quando se trabalha com dados multitemporais, ou então quando há necessidade de se conhecer o valor de refletância de superfície de determinado objeto (Mather, 2004; Song *et al.*, 2001).

A correção atmosférica foi aplicada somente à imagem com atmosfera relativamente limpa e homogênea da série, e mais próxima da data de lançamento do satélite (em 1984). Tendo sido escolhida a imagem da data de 1986. Para esta imagem os valores pré-lançamento de calibração de radiância mínima e máxima são mais confiáveis. Após a correção atmosférica desta imagem, ela foi utilizada como referência para a normalização radiométrica relativa das outras datas. Como as imagens seriam normalizadas radiometricamente (entre as datas) e como as bandas do infravermelho são menos afetadas pela atmosfera (Silva *et al.*, 2003), a correção atmosférica foi aplicada somente na banda 3 da imagem de 1986.

O método utilizado foi o descrito por Chavez (1996), denominado COST, baseado na subtração do pixel escuro (DOS) para atenuar os efeitos da atmosfera. É um dos mais utilizados para a correção atmosférica, pois necessita apenas de informações da própria imagem, não sendo necessário coletar dados atmosféricos locais. A técnica consiste na utilização de um “objeto escuro” presente na imagem como alvo de calibração, que pode ser uma região de sombra profunda ou um corpo de água profundo sem sedimentos. Supõe-se que o objeto escuro tem radiância igual a zero para todas as bandas, e que qualquer medida diferente de zero observada nesses pixels escuros pode ser atribuída ao efeito da atmosfera.

O alvo escuro escolhido foi um lago de água preta (sem sedimento) localizado na área subsidiária da reserva, próximo à divisa com a área focal. Dentro do lago, delimitou-se uma área livre de nuvens, sombras e névoa em todas as datas analisadas. O valor do pixel escuro foi determinado através da análise visual do histograma da área delimitada.

O valor do número digital na banda 3 determinado como efeito da atmosfera foi quatorze, na imagem de 1986. Depois de escolhido o valor, a subtração do mesmo foi realizada de acordo com o método de Chavez (1996). Este procedimento foi realizado em ambiente LEGAL (Linguagem Espacial para Geoprocessamento Algébrico) (Câmara, 1995), baseado no método descrito por Skirvin (2002), que combina o método COST para correção atmosférica com a calibração radiométrica (Anexo 1). O primeiro passo foi calcular a radiância mínima do alvo incluindo a radiância do alvo e da bruma atmosférica (L_{mia}), de acordo com a equação (1):

$$(1) L_{mia} = L_{min} + \frac{Q_{dark} * (L_{max} - L_{min})}{Q_{cal_{max}}}$$

Onde o Q_{dark} representa o número digital (ND) mínimo encontrado em uma cena sob efeito da interferência atmosférica; $Q_{cal_{max}}$ é o valor máximo de quantização do pixel em ND, igual a 255; e L_{max} e L_{min} no representam os valores mínimo e máximo de radiância no escalonamento do ND_{INPE} para valores entre 0 e 255, sendo os valores de calibração do sensor TM5 para o ano de 1986 obtidos no trabalho de Chander e Markham (2003), revisados pelos autores para datas entre 01/03/1984 a 04/05/2003. Em seguida, foi computada a radiância do pixel escuro (sem efeito da bruma) (L_{1pc}), supondo-se uma radiância de fundo igual a 1% de refletância do pixel escuro (Chavez, 1996; Moran *et al.*, 1992):

$$(2) L_{1pc} = \frac{(0.01 * ESol * (\cos\theta)^2)}{\pi * d^2}$$

Sendo que “ESol” é a irradiância solar exoatmosférica, “ θ ” é o ângulo zenital solar e “d” a distância Terra-Sol em unidade astronômicas, valores obtidos em Chander e Markham (2003).

O próximo passo é computar a radiância de bruma corrigida (L_{haze}), através da equação (3):

$$(3) L_{haze} = L_{mia} - L_{1pc};$$

Por fim, para obter-se a refletância de superfície (ρ_s) da banda 3, derivada das correções radiométrica e atmosférica, foi utilizada a formulação de acordo com Chavez, (1996), expressa por:

$$(4) \rho_s = \pi * d^2 * (L_{sen} - L_{haze}) / ESol * (\cos\theta)^2$$

Sendo a radiância bruta recebida pelo sensor (L_{sen}) expressa por:

$$(5) L_{sen} = L_{min} + \frac{ND * (L_{max} - L_{min})}{255}$$

4.3.2.3 Transformação de valores em número digital (ND) para valores de refletância (ρ)

As imagens ao serem captadas pelo sensor são gravadas em ND e, antes de serem processadas, precisam ser convertidas para uma unidade física, a fim de se expressar o “comportamento espectral” teórico dos principais alvos terrestres (Espírito-Santo, 2003). Geralmente, essa transformação é efetuada para refletância (ρ). Os resultados obtidos com ND podem ser incorretos e/ou imprecisos, pois estes não representam quantitativamente os valores físicos reais dos alvos na superfície terrestre. (Robinove, 1982).

A banda 3 da data de 1986 foi convertida para valores de refletância juntamente com o processo de correção atmosférica da imagem (descrito acima). As demais imagens foram convertidas de valores digitais de brilho (radiância codificada) para refletância de acordo com o método descrito por Chen & Herz (1996). Como primeiro passo, os ND foram convertidos em valores de radiância (L) utilizando a seguinte equação:

$$(6) L_{\text{sen}} = L_{\text{min}} + \frac{\text{ND} * (L_{\text{max}} - L_{\text{min}})}{255}$$

Onde:

$L_{\text{max}\lambda}$ = Radiância máxima no escalonamento do ND_{INPE} para valores entre 0 e 255

$L_{\text{min}\lambda}$ = Radiância mínima no escalonamento do ND_{INPE} para valores entre 0 e 255

Após esse procedimento, foi feita a transformação para valores de refletância topo de atmosfera (ρ).

$$(7) \rho_{\lambda} = \frac{\pi * L_{\lambda} * d^2}{E_{\text{Sol}\lambda} * \cos\theta_s}$$

Onde:

ρ_{λ} = Refletância do pixel, no topo da atmosfera, na banda λ ;

L_{λ} = Radiância, obtida anteriormente ($\text{mW cm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$);

d = distância Terra - Sol no dia da aquisição da imagem de referência;

$E_{\text{Sol}\lambda}$ = irradiância solar média no topo da atmosfera na banda λ ($\text{mW cm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$);

θ = ângulo zenital do Sol na data, local e hora de aquisição da imagem de referência.

Como a distância Terra - Sol e o ângulo zenital do Sol são constantes dentro de uma imagem obtida em determinada data, a conversão dos ND em valores de refletância foi realizada através de uma única equação, que relaciona a refletância com ND:

1. Sendo a equação de conversão de ND para L:

$$(8) L_{\text{sen}} = L_{\text{min}} + \frac{\text{ND} * (L_{\text{max}} - L_{\text{min}})}{255}$$

2. Podemos então considerar duas constantes dentro da equação, sendo:

$$(9) a = (L_{\text{max}} - L_{\text{min}})/255$$

$$(10) b = L_{\text{min}}$$

3. Obtemos assim a seguinte equação:

$$(11) L = a * \text{ND} + b$$

4. Substituindo na equação para a conversão de L para ρ :

$$(12) \rho = \pi * (a * \text{ND} + b) * d^2 / (\text{ESol} * \cos\theta)$$

5. Ficando a equação final utilizada:

$$(13) \rho = \text{ND} * [(a * \pi * d^2) / (\text{ESol} * \cos\theta)] + [(\pi * b * d^2) / (\text{ESol} * \cos\theta)]$$

Os valores de L_{min} e L_{max} (em unidades de $\text{mW cm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$) para as imagens de 1/03/1984 a 05/05/2003 foram obtidos no trabalho de Serra (1995 apud Chen e Herz, 1996) que são os valores de reescalonamento utilizados pelo DGI-INPE no processamento de imagens do sensor TM5 do Landsat (Chen e Herz, 1996). Já os valores utilizados para imagens posteriores a 05/05/2003 foram os valores de L_{min} e L_{max} revisados obtidos no trabalho de Chander e Markham (2003), os valores utilizados estão discriminados na tabela 2.

Tabela 2: Valores de Lmin e Lmax utilizados na calibração radiométrica das imagens referentes às bandas do Landsat 5 TM.

Banda	De 01/03/1984 a 05/05/ 2003		Depois de 5/05/ 2003	
	Lmin	Lmax	Lmin	Lmax
3	-1.17	204.3	-1.17	264.0
4	-1.51	206.2	-1.51	221.0
5	-0.37	27.19	-0.37	30.2
7	-0.15	14.38	-0.15	16.5

Fonte: Serra, 1995 apud Chen e Herz, 1996; Chander e Markham (2003).

Os valores de ESol ($\text{mW cm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$), o valor do ângulo zenital solar e a distância Terra-Sol para todas as datas de todas as imagens e demais dados utilizados na calibração radiométrica das imagens estão relacionados na tabela 3.

Tabela 3: Valores de distância Terra-Sol, ângulo de elevação solar, ângulo zenital, irradiância solar exoatmosférica e o dia Juliano de cada data.

Data	Dia	Distância Terra-Sol	ângulo elevação	ângulo zenital
Imagem	Juliano	(d)	solar	($\theta = 90^\circ - \text{elev.}$)
26/09/1984	270	1.0057	58.14	31.86
18/10/1986	291	0.9972	56.73	33.27
05/10/1993	278	1.0011	57.09	32.91
14/09/1997	257	1.0092	57.17	32.83
25/11/2000	330	0.9892	57.19	32.81
04/09/2005	247	1.0092	59.12	30.88

Fonte: http://tpwww.gsfc.nasa.gov/IAS/handbook/handbook_htmls/chapter11/chapter11.html; Chander e Markham (2003); metadados da imagem fornecidas pelo INPE.

4.3.2.4 Normalização radiométrica

Existem alguns fatores que diferem entre cenas de diferentes datas, como a degradação do sensor TM ao longo do tempo, que pode chegar a 29% em relação à calibração de pré-lançamento; os diferentes ângulos de inclinação solar, que afetam o brilho incidente, influenciando o tamanho das sombras topográficas de relevo e dossel e diminuindo a intensidade do sol sobre objetos planos; e a alta influência dos efeitos atmosféricos, provocada por imagens com muita névoa e nuvens (Moran *et al.*, 1995 e Olsson 1995 *apud*

Chen, 1996). Esses fatores promovem diferenças na resposta espectrais dos alvos presentes nas cenas de estudos, diferenças essas que não correspondem a mudanças naturais dos alvos e sim a diferenças na radiometria das cenas.

A normalização radiométrica refere-se à remoção ou diminuição de distorções no nível de energia eletromagnética registrado por cada detector (Eastman, 1998). Em estudos multitemporais ou quando as imagens foram obtidas de sensores diferentes, é necessário realizar uma normalização radiométrica, de modo que estas aparentem terem sido captadas por sensores idênticos e sob as mesmas condições de iluminação e atmosfera (Chen & Herz, 1996).

O método necessita como dados de entrada um conjunto de pontos de controle radiométricos de alvos claros e escuros para cada banda da imagem da série temporal a ser retificada e da imagem de referência. A imagem referência deve ser a que apresentar melhor qualidade quanto à atmosfera, com menor interferência de ruídos ou névoa. De preferência, além de apresentar atmosfera limpa de nuvens e névoa, selecionar a imagem de data próxima a data de lançamento do satélite (o Landsat 5 foi lançado em 1984), pois o sensor ainda estava em bom estado de calibração. A imagem escolhida para servir de base foi a do ano de 1986, pois apresentou atmosfera mais limpa e é próxima da data de lançamento do satélite.

O método de normalização radiométrica utilizado foi o descrito por Roberts *et al.*, (2002). Os alvos temporalmente invariantes foram selecionados manualmente por análise visual dos objetos em conjunto com análise do histograma de dispersão dos pixels.

A água sem sedimento de um lago localizado na área subsidiária da reserva foi utilizada como alvo escuro em todas as bandas (figura 6). Bancos de areia seca, expostos nas margens dos rios, foram considerados como alvos claros e estáveis para as bandas TM 3, 5 e 7. Já para a banda 4 foram coletados polígonos de capoeiras de praias fluviais ou de agricultura, para representarem os alvos claros, pois na banda 4 a vegetação jovem é mais clara que solo exposto (figura 7).

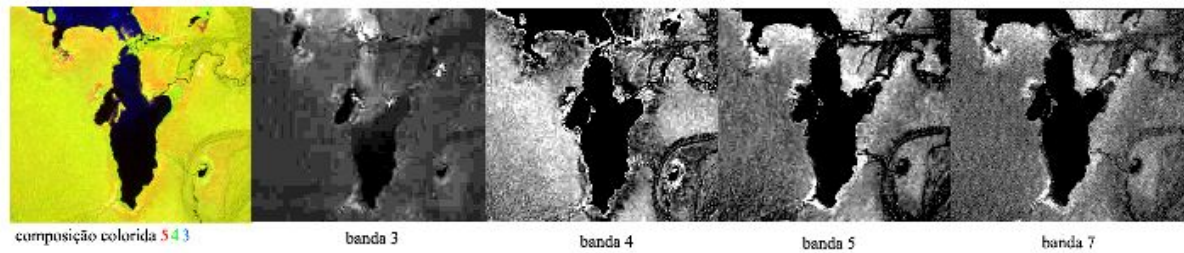


Figura 6: Lago de água preta (sem sedimento) localizado na área subsidiária da reserva, próximo à divisa com a área focal, utilizado como alvo escuro em todas as bandas. Na primeira imagem vemos uma composição colorida de imagem Landsat TM5 de 24/11/2000, e nas demais vemos as bandas 3, 4, 5 e 7 realçadas para visualização da água preta do lago.

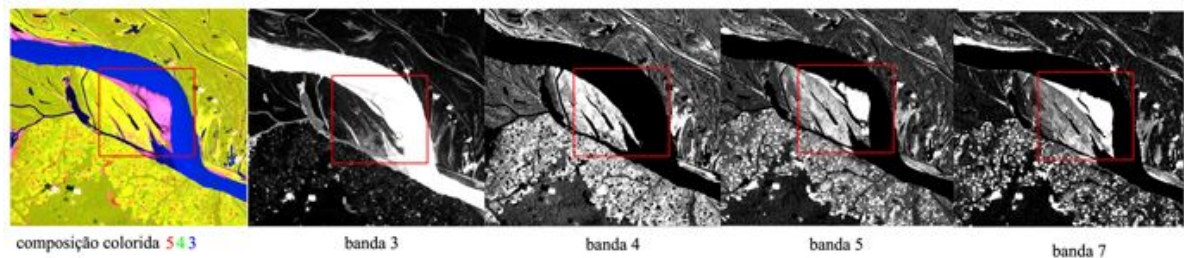


Figura 7: Porção de área da RDSM mostrando um banco de sedimentos e vegetação, entre outros. Na primeira imagem vemos uma composição colorida de imagem Landsat TM5 de 24/11/2000, e nas demais vemos as bandas 3, 4, 5 e 7 realçadas para visualização da refletância dos objetos.

Em cada alvo selecionado foram obtidas médias dos valores de refletância 1% mais claros/escuros, por análise dos histogramas em forma de tabela de frequência acumulativa. No caso das capoeiras, por exemplo, este procedimento identifica os pixels que representam a fase sucessional jovem que corresponde ao pico de refletância de capoeiras na banda 4.

A normalização radiométrica é, então, feita por meio de uma transformação linear (figura 8), a qual descreve a relação entre as médias dos valores dos alvos da imagem a ser normalizada e da imagem de referência. O ajuste linear dos pontos plotados representará a função de normalização radiométrica relativa para aquela banda e data. A equação linear é representada pela seguinte função:

$$(14) y = ax + b$$

Onde: y = refletância corrigida; x = refletância bruta; a = inclinação da reta e b = intercepto.

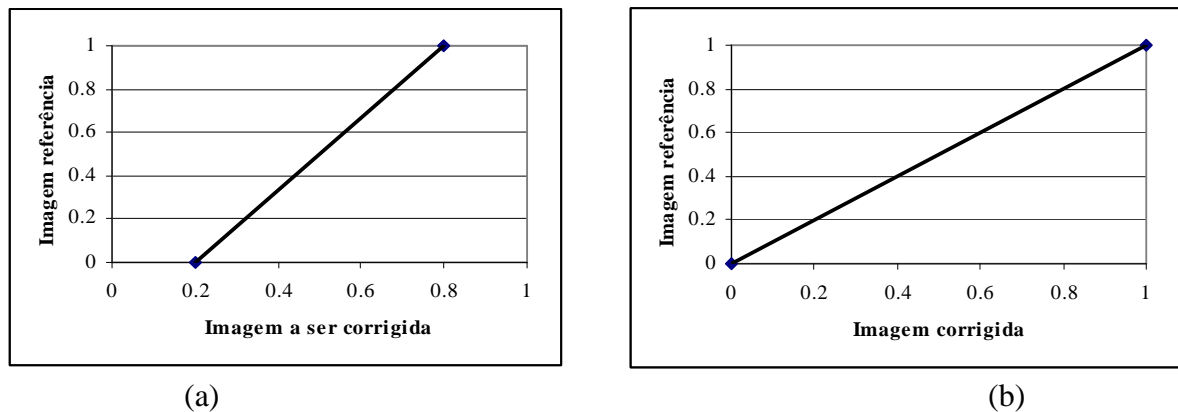


Figura 8: Exemplo de normalização radiométrica de dados de sensoriamento remoto (a), e imagem normalizada em relação a uma imagem referência.

4.3.2.5 Máscara de nuvens e área de interesse do estudo

A máscara é uma imagem binária de valores zero (ou *no data* em alguns softwares) e um. Quando a máscara é utilizada em funções de processamento, as áreas de outra imagem que correspondem ao valor um (1) da máscara são processadas e aquelas sob o valor zero (0) são ignoradas (SulSoft, 2004).

As áreas de nuvens e sombras de nuvens foram identificadas visualmente, com auxílio de um ajuste no contraste das bandas, e mapeadas manualmente. Foi criada uma máscara de nuvens para cada data, sendo posteriormente unificadas em uma única máscara que cobre todas as áreas de nuvens e sombras em todas as imagens utilizadas.

Mesmo após o corte das imagens, a área coberta pela cena ainda incluiu áreas que não seriam analisadas no estudo, que envolve somente a área dos canais da área focal da RDSM. Foi necessário então criar outra máscara para delimitá-la, garantindo que os processamentos seriam realizados somente na área de interesse, diminuindo também o tempo nos processamentos realizados. As margens dos rios que delimitam a área focal foram delimitadas, gerando um arquivo vetorial com o contorno dos canais. Foi acrescentado um *buffer* externo de 3 km (presumindo que a erosão não atingirá essa distância no período de estudo), e este limite foi utilizado para a criação da máscara da área de interesse (figura 9). Posteriormente, esse limite foi integrado à máscara de nuvens já gerada, de cada data, criando a máscara final que foi utilizada no trabalho.

A área total do *buffer* dos canais do entorno da reserva, sem a máscara de nuvens e sombras, é de 268.821 ha. A área total do estudo ficou em 153.032 ha, ou seja, apenas cerca de 50% da área de estudo está livre de nuvens e sombras.

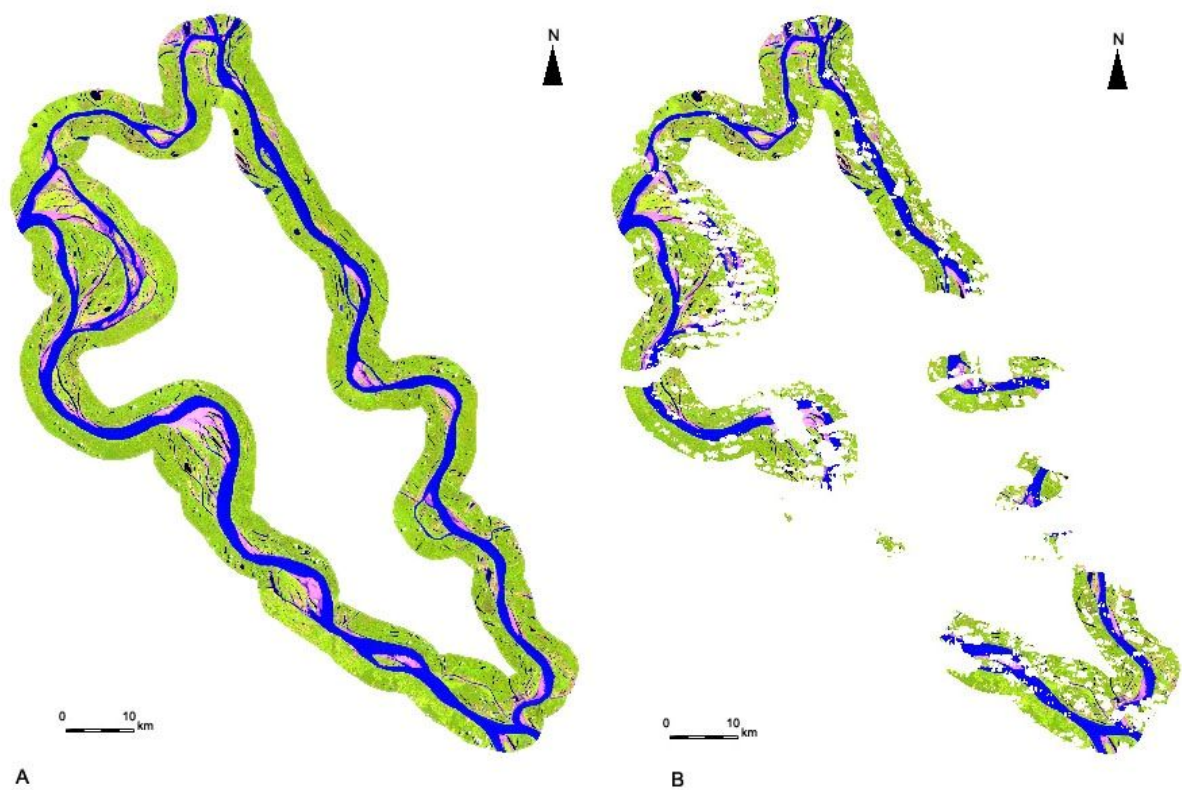


Figura 9: Delimitação da área de interesse do estudo em A (*buffer* de 3 km dos canais limitantes da reserva), e com a máscara de nuvens e sombras em B.

4.3.3 Processamentos das imagens ópticas

Os processamentos realizados nas imagens Landsat 5TM estão ilustrados na figura 10. Foram geradas imagens índice de vegetação ($AFRI_{2,1}$) para criar as máscaras de vegetação, e posteriormente aplicada a técnica de detecção de mudança por subtração de imagens $AFRI_{2,1}$.

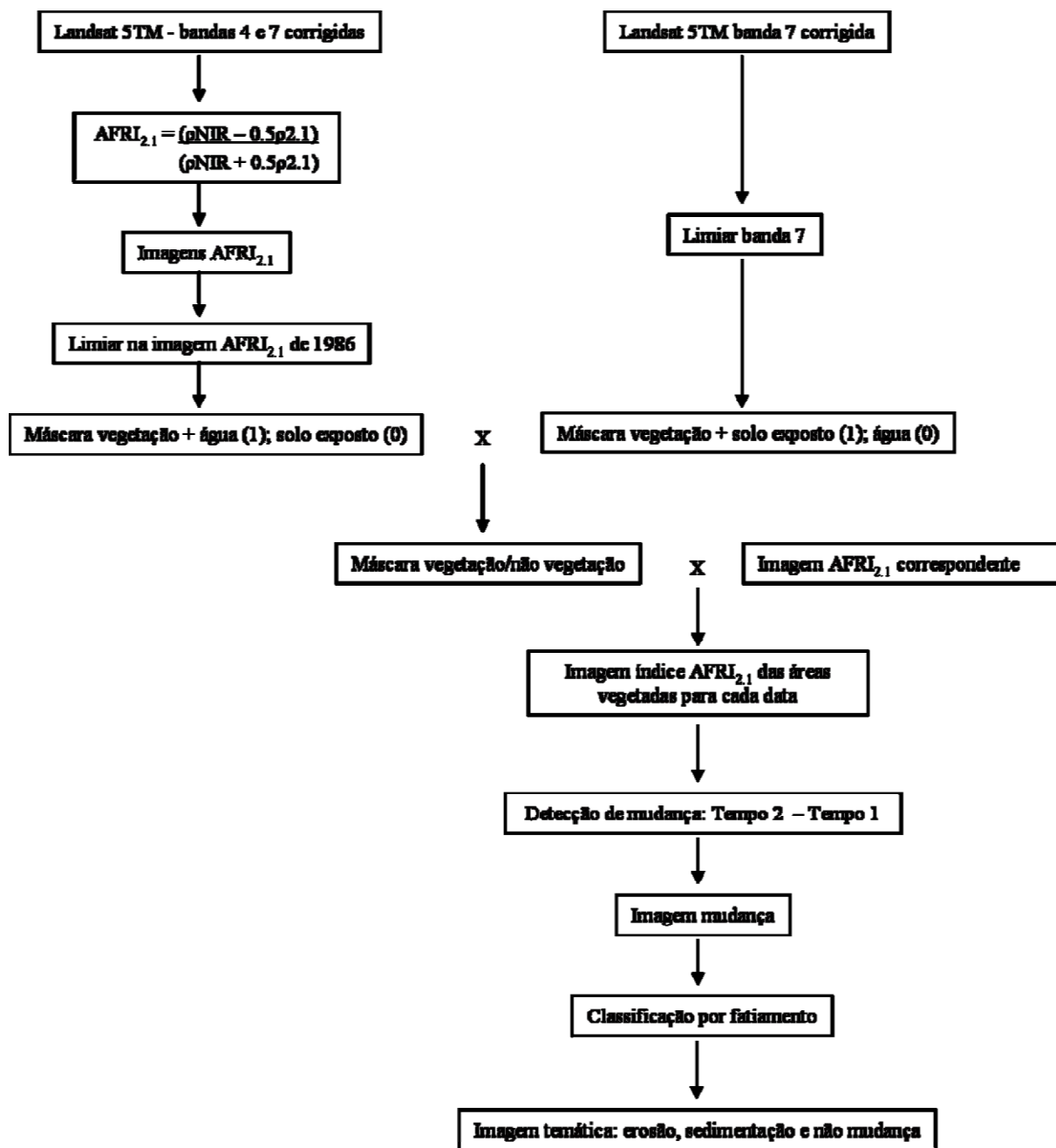


Figura 10: Fluxograma dos processamentos realizadas nas imagens Landsat 5TM para as seis datas.

4.3.3.1 Determinação e mapeamento das áreas erodidas e sedimentadas

Devido à diferença na cota de inundação entre as imagens, torna-se difícil separar as áreas onde ocorreram processos recentes de erosão/sedimentação de feições geomorfológicas existentes antes do início do período do estudo (1984) e que se tornam expostas ou submersas devido a alterações no nível da água. Portanto, neste estudo, "erosão" foi definida como a perda de terra vegetada e "sedimentação" como a terra nova depositada e vegetada. Sendo

consideradas áreas vegetadas aquelas que apresentam resposta espectral característica da vegetação.

O mapeamento das áreas erodidas e sedimentadas, assim conceituadas, foi feito por identificação de “pixels de mudança” em imagens índice de vegetação, utilizando a técnica de detecção de mudanças por subtração de imagens.

A técnica de detecção de mudanças utilizando dados multitemporais foi escolhida por sua capacidade de monitorar mudanças ocorridas na dimensão espaço-temporal. Dados obtidos sobre uma mesma área geográfica em diferentes anos são analisados para determinar a localização e a extensão exata de determinados tipos de mudanças na resposta espectral (Hoffer, 1978).

Optou-se por escolher um índice de vegetação, pois estes são relacionados a parâmetros biofísicos da cobertura vegetal, além de minimizarem os efeitos de iluminação variável da cena, declividade da superfície e geometria de aquisição, que influenciam a resposta espectral das bandas dos sensores remotos (Shimabukuro *et al.*, 1998). Segundo Moreira (1992) uma das vantagens de usar um índice de vegetação é a obtenção de uma banda com significado físico, pois é um número altamente correlacionado com a fitomassa verde e com o grau de cobertura do solo por vegetação verde.

O índice de vegetação escolhido foi o $AFRI_{2,1}$ – *Aerosol Free Vegetation Index* (Karnieli *et al.*, 2001), por sofrer menor influência de aerossóis presentes na atmosfera, já que usa informações apenas das bandas do infravermelho próximo e médio (bandas TM 4 e 7). De acordo com Karnieli *et al.* (2001), em estudo realizado na cidade de Cuiabá, MT, em uma época com grande quantidade de fumaça presente na atmosfera, proveniente de queima de biomassa vegetal, o índice $AFRI_{2,1}$ obteve melhores resultados que o índice NDVI (que utiliza as bandas TM 3 e 4), permitindo o acesso às propriedades da vegetação assim como outras características do solo que estavam encobertas pela fumaça.

4.3.3.1.1 Criação da máscara vegetação/não vegetação

Para garantir a contabilização somente das áreas efetivamente colonizadas pela vegetação, foram criadas máscaras separando as áreas de vegetação das áreas de não vegetação (solo exposto e água) da cena da RDSM.

A criação das imagens vegetação e não vegetação foi realizada da seguinte maneira:

1º Passo: Criação das imagens índice de vegetação (*Aerosol Free Vegetation Index – AFRI_{2,1}*)

A partir de cada imagem Landsat da série temporal utilizada nesse estudo, foi gerada a imagem AFRI_{2,1} correspondente de acordo com a fórmula (15), estabelecida por Karnieli *et al.* (2001):

$$(15) \text{AFRI}_{2,1} = (\rho_{\text{NIR}} - 0.5\rho_{2,1}) / (\rho_{\text{NIR}} + 0.5\rho_{2,1})$$

Onde:

ρ_{NIR} = refletância aparente do pixel na banda do infravermelho próximo (TM 4);

$\rho_{2,1}$ = refletância aparente do pixel na banda do infravermelho médio (TM 7).

2º Passo: Determinação do limiar da vegetação/não vegetação

O passo seguinte foi escolher um valor na imagem índice vegetação que pudesse ser utilizado como limiar para identificar as áreas de vegetação. Esse limiar foi determinado através da análise visual da imagem índice de vegetação; comparando-a com uma composição falsa-cor (R5-G4-B3) de sua respectiva data, foi analisado o que cada valor nela representava (figura 11).

Como as imagens Landsat passaram pelo pré-processamento de normalização radiométrica, o limiar foi determinado somente na imagem AFRI_{2,1} da data de 18/10/1986, que foi a imagem utilizada como referência na normalização. Teoricamente, as imagens depois de normalizadas apresentam as mesmas características de atmosfera e iluminação, então o mesmo limiar escolhido na imagem de 1986 foi utilizado nas demais datas.

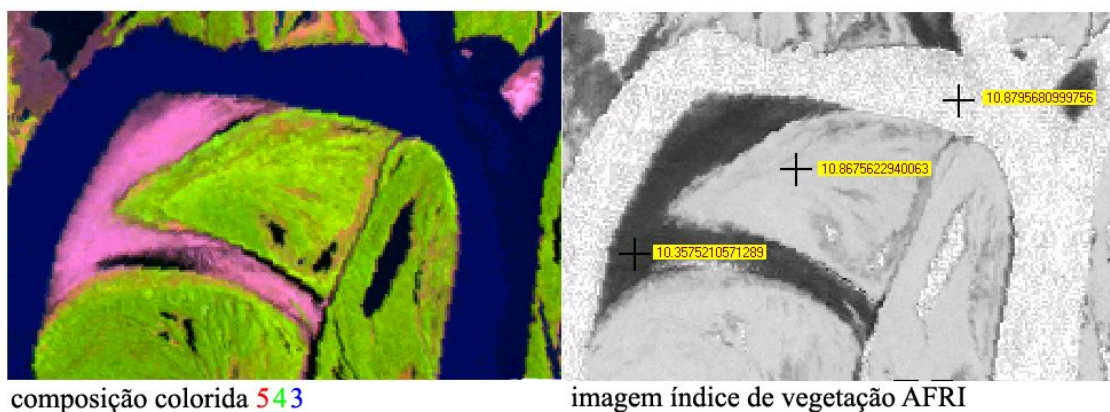


Figura 11: Imagem Landsat 5TM RGB-543 de 1986 e respectiva imagem índice vegetação AFRI_{2,1}, com *offset* de +10. Note que o valor da água é maior e próximo ao valor da vegetação.

A utilização da imagem $AFRI_{2,1}$ foi satisfatória para separar a vegetação do solo exposto, mas confundiu a água com a vegetação (figura 12, ver também valores na figura 11).

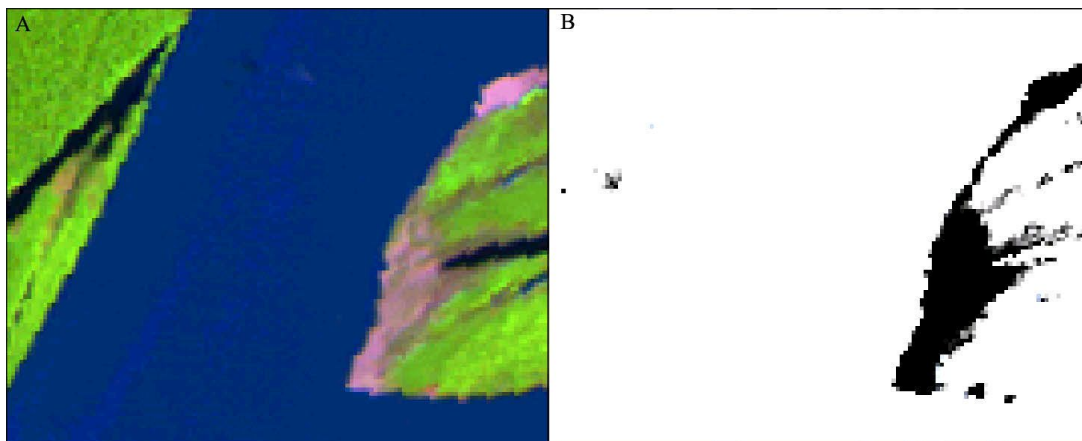


Figura 12: Em A, imagem Landsat 5TM RGB-543 de 1986. Em B, respectiva imagem índice $AFRI_{2,1} + 10$, fatiada no limiar 10,7, onde valores acima desse estão representados pela cor branca e valores abaixo pela cor preta, mostrando a impossibilidade de isolar a vegetação da água.

Para contornar esse problema, primeiramente foi gerada uma máscara separando o solo exposto (valor zero) da água e vegetação (valor um) na imagem $AFRI_{2,1}$. Depois, foi utilizada a refletância na banda TM7 para criar outra máscara, separando a vegetação e o solo (valor 1) da água (valor zero). Ambas as máscaras foram geradas pelo mesmo método de escolha de limiar (explicado acima) analisando visualmente as imagens da banda 7 e índice $AFRI_{2,1}$ e comparando-as com sua respectiva composição colorida de bandas para determinar o valor do limiar, utilizando o mesmo limiar determinado na imagem de 1986 para todas as imagens da série temporal.

3º Passo: Criação da máscara vegetação/não vegetação

As duas máscaras foram então multiplicadas para gerar, para cada data, a máscara vegetação/não vegetação, através da seguinte equação:

$$(16) [AFRI_{vegx}] \times [LH2Ox] = [Imagem\ vegetação/não\ vegetação]$$

Onde $[AFRI_{vegx}]$ representa a primeira máscara, separando a vegetação e água (valor 1) do solo exposto (valor zero), do ano x; $[LH2Ox]$ é segunda máscara, utilizada para separar a vegetação e o solo exposto (valor 1) da água (valor zero), do mesmo ano x. A imagem resultante ($[Imagem\ vegetação_não-vegetação]$) é uma máscara binária que foi multiplicada pela imagem $AFRI_{2,1}$ gerada anteriormente, para obtenção da imagem utilizada

na detecção de mudança. Então, como resultado final, se tem uma imagem $AFRI_{2,1}$ da área de interesse do estudo, ou seja, somente das áreas cobertas por vegetação na área focal da RDSM (figura 13).

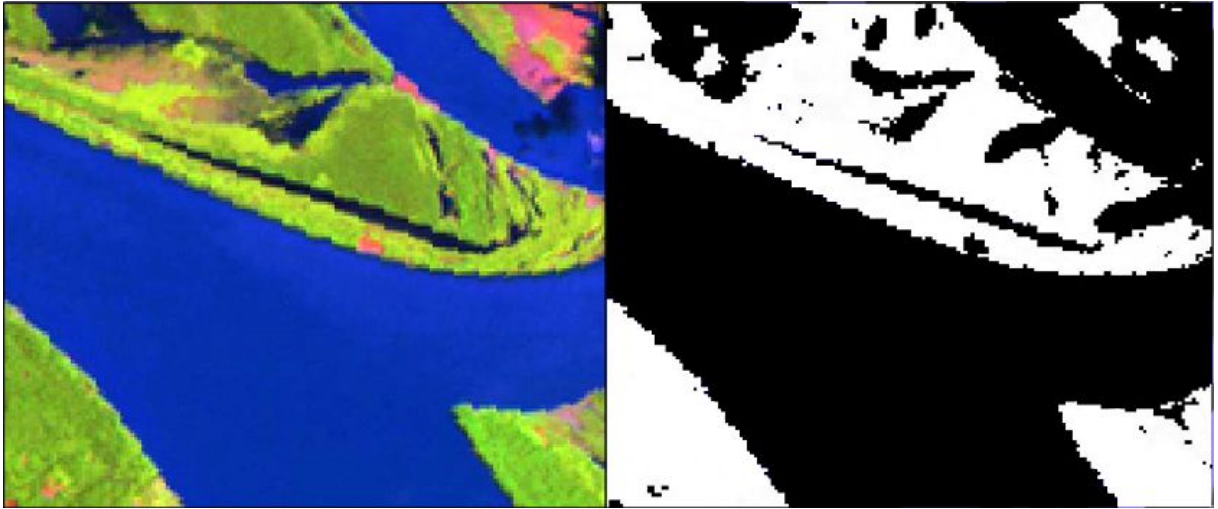


Figura 13: Na esquerda imagem Landsat 5TM RGB-547 de 1986. Na direita imagem $AFRI_{2,1}$ vegetação_não-vegetação correspondente. As áreas de vegetação não incluídas na imagem $AFRI_{2,1}$ (na direita) estão coberta por nuvens em alguma outra data.

4.3.3.1.2 Determinação das áreas erodidas e sedimentadas

A determinação das áreas de erosão e sedimentação entre os períodos estudados foi feita através da técnica de detecção de mudanças por subtração de imagens. A detecção de mudança por subtração de imagens é feita par a par, as duas imagens são comparadas pixel a pixel, os valores desses pixels são subtraídos um do outro e uma terceira imagem é gerada, que é a imagem de mudança, de acordo com a equação:

$$(17) \Delta_{ij} = (Veg_t2_{ij} - Veg_t1_{ij})$$

Onde:

Δ_{ij} = valor da diferença de índices no pixel de linha i e coluna j;

Veg_t2_{ij} = valor do índice de vegetação no pixel ij na data 2;

Veg_t1_{ij} = valor do índice de vegetação no pixel ij na data 1;

A detecção de mudanças foi realizada nas imagens vegetação/não-vegetação, geradas para cada data da série multitemporal, aos pares, de acordo com a tabela 4.

Tabela 4: Pares de imagens analisados na detecção de mudanças e as respectivas imagens geradas pelo processamento.

Imagem tempo 1	Imagem tempo 2	Imagem resultante da detecção de mudança
26/09/1984	18/10/1986	Mudança 84-86
18/10/1986	05/10/1993	Mudança 86-93
05/10/1993	14/09/1997	Mudança 93-97
14/09/1997	25/11/2000	Mudança 97-00
25/11/2000	04/09/2005	Mudança 00-05

A imagem mudança foi classificada através da técnica de fatiamento, que consiste na escolha de limiares de mudança baseados no desvio padrão dos valores da imagem diferença (figura 14). No cálculo do desvio padrão, foram desconsiderados os pixels fora da área de interesse. Como a grande maioria dos pixels na área de interesse é espelho de água estável ou floresta estável, um desvio padrão dos valores na imagem-mudança representa um incremento ou decréscimo muito pequeno no valor do $AFRI_{2,1}$ entre as duas datas. Foram determinadas apenas três classes em cada imagem diferença: vegetação para não vegetação, caracterizando as áreas de erosão; não vegetação para vegetação, caracterizando as áreas de sedimentação; e vegetação para vegetação ou não vegetação para não vegetação, caracterizando as áreas de não mudança. Os limiares de mudança foram testados através da análise visual das imagens.

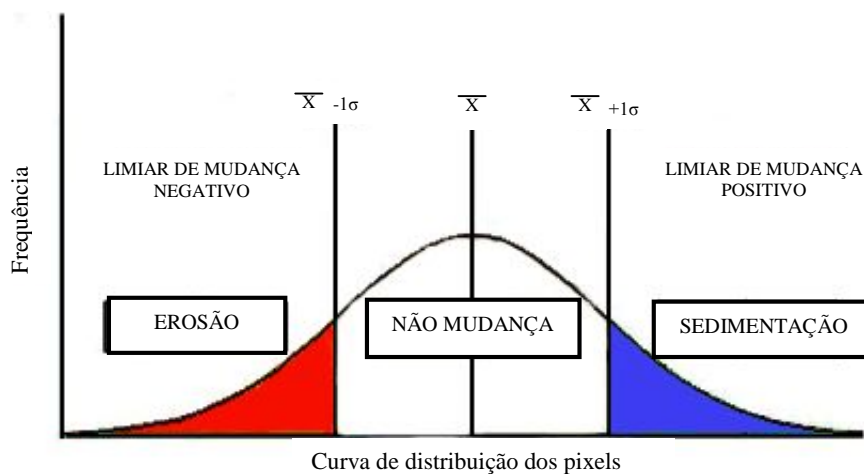


Figura 14: Histograma de imagem mudança com limiares hipotéticos, adaptado de Graça (2004).

As cinco imagens mudança geradas foram fatiadas nos limiares de 1 desvio padrão acima e abaixo da média, tendo como resultado uma imagem temática com três classes: erosão, não mudança e sedimentação.

4.3.3.1.3 Relação entre as taxas de erosão/sedimentação e as cotas de inundação da área de estudo nos períodos estudados

As variáveis analisadas foram as médias das cotas mínimas e máximas de inundação em cada período (figura 15 e tabela 5) e o intervalo de tempo entre as datas. Os valores de cota mínima e máxima foram obtidos na Engenharia dos Portos de Manaus, que tem feito medições diárias desde 1903. Os dados de inundação do rio Negro, medidos próximo à cidade de Manaus, apresentam alta correlação com as cotas de inundação médias na estação do rio Japurá, próximo a RDSM (Schöngart *et al.*, 2005).

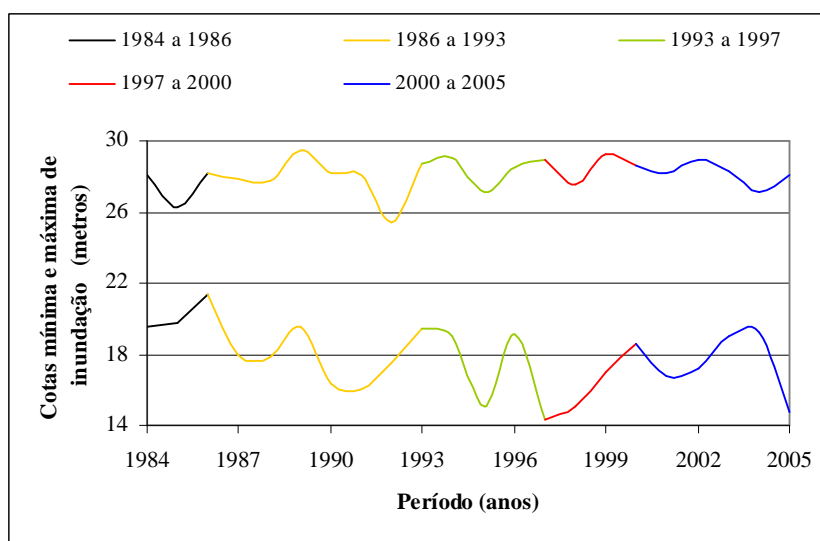


Figura 15: Médias mensais das cotas mínimas e máximas de inundação medidas para a estação do rio Negro, próxima à cidade de Manaus (Engenharia dos Portos da Cidade de Manaus).

Tabela 5: Valores médios das cotas mínimas e máximas da área da RDSM, obtidos com os dados de inundação do rio Negro (Schöngart *et al.*, 2005), durante os respectivos períodos, utilizados para realizar a correlação com as taxas de erosão e sedimentação obtidas.

Período	Nível médio de inundação	Média das cotas mínimas	Média das cotas máximas
1984 a 1986	39,50	20,24	27,48
1986 a 1993	38,90	18,27	27,97
1993 a 1997	38,81	17,41	28,49
1997 a 2000	37,36	16,22	28,62
2000 a 2005	38,78	17,59	28,21

4.3.3.1.4 Comparação entre as taxas dos rios Solimões e Japurá

Para verificar se há diferença nas taxas de erosão e sedimentação entre os rios Solimões e Japurá, foram criadas máscaras dos dois rios através de identificação visual de seus limites e digitalização manual (figura 16), com base na máscara da área de estudo já criada (figura 9). As máscaras foram utilizadas para extrair os dados de áreas sedimentadas e erodidas em cada canal, e esses foram comparados em gráficos.

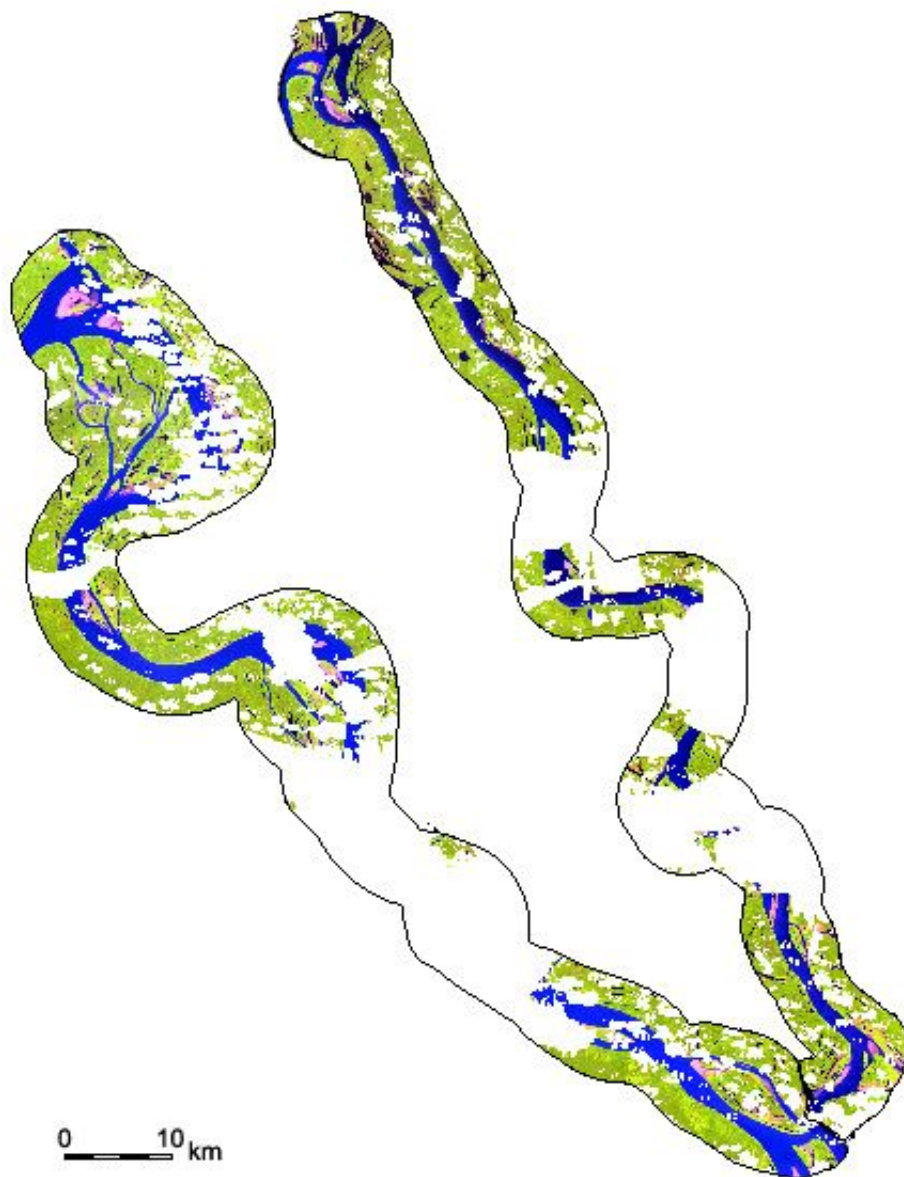


Figura 16: Máscara dos rios Solimões e Japurá (polígonos pretos) utilizada na comparação das taxas de erosão e sedimentação entre os dois rios. A área branca dentro dos polígonos refere-se a máscara de nuvens e sombras.

4.3.3.2 Determinação da taxa de mudança do canal

A taxa líquida de mudança do canal em todo o período (1984 a 2005) foi contabilizada de acordo com Mertes *et al.* (1996), sendo:

$$(18) \text{ mudança do canal } (T1-T2) = (AM/AC/CI) \times 100$$

Onde:

T1 = Imagem da data inicial do período total de estudo (26/09/1984);

T2 = Imagem da data final do período total de estudo (04/09/2005);

AM = área de mudança líquida (erodida, sedimentada ou ambas);

AC = área total do espelho d'água do rio Solimões no trecho estudado;

CI = comprimento do intervalo de tempo, ou seja, 21 anos.

Segundo Mertes *et al.* (1996), a mudança do canal corresponde à porção de área que mudou seu estado inicial (vegetada ou não-vegetada, no caso deste estudo) por ano, durante todo o período de estudo. Essas podem ser áreas que erodiram, sedimentaram ou a mudança total, que é a somatória das áreas erodidas e sedimentadas. O valor é expresso como a porcentagem relativa à área total ativa do canal no trecho estudado, representada pela área total do espelho de água entre as duas margens principais do rio. A delimitação do espelho de água foi feita visual e manualmente. As taxas foram calculadas somente para o rio Solimões, no trecho que delimita a RDSM, com um comprimento de 140 km, aproximadamente. A área total do espelho de água para neste trecho do rio Solimões é 760 km².

4.3.3.3 Criação da imagem de dinâmica das áreas de erosão e sedimentação

A partir das imagens mudança geradas para cada período especificado na tabela 4, foi gerado um mapa da dinâmica de processos de erosão e sedimentação na RDSM. Nesse mapa, cada pixel possui uma informação da seqüência de mudanças que ocorreram com ele durante todos os períodos estudados. Então, por exemplo, se na imagem mudança do primeiro período (1984 a 1986) determinado pixel foi classificado como não mudança, no período seguinte (1986 a 1993) permaneceu classificado como não mudança, no período de 1993 a 1997 foi classificado como erosão, no período de 1997 a 2000 voltou a ser não mudança e no último período (2000 a 2005) foi classificado como sedimentação, todas as classificações de mudança que esse determinado pixel teve em cada período ficam armazenadas em uma única imagem, e a informação do pixel passa a ser [não mudança – não mudança – erosão – não mudança – sedimentação], cada transformação correspondendo a um período avaliado (figura 17).

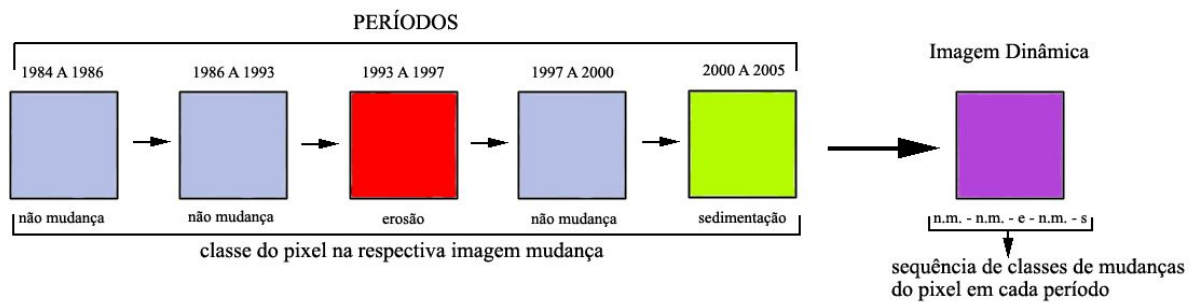


Figura 17: Esquema representativo da imagem dinâmica. As classes de mudança do pixel em cada período são unidas em um único mapa. Na imagem dinâmica é atribuída uma nova classe ao pixel, que representa a seqüência de classes de mudanças que o determinado pixel apresentou em cada imagem mudança dos períodos analisados.

A imagem dinâmica foi gerada utilizando a ferramenta “crosstab” do software Idrisi 32 (Eastman, 1998). Através dessa ferramenta o programa compara as categorias (classes) da primeira imagem com as da segunda e uma tabulação é feita do número de pixels em cada combinação. O resultado dessa operação sai em forma de tabela e imagem, mostrando, por pixel, qual era sua categoria na imagem mudança do intervalo de tempo 1 e qual categoria adquiriu na imagem mudança do intervalo de tempo 2, os pixels com mudanças de categorias iguais são agrupados em classes (figura 18).

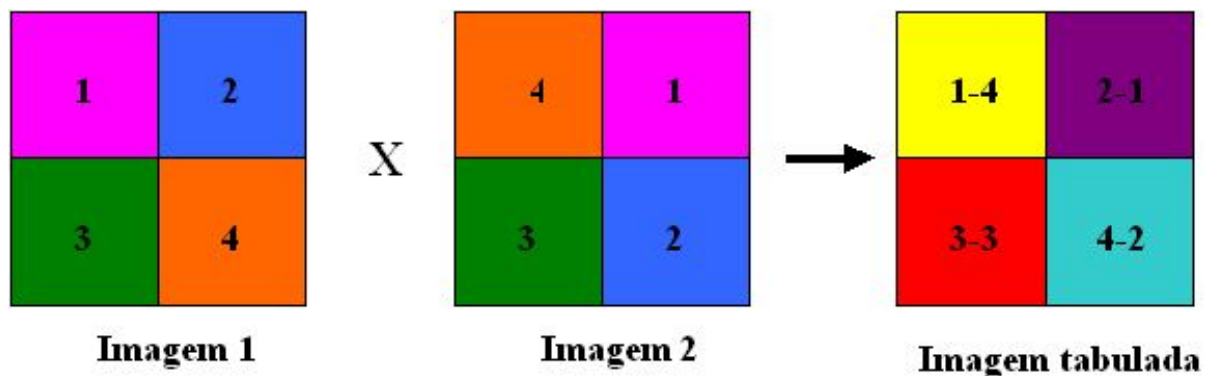


Figura 18: Esquema representativo da ferramenta crosstab. Cada quadrado representa um pixel e cada cor representa uma categoria de mudança (classe), e como resultado o programa mostra qual a seqüência de categorias que ocorreu em cada pixel.

4.3.3.4 Análise da mudança da resposta espectral em vegetação jovem ao longo do seu crescimento

Com o intuito de verificar se ocorrem mudanças nos atributos espectrais (ver item 4.3.3.4.1) da vegetação a partir de sua colonização e ao longo de seu crescimento e desenvolvimento, foi observado o comportamento espectral de polígonos de vegetação ao longo dos 21 anos avaliados neste trabalho. A partir da imagem dinâmica gerada (ver item 4.3.3.3), foi selecionada a seqüência de mudança que caracterizava áreas sedimentadas e

colonizadas entre 1984 e 1986, e que permaneceram na classe não mudança nos estágios seguintes, ocorrendo o processo de sucessão vegetal (figura 19).

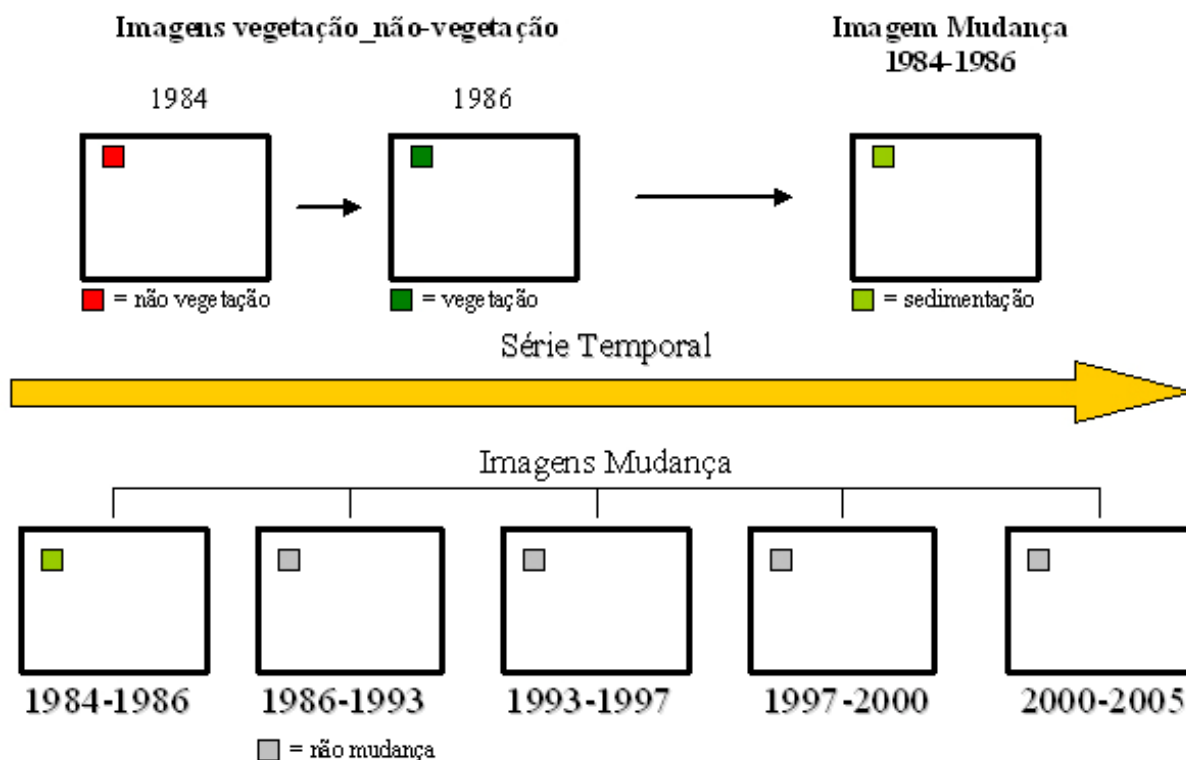


Figura 19: Esquema representativo da seleção dos polígonos utilizados na análise da evolução espectral da vegetação nos primeiros anos de colonização e crescimento.

Selecionada a seqüência de interesse, essa foi identificada na imagem dinâmica e, a partir dela, gerada uma nova imagem binária, onde os valores um (1) representam áreas colonizadas entre o período 1984 e 1986 e que permaneceram colonizadas, e o valor zero para o restante da imagem. Esse procedimento nos dá a certeza que essas áreas realmente começaram a ser colonizada entre 1984 e 1986, e, de acordo com dados da literatura (Worbes *et al.*, 1992; Worbes, 1997), é possível inferir também que, ao final do período de vinte e um anos (na imagem de 04/09/2005), desenvolveram-se densas florestas de *Cecropia* nesses locais.

A partir dessa afirmação, é possível estimar também a idade aproximada da vegetação nos polígonos selecionados em cada período. Considerando que todas as imagens são da época da seca, período em que as primeiras espécies pioneiras, as macrófitas, iniciam a colonização das áreas recém sedimentadas (Worbes, 1997), sabe-se que a vegetação que colonizou determinada área atingiu a densidade suficiente para exceder o limiar do índice $AFRI_{2,1}$, em algum momento entre 26 de setembro de 1984 e um pouco antes de 18 de

outubro de 1986. Considerando ainda a sazonalidade da bacia Amazônica, e mais especificamente da região da RDSM, o pico da seca é atingido por volta do mês de outubro (Sociedade Civil Mimirauá, 1996). Então a vegetação que aparece no pixel em 1986 pode ter, aproximadamente, no mínimo 01 mês e no máximo 02 anos. Então a idade aproximada da vegetação em cada data de estudo foi estimada de acordo com a tabela 6:

Tabela 6: Idade aproximada da vegetação, presente nos polígonos mapeados, em cada data da série de vinte e um anos.

Períodos	Tempo entre as datas (anos)	Idade aproximada da vegetação (anos)
1984 a 1986	2	0.08 a 2
1984 a 1993	7	7.08 a 9
1984 a 1997	4	11.08 a 13
1984 a 2000	3	14.08 a 16
1984 a 2005	5	19.08 a 21

Feito isso, foi possível extrair as informações dos atributos espectrais desses polígonos e avaliar se ocorre mudança significativa desses atributos nas datas avaliadas.

4.3.3.4.1 Determinação dos atributos espectrais da vegetação

Os atributos espectrais observados em diferentes idades de floresta jovem foram: o índice de vegetação $AFRI_{2,1}$, cuja metodologia para obtenção das imagens já foi explicada no item 4.3.3.1.1, 1º Passo; o índice de vegetação *Normalized Difference Vegetation Index* (NDVI), obtido por meio da fórmula (19), e os valores de refletância nas bandas 3, 4, 5 e 7. O processo de definição espectral das áreas de vegetação foi realizado parcialmente automatizado. Foram coletadas as assinaturas espectrais dos polígonos de vegetação mapeados, como já explicado no item 4.3.3.4, utilizando para isso as bandas 3, 4, 5 e 7.

$$(19) \text{NDVI} = \frac{\text{IVP} - \text{VV}}{\text{IVP} + \text{VV}}$$

Onde:

IVP = banda correspondente ao comprimento de onda do infravermelho próximo (banda 4);

VV = banda correspondente ao comprimento de onda do visível vermelho (banda 3).

5. Resultados e Discussão

5.1 Técnicas de pré-processamentos das imagens

5.1.1 Correção geométrica e registro

Correções geométricas e registros de imagens mal feitos estão entre os principais responsáveis por erros ocorridos em diversos tipos de análises. Um bom resultado nessa etapa do pré-processamento é fundamental para detectar mudanças em uma série temporal de imagens (Chen *et al.*, 2003; Daí e Khorram, 1998; Mather, 2004).

Os erros médios quadráticos (RMS) obtidos na correção geométrica das imagens, utilizando um polinômio de primeiro grau, foram considerados bons (tabela 7). No georeferenciamento da imagem de 1984 com o Geocover de 1986 foi obtido um RMS de 0,18 pixels. O maior erro médio no registro das demais imagens, utilizando como referência a data de 1984, foi o da imagem de 1997, obtendo um RMS de 0,19 pixels.

Tabela 7: Erro médio quadrado (RMS) do registro das imagens da série multitemporal

Imagem base	Ano	Pontos de Controle	RMS (pixel)
Geocover 1986	1984	18	0,18
1984	1986	15	0,19
1984	1993	15	0,18
1984	1997	15	0,19
1984	2000	15	0,18
1984	2005	15	0,15

Landgrebe *et al.* (1975, apud Mather, 2004) sugerem que a magnitude de um erro deve ser entre 1 e 2%, considerando que as imagens estejam sobrepostas e ambas alinhadas a um ponto de referência bem definido. Considerando a resolução de 30 m das imagens Landsat 5/TM, o modelo polinomial representou um erro médio interno menor do que 6 m em todas as datas.

5.1.2 Correção Atmosférica

Os resultados da correção atmosférica, realizada pelo método COST (Chavez, 1996), na banda 3 da imagem de 1986, podem ser observadas nas figuras 20, 21 e 22 para a água de lago com sedimento decantado, o solo exposto e a vegetação, respectivamente. Os valores de refletância na banda 3 diminuíram bastante com a correção atmosférica, apresentando uma curva similar a encontrada na bibliografia. O fato de não terem sido utilizadas informações das bandas 1 e 2 do sensor TM pode ter ocasionado na escolha de um “falso” alvo escuro. É provável que a água sem sedimento na composição R5G4B3 do lago selecionado como alvo escuro seja, na verdade, uma água turbida. O aumento na concentração de partículas inorgânicas causa um aumento na refletância nos comprimentos de onda maiores. Mesmo para altas concentrações de sólidos totais, a refletância no vermelho é maior do que no infravermelho (Novo, 2001). Observando a figura 20, pode-se afirmar que provavelmente ocorreu uma super-correção da atmosfera para a água na banda 3.

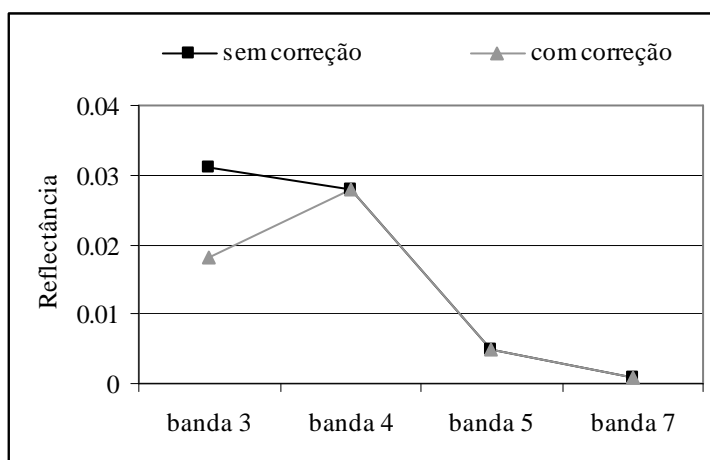


Figura 20: Curva espectral da água sem sedimento em suspensão em refletância aparente (sem correção atmosférica) e refletância de superfície (com correção), extraída da banda 3 da imagem de 18/10/1986 do satélite Landsat 5/TM. Os valores nas bandas 4, 5 e 7 estão em refletância aparente.

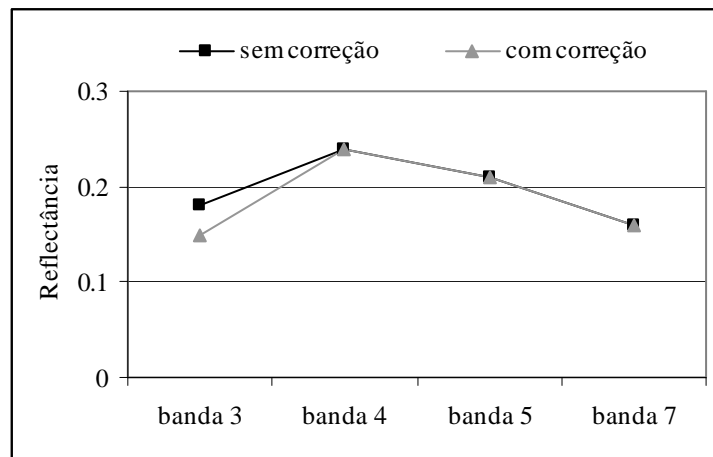


Figura 21: Curva espectral do solo em refletância aparente (sem correção) e refletância de superfície (com correção), extraída da banda 3 da imagem de 18/10/1986 do satélite Landsat 5/TM. Os valores nas bandas 4, 5 e 7 estão em refletância aparente.

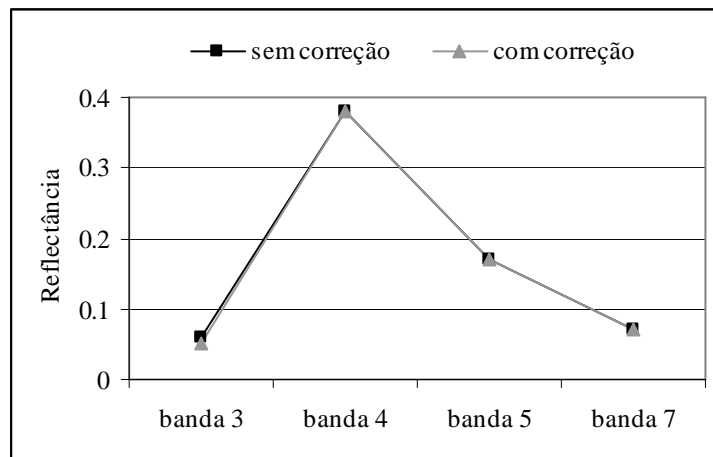


Figura 22: Curva espectral da vegetação em refletância aparente (sem correção) e refletância de superfície (com correção), extraída da banda 3 da imagem de 18/10/1986 do satélite Landsat 5/TM. Os valores nas bandas 4, 5 e 7 estão em refletância aparente.

De acordo com Mather (2004) a atmosfera é um sistema dinâmico e complexo, e métodos baseados em dados da própria imagem, como o método de subtração do pixel escuro desenvolvido por Chavez (1996), simplesmente estimam a contribuição que o espalhamento da atmosfera tem na radiância de um pixel. No entanto, Song *et al.* (2001) compararam diferentes métodos de correção atmosférica e avaliaram seus efeitos na acurácia da classificação e da detecção de mudanças. Os autores concluíram que o método de subtração do pixel escuro apresentou um ótimo resultado na correção da influência atmosférica, sem afetar posteriormente a acurácia da detecção de mudança. Pax-Lenney *et al.* (2001) também acharam bons resultados na aplicação dos modelos do Chavez (1988, 1996), na correção atmosférica de imagens Landsat TM.

Song *et al.* (2001) afirmam ainda que para uma boa detecção de mudança o mais importante é assegurar que a radiometria das imagens esteja numa mesma escala relativa, não importando se os dados estão em refletância aparente ou de superfície.

A metodologia adotada para a escolha do alvo escuro ocasionou em uma super-correção dos efeitos atmosféricos da banda 3 da imagem de 1986. Os maiores erros foram registrados em alvos de água sem sedimento. No entanto, para a vegetação e o solo exposto o erro registrado foi muito pequeno em relação à escala do sinal desses alvos. Visto que o alvo principal de estudo é a vegetação, e as análises foram feitas baseadas em uma máscara das áreas vegetadas, esses erros na correção atmosférica não afetaram o resultado final do estudo.

5.1.3 Normalização radiométrica

O método de normalização radiométrica aplicado nas imagens multitemporais foi avaliado por meio de novos polígonos de alvos claros e escuros, diferentes dos selecionados para o pré-processamento, utilizados para a validação da técnica. Foi seguida a mesma metodologia e critérios aplicados na seleção dos alvos utilizados no pré-processamento. As novas médias coletadas nas imagens normalizadas foram comparadas com as novas médias coletadas na imagem utilizada como referência, e nas imagens antes de serem normalizadas (figuras 23 e 24).

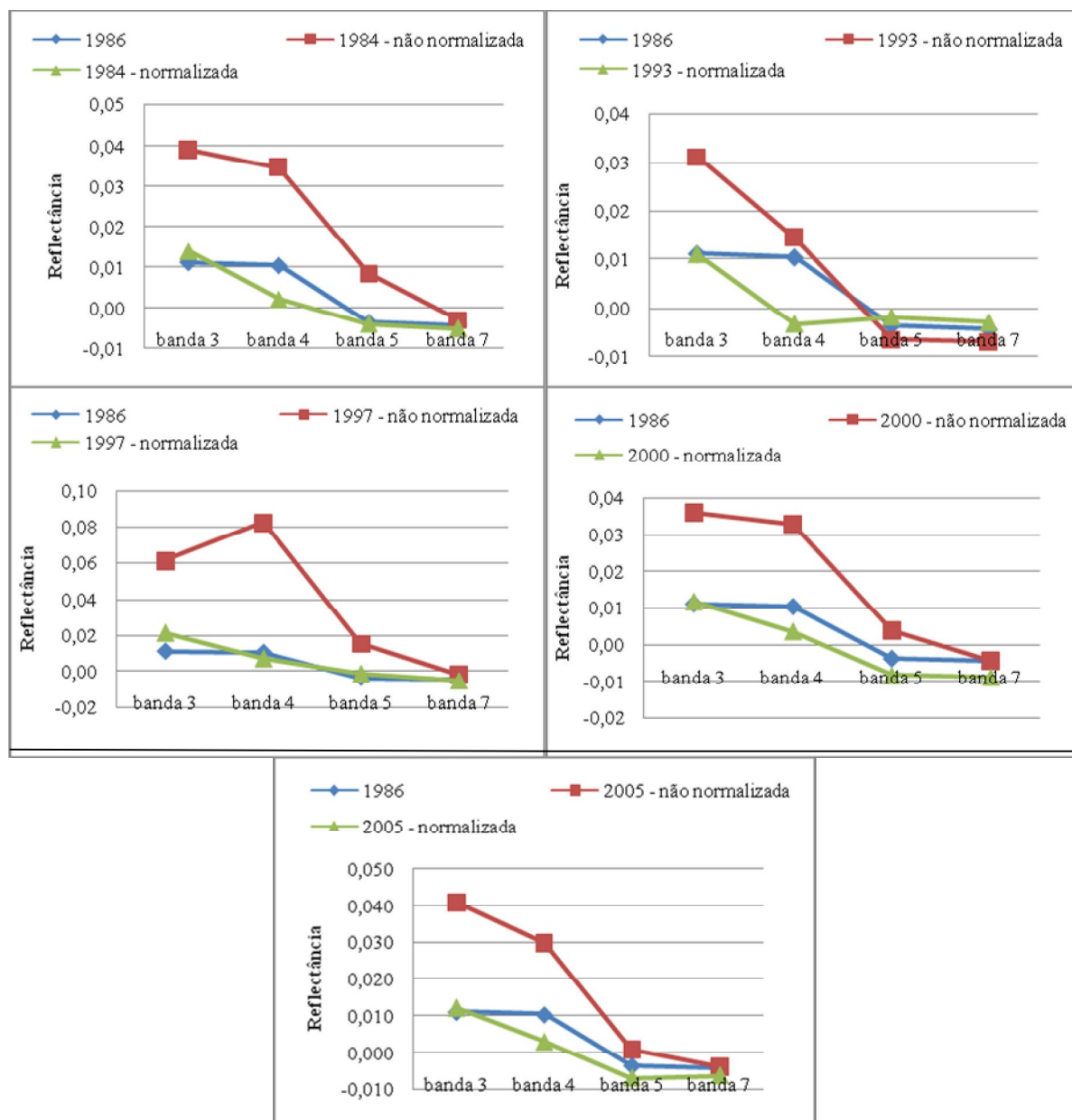


Figura 23: Gráficos de dispersão dos valores médios dos alvos escuros selecionados para verificação do resultado da normalização radiométrica das imagens.

A figura 23 mostra que, após a normalização radiométrica, a curva espectral dos alvos escuros foi alterada, principalmente para a banda 4. A utilização de um alvo claro diferente para a banda 4 (na banda 4 foi utilizado vegetação jovem, para as demais bandas foi utilizado solo exposto argiloso e seco) pode ter ocasionado essa alteração na curva espectral. O desempenho da normalização também não se mostrou uniforme para todas as bandas.

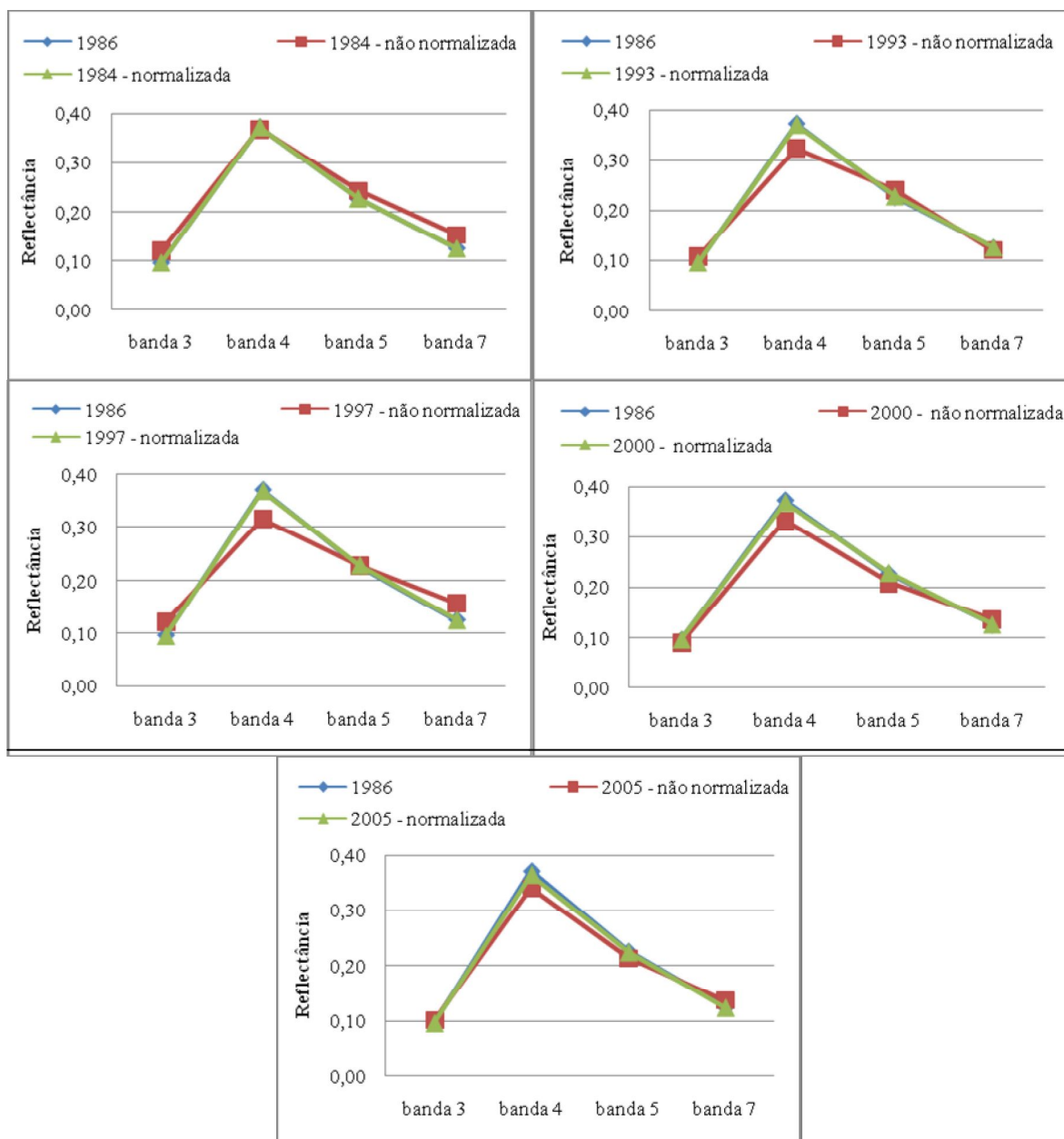


Figura 24: Gráficos de dispersão dos valores médios dos alvos claros selecionados para verificação do resultado da normalização radiométrica das imagens.

Os alvos claros apresentaram um bom ajuste em relação à imagem base. No entanto, analisando o conjunto dos resultados, a normalização radiométrica aplicada entre as imagens não apresentou um bom desempenho.

Elvidge *et al.* (1995) afirmam que métodos de normalização radiométrica que utilizam regressões simples apresentam uma aplicação bem sucedida quando são utilizados pares de imagens que não contenham *outliers* estatísticos, ou seja, alvos presentes em apenas uma das cenas, como por exemplo, nuvens. Afirmam ainda que essa metodologia deva ser aplicada em imagens onde a vegetação se encontra em um estágio de crescimento e fenologia comparáveis.

Yuan e Elvidge (1996) compararam vários métodos de normalização radiométrica relativa em imagens do sensor MSS do satélite Landsat. Os autores afirmam que nuvens e sombras de nuvens, que nunca estão no mesmo lugar entre uma data e outra, tendem a confundir métodos que utilizam a cena inteira para a escolha dos alvos como o diagrama de Kauth-Thomas (Hall *et al.*, 1991), ou a escolha de alvos pseudo-invariantes (Schott *et al.*, 1988; Salvaggio, 1993).

A normalização radiométrica aplicada na seqüência multitemporal utilizada nesse estudo pode ser melhorada, tanto por meio de uma nova escolha de alvos claros e escuros invariantes como também testando outras metodologias, a fim de se obter um resultado mais acurado.

A escassez de objetos escuros na cena estudada e a não utilização das bandas 1 e 2, que poderiam ter auxiliado na visualização de corpos de água sem sedimento, ocasionou na escolha de “falsos” alvos escuros. Esses diferentes padrões espectrais obtidos após a normalização radiométrica, principalmente para a banda 4, podem interferir na qualidade do resultado das imagens índice de vegetação (AFRI_{2,1} e NDVI).

Apesar de Song *et al.* (2001) afirmarem que a utilização da técnica de detecção de mudanças requer uma boa normalização radiométrica entre as imagens, os erros ocasionados pela técnica não alteraram o mapa da dinâmica geomorfológica fluvial, nem a contabilização das áreas de erosão e sedimentação, já que esses dados foram conferidos visualmente. No entanto, os erros apresentados pela técnica utilizada inviabilizam a automatização da metodologia.

5.2 Técnicas de processamentos das imagens

5.2.1 Imagens índice de vegetação *Aerosol Free Vegetation Index* – AFRI

Neste trabalho, as imagens AFRI_{2,1} geradas a partir de dados do sensor TM do Landsat apresentaram valores positivos e negativos de uma amplitude muito grande, mas isso ocorreu devido a presença de alguns poucos pixels de ruído na imagem. A grande maioria dos pixels se concentrou entre os valores de -3 a +3. Foram coletados polígonos de quatro alvos característicos na cena e seus valores na imagem AFRI foram extraídos. Áreas de vegetação e água apresentaram valores muito parecidos, diferenciando dos valores de solo encontrados na imagem AFRI_{2,1} da mesma data (tabela 8).

Tabela 8: Valores de AFRI encontrados na imagem gerada a partir da cena da data de 24/08/1984 do satélite Landsat 5TM

Identificador	Objeto	Valor mínimo	Valor máximo	Média
0	toda a cena	-126,1431	71,5243	0,8706
1	água branca	0,8059	1,0475	0,9174
2	vegetação	0,8588	0,9297	0,8906
3	solo	0,4154	0,4611	0,4399
4	água com sedimento decantado	0,6492	1,2739	0,9042

O $AFRI_{2,1}$ utiliza os dados das bandas 4 e 7, do Landsat 5/TM. A vegetação verde sadia apresenta valores muito altos na banda 4 e valores muito baixos na banda 7. A água com sedimentos apresenta valores baixos nas duas bandas, só que como o $AFRI_{2,1}$ é um índice de razão entre bandas essa diferença de valores se anula na equação, e os dois objetos (vegetação e água com sedimentos), que apresentam valores tão diferentes nas duas bandas, acabam ficando com valores de índice $AFRI_{2,1}$ parecidos. Foram obtidos valores aproximados para a refletância de áreas de vegetação e água com sedimentos, obtidas da imagem Landsat 5 TM de 24/09/1984, para ilustrar o que ocorre com o índice $AFRI_{2,1}$. Por exemplo, na tabela 9 estão os valores de refletância e os valores de AFRI baseado na refletância média em áreas de vegetação, solo e água branca:

Tabela 9: Valores aproximados de refletância de áreas de vegetação solo e água branca da região de Mamirauá, obtidos da imagem Landsat TM5 de 24/09/1984.

Objeto	Refletância na banda 4	Refletância na banda 7	AFRI
vegetação	0,4	0,05	0,88
solo	0,25	0,2	0,43
água	0,05	0,005	0,90

Temos os valores de $AFRI_{2,1}$ para a vegetação de 0,88, para a água branca de 0,90 e para o solo exposto de 0,43. Então, somente a utilização das imagens $AFRI_{2,1}$ não é suficiente para a criação de máscaras vegetação e não-vegetação, como já explicado no item 4.3.3.1.1. É preciso levar em consideração também que os erros detectados na normalização radiométrica

podem ter interferido nos valores da imagem AFRI_{2,1}, visto que a banda 4 apresentou grandes alterações da curva espectral para alvos escuros.

5.2.2 Detecção de mudanças por subtração de imagens índice de vegetação

A detecção de mudança permitiu separar as duas áreas de interesse do trabalho, erosões e sedimentações (figura 25). Os pixels concentraram-se em três amplitudes de valores bem distintos uns dos outros, os valores das áreas de não mudança foram próximos de zero. O limiar escolhido (1 desvio padrão) foi suficiente para isolar as áreas de erosão (abaixo da média) das áreas de sedimentação (acima da média).

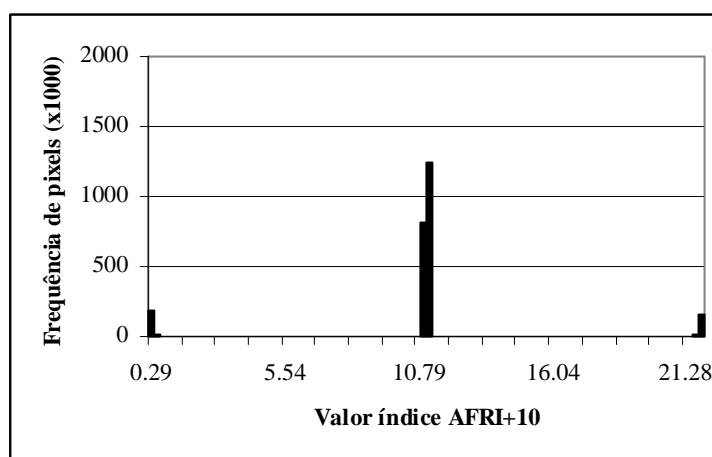


Figura 25: Distribuição e frequência dos pixels da imagem mudança.

Alguns erros foram observados na técnica de detecção de mudanças por subtração de imagens. Por exemplo, a margem direita do rio Solimões é ocupada por comunidades ribeirinhas dos municípios de Tefé e Alvarães, que utilizam, entre outras, práticas agrosilvipastoris. Pequenas áreas desmatadas de uma data para a outra foram detectadas e classificadas como erosão. Assim como pequenas regiões com características de solo exposto em uma cena e vegetação na cena seguinte, foram classificadas como sedimentação (figura 26). Essas são áreas pequenas (a maior mancha não passa de 6 ha), em relação à escala de trabalho do estudo. No entanto, esta pode ser uma importante fonte de erro em outras áreas de várzea mais densamente povoadas, ou na realização de um estudo mais minucioso de áreas erodidas e sedimentadas.

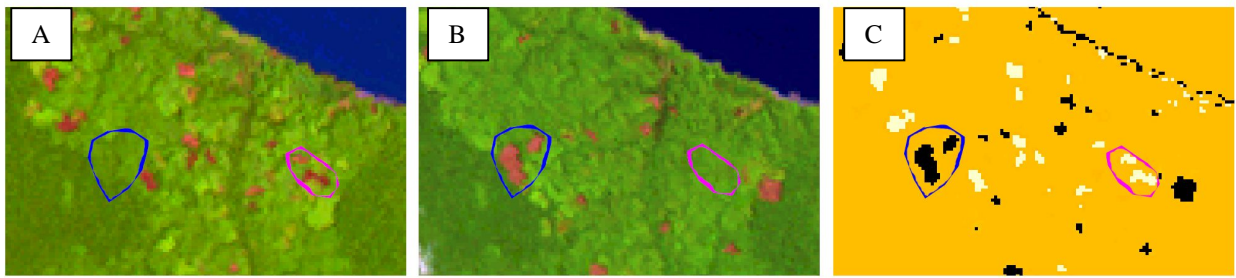


Figura 26: Composição RGB543 de imagens Landsat de 25/11/2000 (A) e 04/09/2005 (B) e imagem mudança entre 2000 e 2005 (C). Em A e B, o círculo azul ressalta as áreas que eram vegetação (A) e foram desmatadas para pasto (B) e classificadas como erosão, e o círculo rosa ressalta as áreas desmatadas (A) que viraram vegetação (B) classificadas como sedimentação. Em C as áreas pretas representam áreas classificadas como erosão, bege representa áreas classificadas como sedimentação e laranja representa áreas classificadas como não mudança.

Outras pequenas áreas de mudança nas margens de lagos, canais e paranás também foram captadas pela técnica de detecção e mapeadas como áreas de erosão e sedimentação (figura 27).

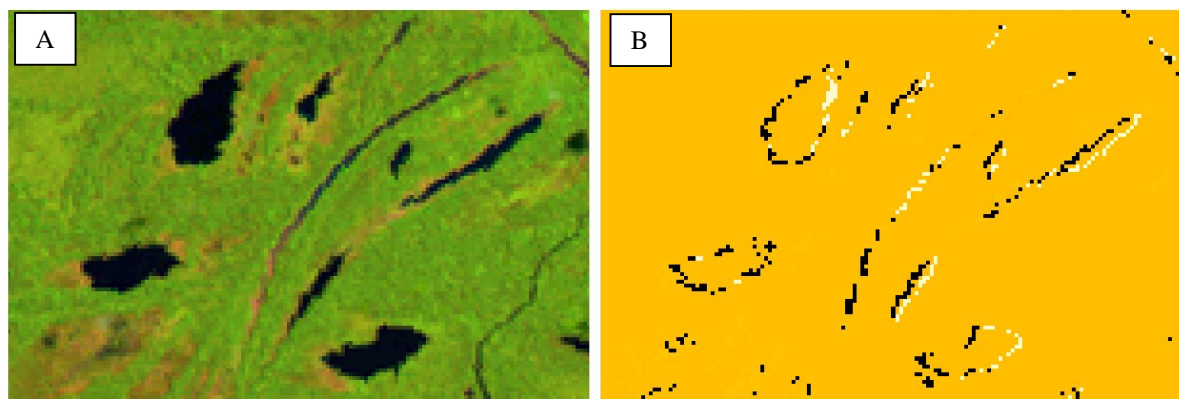


Figura 27: Diferenças de inundação entre as imagens foram mapeadas como áreas erodidas ou sedimentadas. Em A, imagem Landsat 5/TM de 04/09/2005, composição RGB543. Em B, imagem mudança entre 2000 e 2005. Em B, a cor laranja representa a área de não mudança, preto as áreas classificadas como erosão e bege áreas classificadas como sedimentação.

Essas diferenças nas margens dos corpos de água podem ser atribuídas a três fatores principais. O primeiro deles é a diferença na cota de inundação das imagens, que chega a ser quase 5 m entre as cenas de 2000 e 2005 (ver tabela 1). Essa diferença influencia tanto a determinação de limites das margens dos corpos de água, como da vegetação ao redor dos mesmos. O segundo fator são porções de vegetação seca ao redor dos lagos que apresentam cores avermelhadas, semelhantes ao solo exposto, em uma data e que na data subsequente recuperam o vigor, indicando vegetação sadia. Essas áreas são captadas na detecção de mudança como áreas erodidas/sedimentadas.

O terceiro fator a ser considerado são erros no georreferenciamento das imagens. Apesar de apresentarem RMS menores que 6 m entre as datas, este erro é uma média para toda a cena, e partes da imagem podem conter erros maiores. A sobreposição de pixels que representam objetos diferentes entre uma cena e outra pode ser captada como uma mudança. Por exemplo, o limite das margens dos corpos de água, com pixels de vegetação ao lado de pixels de água.

As diferenças apontadas nos parágrafos anteriores causaram a inclusão de algumas áreas na imagem diferença que não eram de interesse do estudo. Essas áreas são pequenas em tamanho, mas em grande quantidade. As áreas de grandes mudanças, aqui consideradas como áreas superiores a 10 ha, foram captadas adequadamente (figura 28).

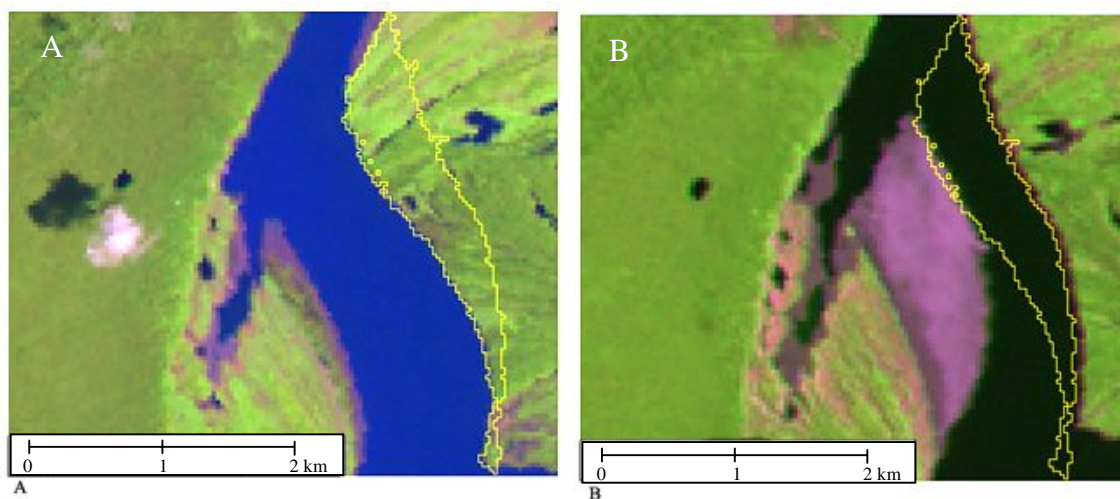


Figura 28: Imagens Landsat TM5 composição RGB-543 do ano de 2000 (em A) e 2005 (em B), mostrando grande porção de área erodida (contorno amarelo).

Como o objetivo do trabalho foi mapear grandes áreas de mudança do canal, as pequenas áreas mapeadas erroneamente foram excluídas das imagens diferença por meio da aplicação de um filtro de área. Todos os grupos de pixels contíguos classificados como sedimentação ou erosão, mas com áreas menores do que 10 ha foram reclassificados como não-mudança.

Outros trabalhos realizados com técnicas de detecção de mudanças também registraram erros semelhantes nas imagens diferenças resultantes dos procedimentos. Nelson (1983) e Graça (2004) não obtiveram bons resultados utilizando a técnica de detecção de mudanças por subtração de imagens índice de vegetação, para monitoramento de áreas de floresta na Amazônia. Eles também realizaram correções manuais nas classificações finais. No entanto, Carvalho *et al.* (2005) compararam duas técnicas de detecção de mudanças por

subtração de imagens e obtiveram bons resultados. Oliveira *et al.* (2003) testaram diversas técnicas de detecção de mudanças por subtração de imagens, entre elas subtração por limiar da banda 5, e obtiveram bom resultado, ressaltando ainda a facilidade e simplicidade do método. Alves *et al.* (1998) aplicaram a mesma técnica, utilizando subtração por limiar na banda 5, em estudo realizado na região amazônica para detectar evoluções no desmatamento entre duas datas, também obtendo resultados satisfatórios.

A técnica de detecção de mudanças por subtração de imagens AFRI mostrou-se extremamente sensível a pequenas diferenças entre as imagens, como descrito por Crosta (1992), sendo necessário realizar algumas correções nas imagens das áreas erodidas e sedimentadas. Devido a esses fatores é possível chegar a duas conclusões: (1) levando em consideração que foi possível realizar o objetivo principal do trabalho, mapeamento de áreas de erosão e sedimentação, neste ponto a técnica foi considerada satisfatória. No entanto, (2) levando em consideração a alta quantidade de polígonos mapeados erroneamente e a necessidade de correção na imagem final, a técnica pode ser considerada insatisfatória. A necessidade de correções também não permite confiar no resultado gerado somente pela técnica, sem a verificação do que foi mapeado como mudança, inviabilizando a automatização da metodologia no caso de um estudo em maior escala.

É possível que, utilizando outras metodologias, mesmo outros tipos de técnicas de detecção de mudanças, seja possível identificar essas áreas sem a necessidade de tantos ajustes, utilizando outras técnicas que não sejam tão influenciadas por pequenas mudanças.

5.3 Evolução e dinâmica da paisagem da RDSM de 1984 a 2005

5.3.1 Mapeamento de áreas erodidas e sedimentadas e relação com os dados fluviométricos

As áreas onde ocorreram processos de erosão e sedimentação na RDSM nos cinco períodos estudados estão apresentadas na tabela 10. Áreas de não mudança foram consideradas aquelas que permaneceram sob a mesma classe determinada na primeira imagem de 1984 (que foram somente duas: vegetação ou não vegetação – item 4.3.3.1.1) durante todo o período estudado. As áreas de mudança foram consideradas aquelas que alteraram sua classe inicial pelo menos uma vez em algum momento do período total avaliado.

Tabela 10: Na primeira coluna o total de áreas que não sofreram mudanças, na coluna do meio, a sedimentação, a erosão e o total de áreas que sofreram mudança de estado (sedimentação + erosão); e na última coluna o total da área de estudo. Dados por período e em hectares.

	não mudança	sedimentação	erosão	total (área de estudo)
		mudança		
1984 a 1986 total	151.526	782	724	153.032
		1.506		
1986 a 1993 total	148.349	2.509	2.174	153.032
		4.683		
1993 a 1997 total	151.124	866	1.042	153.032
		1.908		
1997 a 2000 total	150.982	1.249	801	153.032
		2.050		
2000 a 2005 total	150.498	1.109	1.425	153.032
		2.534		

Em vinte e um anos, pelo menos 12.025 ha da região de estudo mudaram seu estado inicial de classificação (vegetação ou não vegetação) pelo menos uma vez, o que corresponde a 7,9% da área de interesse (veja figura 9 para a extensão da área de interesse). Na verdade, esse valor pode ser um pouco maior, pois áreas contíguas de mudança menores de 10 ha foram desconsideradas. Nos intervalos de tempo maiores entre duas datas consecutivas, um pixel pode trocar de estado duas vezes e ser contabilizado como não-mudança. No entanto, essas áreas representam menos de 1% da área de interesse do estudo (como discutido no item 5.3.4). As mudanças ocorrem por meio da erosão e sedimentação de áreas ao longo do canal (Kaliolla *et al.*, 1991; Mertes *et al.* 1996; Sioli, 1984; Sternberg, 1998). Os grandes rios que apresentam suas cabeceiras nas montanhas Andinas, ricos em sedimentos em suspensão (Irion, 1984; Sioli, 1976) promovem rápidas mudanças temporais e espaciais, à medida que os processos de erosão e deposição de sedimentos destroem e recriam as formas fluviais (Christofolletti, 1981; Kaliolla *et al.*, 1991; Sioli, 1984).

Em relação ao total da área de mudança, as taxas de sedimentação e erosão durante os vinte e um anos de estudo foram bem balanceadas (figura 29). Áreas de sedimentação representaram 51,4% da área de mudança. As áreas de erosão representaram 48,6% do total das áreas que mudaram no período entre 1984 e 2005, indicando uma clara compensação no saldo final do período.

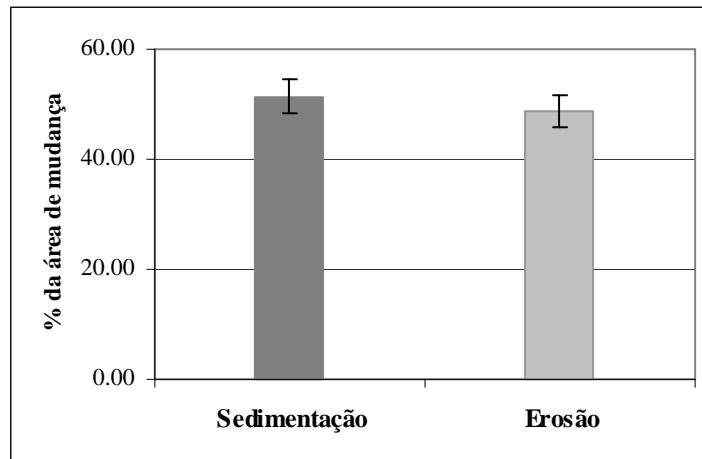


Figura 29: Porcentagem que as áreas sedimentadas e erodidas representam do total de áreas contabilizadas como mudança.

As taxas anualizadas de erosão e sedimentação por período avaliado também mostraram valores aproximados, exceto pelo período de 1997 a 2000, onde a taxa de sedimentação foi consideravelmente maior que a taxa de erosão (figura 30). No entanto, a diferença entre as taxas não implica que os volumes de sedimentação excederam os de erosão, ou o contrário, pois o mapeamento não incorporou diferenças na elevação entre áreas novas sedimentadas e os bancos erodidos, ou a deposição de sedimentos em antigas superfícies da floresta alagada, sendo mapeadas apenas as deposições por acréscimo lateral nas margens do canal.

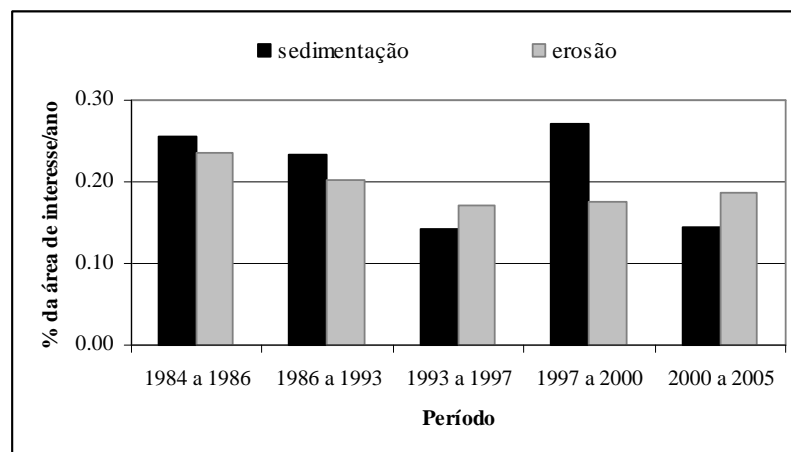


Figura 30: Porcentagem anual de áreas de mudança sedimentadas e erodidas em cada período.

A média anual de erosão foi de 294 ha, e a média anual de sedimentação foi de 310 ha. Somente para o trecho do rio Solimões, com cerca de 140 km e uma área total de aproximadamente 75.973 ha (ver figura 16 na metodologia), uma média de 168 ha/ano foram erodidos e 194 ha/ano foram depositados, tanto em forma de cordões marginais convexos

(barras de pontal) como em forma de ilhas fluviais. De acordo com a metodologia de mapeamento de áreas erodidas e sedimentadas utilizada (ver item 4.3.3.1.1 na metodologia), e com base em estudos sobre a sucessão da vegetação e a interação dessas com os sedimentos fluviais (Wittmann *et al.*, 2002; Wittmann *et al.*, 2004; Worbes *et al.*, 1992) pode-se afirmar que uma média 194 ha/ano de áreas depositadas no rio Solimões, e 310 ha/ano de áreas depositadas na área total do estudo, foram colonizadas pela vegetação primária, e possivelmente evoluirão para estágios florestais mais maduros. Kalliola *et al.* (1991) reportaram uma erosão anual de 260 ha para um trecho de 90 km do rio Ucayali (na Amazônia Peruana) em um período de quatro anos de avaliação, e 270 ha/ano de barreiras fluviais depositadas que se estabilizarão e serão colonizadas pela vegetação primária. As médias reportadas pelos autores mostram-se muito superiores as médias obtidas por esse estudo, principalmente levando em consideração a diferença no comprimento do trecho do canal e o período de tempo do estudo, o que já era esperado. Os rios entrelaçados originados nas montanhas andinas, desenvolvendo meandros a jusante, mostram-se extremamente dinâmicos, promovendo rápidas mudanças por meio da erosão e sedimentação. A dinâmica das florestas alagadas é mais complexa na alta bacia amazônica, caracterizada por uma série de processos de mudança na paisagem tectonicamente e fluvialmente induzidos (Sioli, 1984; Rasanen *et al.*, 1987; Salo e Rasanen, 1988; Kalliola *et al.*, 1991; Mertes *et al.*, 1996; Rossetti *et al.*, 2005).

As taxas de erosão e sedimentação medidas não apresentaram correlação significativa com nenhuma das variáveis fluviométricas analisadas (ver item 4.3.3.1.3 na metodologia). A taxa de erosão apresentou correlação com a cota máxima de inundação ao nível de 0,058 de significância. Conforme descrito por Sternberg (1998), na época da cheia, nos locais onde a corrente entra em contato com o banco, redemoinhos deslocam o sedimento da base dos terrenos aluviais até destruírem-na, provocando a erosão do banco (figura 31). Nas margens laterais do canal principal esse efeito tende a ser mais acentuado, pois a velocidade da corrente é maior por ser um local aberto, sem muitos impedimentos para o fluxo de água, como ilhas. Áreas de bacias de rompimento, localizadas transversalmente aos diques marginais, também podem ser erodidas com o escoamento de parte da vazante do canal (Christofoletti, 1981).

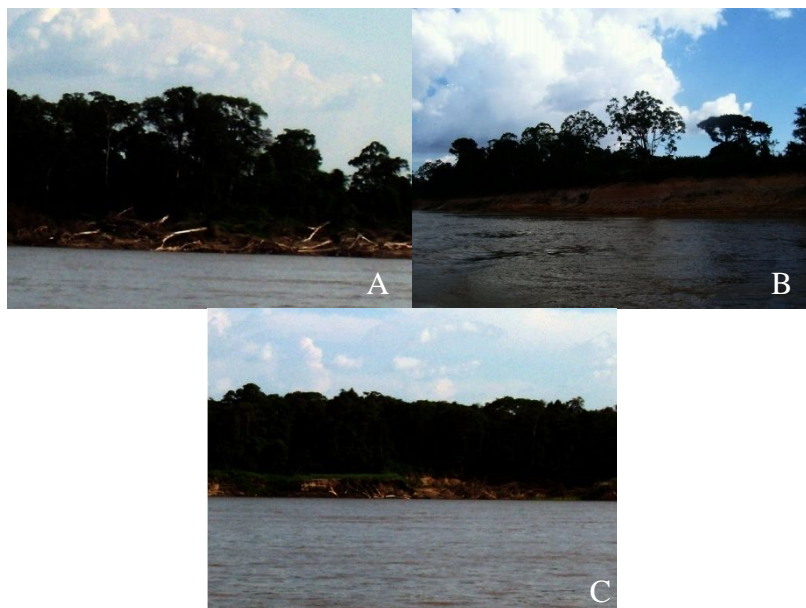


Figura 31: Erosão na margem dos rios Solimões (A e B) e na margem do rio Japurá (C), na área de estudo. Fotos: Peixoto, J.M.A.

É preciso levar em consideração que as condições de sedimentação, erosão e transporte de sedimentos são conseqüências de uma série de fatores físicos e químicos, como tamanho e forma das partículas, forma de escoamento, padrão do canal fluvial, velocidade da corrente, obstáculos presentes no leito, temperatura e viscosidade da água, declividade do leito, tipo e velocidade do fluxo de água entre outros, que se combinam diferentemente ao longo do perfil longitudinal do canal fluvial (Christofoletti, 1981; Dunne e Dietrich, 1982; Silva *et al.*, 2004). Esses fatores e suas diferentes combinações interferem no padrão de troca de sedimentos entre o canal fluvial e a floresta alagada.

As áreas que são erodidas e sedimentadas em cada trecho do canal envolvem diversos fatores atuantes não só no trecho avaliado, mas também a montante do canal. A maioria das conseqüências desses fatores não é observada imediatamente nas partes a jusante do canal. É necessário realizar um estudo mais complexo para poder detectar qual tipo de relação ocorre entre as taxas de sedimentação/erosão por trecho de canal e as diversas variáveis ambientais que influenciam esses eventos.

As taxas de deposição líquida anualizada foram calculadas dividindo-se a diferença entre as áreas de sedimentação e erosão pela área total de interesse, e dividindo pelo respectivo intervalo de tempo (anos) (equação 20):

$$(20) \text{ Taxa de deposição} = ((AS - AE / AI) / CI) * 100$$

Onde:

AS = área do período x contabilizada como sedimentação (hectares);

AE = área do período x contabilizada como erosão (hectares);

AI = área de interesse do estudo, ou seja, 153.032 ha;

CI = comprimento do intervalo de tempo em anos no período x.

Os valores negativos significam que a imagem seguinte apresentava menos áreas vegetadas do que a anterior (figura 32). O período de 1997 a 2000 foi o que mostrou maior diferença, representando um ganho de áreas vegetadas de um ano para o outro, como já observado na figura 30. Apenas dois períodos apresentaram valores negativos, 1986 a 1993 e 2000 a 2005. O período total estudado, de 1984 a 2005, apresentou um valor de 0,01%, indicando que ocorre ganho de 0,01% de áreas vegetadas por ano no contorno da RDSM.

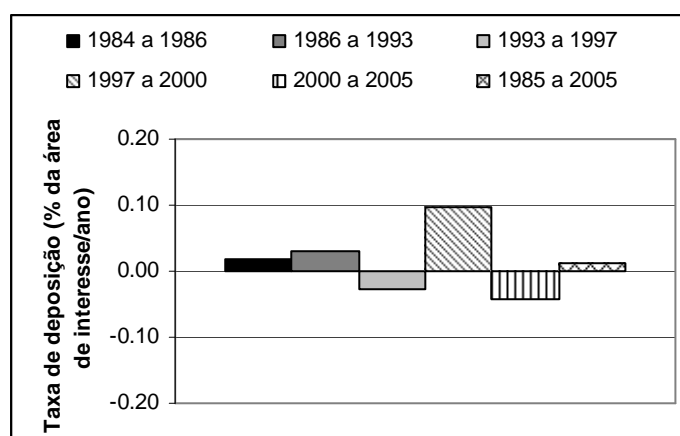


Figura 32: Taxa de deposição em % por ano em cada período e no tempo total estudado.

A figura 33 demonstra a mesma relação observada na figura 32, no entanto os valores foram gerados com os dados brutos de erosão e sedimentação, obtidos antes de realizada a aplicação do filtro de área e a correção manual nas imagens. Nota-se a grande diferença da amplitude de valores, principalmente no período de 1984 a 1986. Além de o valor ser negativo, ao contrário do observado para os valores reais na figura 32, mais de 99% dos pixels detectados como mudança nesse período estava classificado erroneamente. Essa diferença ratifica a conclusão de que a detecção de mudanças por imagem índice de vegetação AFRI_{2,1} realizada neste estudo não apresentou bom resultado.

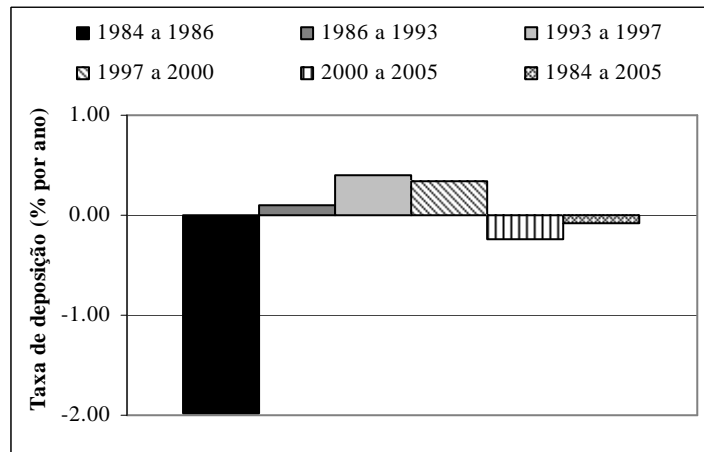


Figura 33: Valores de taxa de deposição obtidos com os dados brutos (antes de realizada a aplicação do filtro de área e correção manual) de erosão e sedimentação mapeada com a técnica de detecção de mudança por subtração de imagens índice de vegetação.

Os valores reais registrados para as taxas de deposição foram bem baixos (figura 32). Levando em consideração os erros no registro entre as imagens e a diferença entre as cotas de inundação em cada data, o valor de 0,01% obtido para o período total (1984 a 2005) pode estar incluído no erro do mapeamento das áreas. Para verificar a tendência de deposição ao longo do tempo, a relação entre o comprimento do intervalo de tempo e a taxa anual de deposição foi avaliada usando todos os pares de datas. Como o número de observações reais é baixo ($n = 5$), esse valor foi ampliado combinando-se diferentes datas dentro do período total (de 1984 a 2005), no intuito de obter um maior número de observações em diferentes intervalos de tempo (tabela 11). Os valores de sedimentação e erosão desses novos períodos foram recalculados com base nos valores reais já medidos. Embora existam trechos do canal que sofrem mais de uma mudança (erosão e sedimentação) em uma mesma porção de área, essas áreas contabilizaram menos de 1% da área de interesse do estudo (ver item 5.3.4 mais à frente). Como representam um valor muito pequeno, essas áreas de grande dinâmica de troca de estados não influenciam a contabilização dos processos de erosão e sedimentação entre dois ou mais períodos. Então, por exemplo, para o intervalo de tempo entre 1986 a 1997 foi feita a somatória das áreas erodidas e sedimentadas contabilizadas no período de 1986 a 1993 com as contabilizadas no período entre 1993 a 1997.

Tabela 11: Diferentes intervalos de tempo, ampliados com base nas observações reais obtidas e respectivas áreas de sedimentação, erosão e taxa de deposição anual. Os intervalos dentro da caixa azul são os períodos reais medidos. Os valores dentro da caixa verde são os períodos reconstruídos com base nos valores dos períodos da caixa azul. Esses valores foram utilizados na relação entre a taxa de deposição e o intervalo de tempo.

Tempo 1	Tempo 2	Comprimento do intervalo (anos)	Sedimentação o (hectares)	Erosão (hectares)	Taxa de deposição (% da área de interesse por ano)
1984	1986	2	782	724	0.02
1986	1993	7	2509	2174	0.03
1993	1997	4	866	1042	-0.03
1997	2000	3	1249	801	0.10
2000	2005	5	1109	1425	-0.04
1984	2005	21	6515	6166	0.01
1984	2000	16	5406	4741	0.03
1984	1997	13	4157	3940	0.01
1984	1993	9	3291	2898	0.03
1986	1997	11	3375	3216	0.01
1986	2000	14	4624	4017	0.03
1986	2005	19	5733	5442	0.01
1993	2000	7	2115	1843	0.03
1993	2005	12	3224	3268	0.00
1997	2005	8	2358	2226	0.01

A relação entre as taxas de deposição e o intervalo de tempo pode ser visualizada na figura 34. Isolando os dados em dois grupos de intervalos de tempo em intervalos menores (de 2 a 9 anos) e maiores (de 11 a 21 anos), avaliou-se a variância dos dados nos dois grupos. O grupo dos intervalos menores mostrou uma variância vinte vezes maior que o grupo dos intervalos maiores, respectivamente 0,002 e 0,0001. A variância da taxa líquida é muito baixa nos dois grupos, e tende para zero nos maiores intervalos. Isto sugere uma tendência de estabilização em torno de zero mudança líquida.

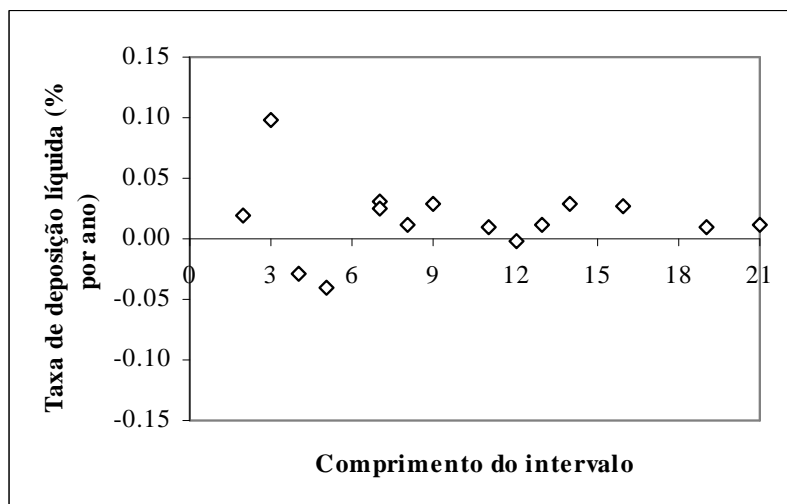


Figura 34: Taxa de deposição de sedimentos em relação ao comprimento do intervalo de tempo de estudo.

Para o cálculo do intervalo de confiança das médias das taxas de deposição nos dois grupos de intervalos de tempo (maiores e menores) foi aplicado um valor crítico de t de Student = 2,78. Esse valor corresponde a um intervalo de confiança de 95%, considerando quatro graus de liberdade, ou seja, $n = 5$, pois as quinze observações no gráfico da figura 32 são derivadas de apenas cinco observações independentes. A taxa média de deposição nos intervalos menores (de 2 a 9 anos) foi de 27 ha/ano, com um intervalo de confiança de -53 a 107 ha/ano. Para os intervalos de tempo maiores (de 11 a 21 anos) a taxa média de deposição foi de 21 ha/ano, com um intervalo de confiança de 0 a 41 ha/ano.

Embora os pontos do gráfico na figura 34 indiquem uma predominância à deposição líquida positiva em todos os comprimentos de intervalo de tempo, e a variância sugira uma estabilização ao longo de intervalos de tempo maiores, os intervalos de confiança foram muito amplos e incluem o valor zero em ambos os grupos. Portanto, por meio da metodologia utilizada neste estudo não foi possível inferir a ocorrência de perda ou ganho líquido de área ao longo dos anos. Em relação à escala de tempo geológico, vinte e um anos representam um período curto de tempo. É necessário um estudo com um intervalo de tempo mais amplo e um maior número de observações independentes para poder determinar alguma tendência.

5.3.2 Diferença entre as taxas de sedimentação e erosão entre os rios limitantes da área focal

As diferenças nas taxas de sedimentação e erosão entre os rios Solimões e Japurá foram avaliadas visualmente extraindo da área de interesse as duas partes que correspondem ao espelho de água e *buffer* de cada rio (veja figura 16 na metodologia). Foram extraídos os valores de áreas de mudança, sedimentação e erosão em cada uma destas duas áreas, considerando apenas as imagens de 1984 e 2005. Os valores foram reportados em forma de porcentagem da área total de interesse (153.032 ha). O rio Solimões apresentou taxas duas vezes maiores de mudança, sedimentação e erosão do que o rio Japurá (figuras 35, 36 e 37).

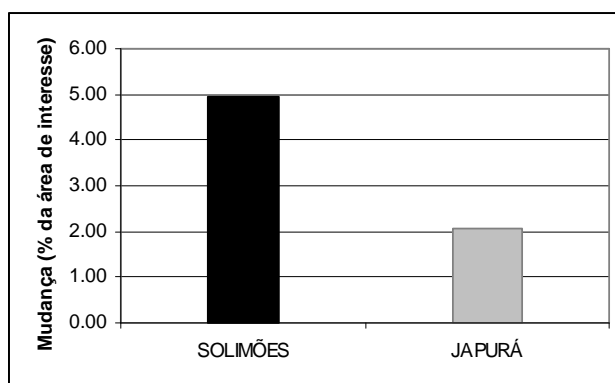


Figura 35: Porcentagens de áreas de mudança para os rios Solimões e Japurá, em relação à área de interesse.

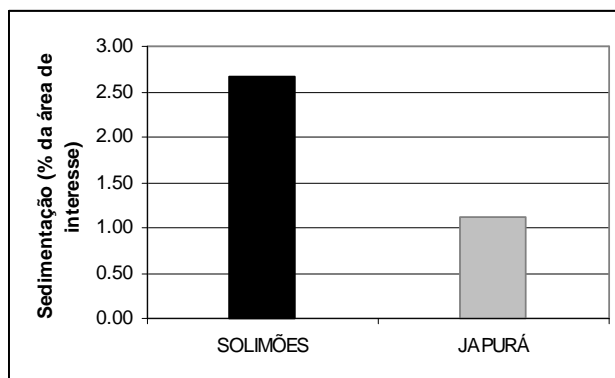


Figura 36: Porcentagens de áreas de sedimentação para os rios Solimões e Japurá, em relação à área de interesse.

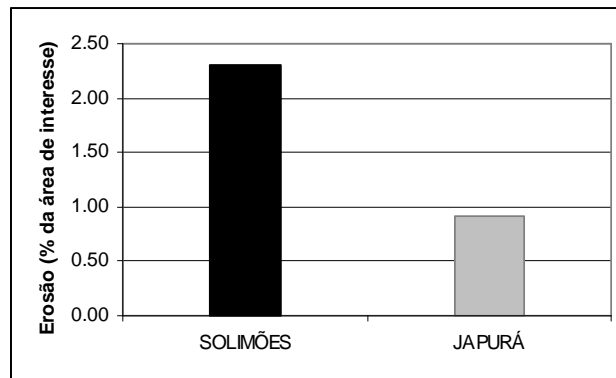


Figura 37: Porcentagens de áreas de erosão para os rios Solimões e Japurá, em relação à área de interesse.

O rio Solimões é um rio de água branca, pois apresenta considerável quantidade de argila e minerais em suspensão (Sioli, 1957). Os rios de água branca também são caracterizados pela alta instabilidade de seus leitos, modificados pela ação simultânea de sedimentação e erosão (figura 38). O rio Solimões tem sua cabeceira localizada em regiões montanhosas (montanhas Andinas), sujeita a elevada precipitação, onde a ação conjunta do intemperismo e erosão removem continuamente a superfície rochosa. As partículas sedimentares resultantes são transportadas para jusante do rio (IBGE, 1991; Irion, 1984; Sioli, 1984).

O rio Japurá também é um rio de água branca, porém, apresenta menor quantidade de sedimentos dissolvidos em suspensão, pois sua cabeceira é localizada em uma região onde os processos de precipitação e lixiviação são menos intensos (IBGE, 1991). A entrada de afluentes ligados ao rio Solimões que carregam parte dos sedimentos transportados por ele até o Japurá – como o paraná do Aranapu e o rio Auati-Paraná – aumentam a dinâmica de processos de sedimentação nesse rio (figura 39).

O alto rio Solimões percorre um longo trecho sobre rochas pertencentes à Formação Solimões, esta unidade geológica apresenta elevado volume de argila, com deposição de sedimentos a partir de sua suspensão em locais calmos e lacustres. A erosão desses depósitos resulta em elevada carga de sedimentos em suspensão no rio atual. No rio Japurá o volume de carga em suspensão é menor, pois ele não corta um longo trecho da Formação Solimões. Além disso, suas cabeceiras se localizam sobre rochas ígneas e metamórficas, que formam menos partículas de argila que as rochas básicas e ultrabásicas oriundas dos Andes.

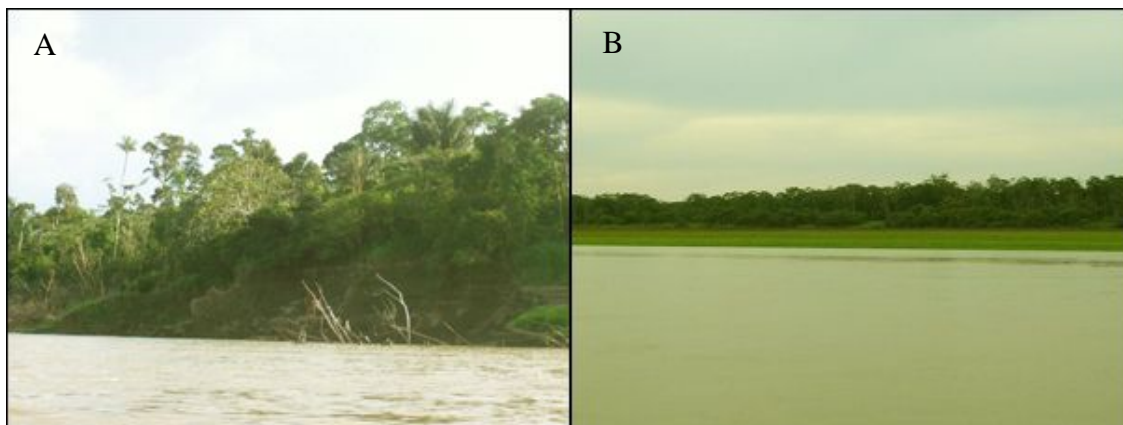


Figura 38: Aspecto morfológico da margem do rio Solimões, em trechos dominados por processos de erosão (A) e sedimentação (B).

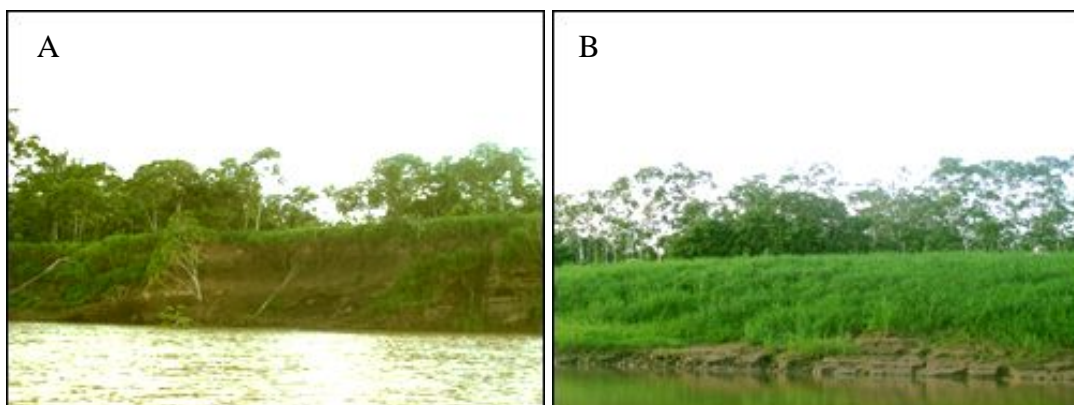


Figura 39: Aspecto morfológico da margem do rio Japurá, em trechos dominados por processos de erosão (A) e sedimentação (B).

5.3.3 Taxa de migração lateral e dinâmica de mudança do canal fluvial

Os valores de migração lateral do canal significam a porcentagem de área que mudou seu estado original durante os vinte e um anos de estudo. Estes valores foram calculados segundo Mertes *et al.* (1996) para um trecho do rio Solimões com cerca de 140 km de comprimento e área de 760 km². Foram utilizadas as mesmas imagens de mudança após limpeza manual, mas a área de estudo é apenas o espelho de água do rio Solimões, com um *buffer* de 3 km em cada margem. As porcentagens são maiores que aquelas reportadas acima, pois foram calculadas em relação à área do espelho de água, e não em relação a toda a área de estudo. Os valores encontrados para o rio Solimões nos cinco períodos estudados podem ser visualizados na figura 40.

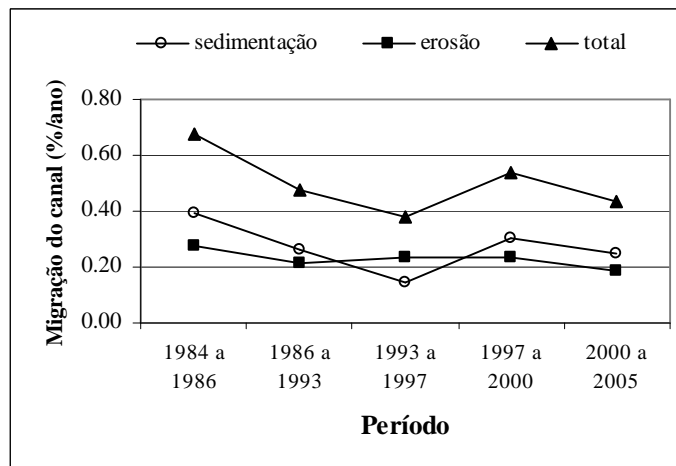


Figura 40: Taxas anuais de mudança do canal do rio Solimões no trecho da RDSM por período estudado.

No geral, as porcentagens de áreas sedimentadas foram maiores do que as erodidas, exceto no período de 1993 a 1997. No entanto, avaliando o comportamento líquido para o período completo (1984 a 2005) as porcentagens anualizadas de áreas erodidas e sedimentadas foram bem próximas (0,26% de áreas sedimentadas, 0,22% de áreas erodidas). A migração total do canal apresentou valores similares, exceto pelos períodos de 1984 a 1986 (0,67% ao ano). A taxa de migração líquida do canal do rio Solimões para os vinte e um anos de estudo foi de 0,48% da área do espelho de água por ano. Para um sistema em equilíbrio entre erosão e sedimentação, se espera uma tendência de queda da taxa de migração anualizada em intervalos de tempo maiores, mas essa queda não foi observada. A taxa para o intervalo de 21 anos foi similar à taxa nos intervalos menores. De acordo com os conhecimentos sobre os processos de divagação meândrica (Christofoletti, 1981) esses valores indicam que, anualmente, 0,48% do respectivo trecho do rio Solimões migra, tanto lateralmente como a jusante, devido a processos de erosão (0,22%) e sedimentação (0,26%). Avaliando-se visualmente, nota-se que a migração lateral do canal leva a migração das barras em pontal, semelhante ao estudo de Mertes *et al.* (1996), principalmente na porção noroeste da área (figura 41). As barras em pontal dos meandros são interceptadas por canais subsidiários (*chute*) e acabam migrando, dando origem a ilhas no meio do canal.

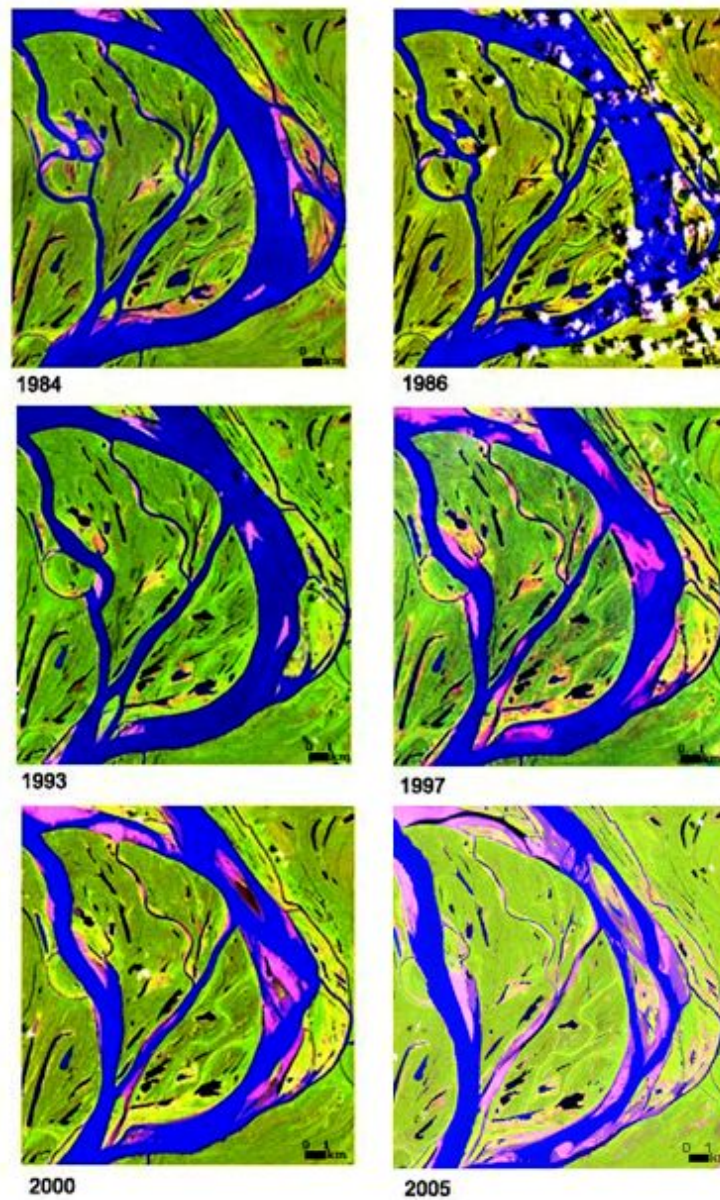


Figura 41: Migração lateral de barras em pontal ocorrida devido a migração lateral do canal, originando ilhas fluviais no trecho do rio Solimões próximo à confluência com o paraná do Aranapu. Coordenadas do canto inferior direito 2° 39' 3.32''S e 65° 15' 9.29''W.

Em outro trecho do paraná do Aranapu, uma parte da margem externa do meandro foi erodida. Na data seguinte surgiu uma ilha no meio do canal, forçando o fluxo de água a desviar em direção à margem externa à medida que ia ocorrendo deposição de sedimentos na ilha, no mesmo local onde havia sido erodida parte da antiga margem externa do canal (figura 42).

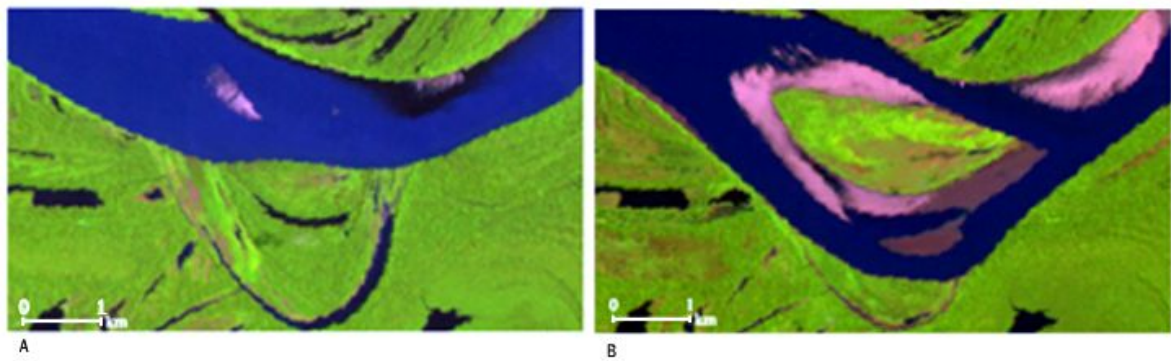


Figura 42: Formação de ilha fluvial por meio de desvio do canal. Em A imagem Landsat 5TM, composição RGB-543 de 1984. Em B, mesmo local em 2005 (coordenadas de canto inferior direito 2° 24'51''S e 65° 13' 00''W).

Salo e Kalliola (1991) citam que a ativa dinâmica fluvial nas planícies do Alto Amazonas assegura a abundância de florestas sucessionais ao longo das margens dos rios, e que a extensão da vegetação sucessional é uma função da taxa de migração lateral do canal, a qual varia ao longo e entre rios.

Mertes *et al.* (1996) mediram a magnitude de mudanças no canal do rio Solimões/Amazonas entre as cidades de Vargem Grande e Óbidos, durante os anos de 1971 a 1980. No geral, as taxas de erosão foram maiores que as taxas de sedimentação. No trecho correspondente a RDSM (cerca de 1300 km distante de Iquitos/Peru) a migração total do canal registrada por aqueles autores foi cerca de 1%, aproximadamente 0,5% maior que o valor obtido neste estudo para o mesmo trecho. No entanto, a somatória das áreas de nuvens e sombras de todas as datas avaliadas no presente estudo cobre mais de 50% da área total de estudo (ver tabela 1 na metodologia), sendo que grande parte dessas áreas está sobre as margens dos canais (ver figuras 9 e 16 na metodologia).

A dinâmica de mudança do canal foi avaliada visualmente, com base na imagem de dinâmica gerada por meio da metodologia descrita no item 4.3.3.3, e é apresentada na figura 43 (ver também tabela com descrição das seqüências no anexo). Cada cor representa uma seqüência de mudança nas seis datas de imagens, sendo considerados apenas três estados possíveis em cada imagem: não mudança, sedimentação e erosão.

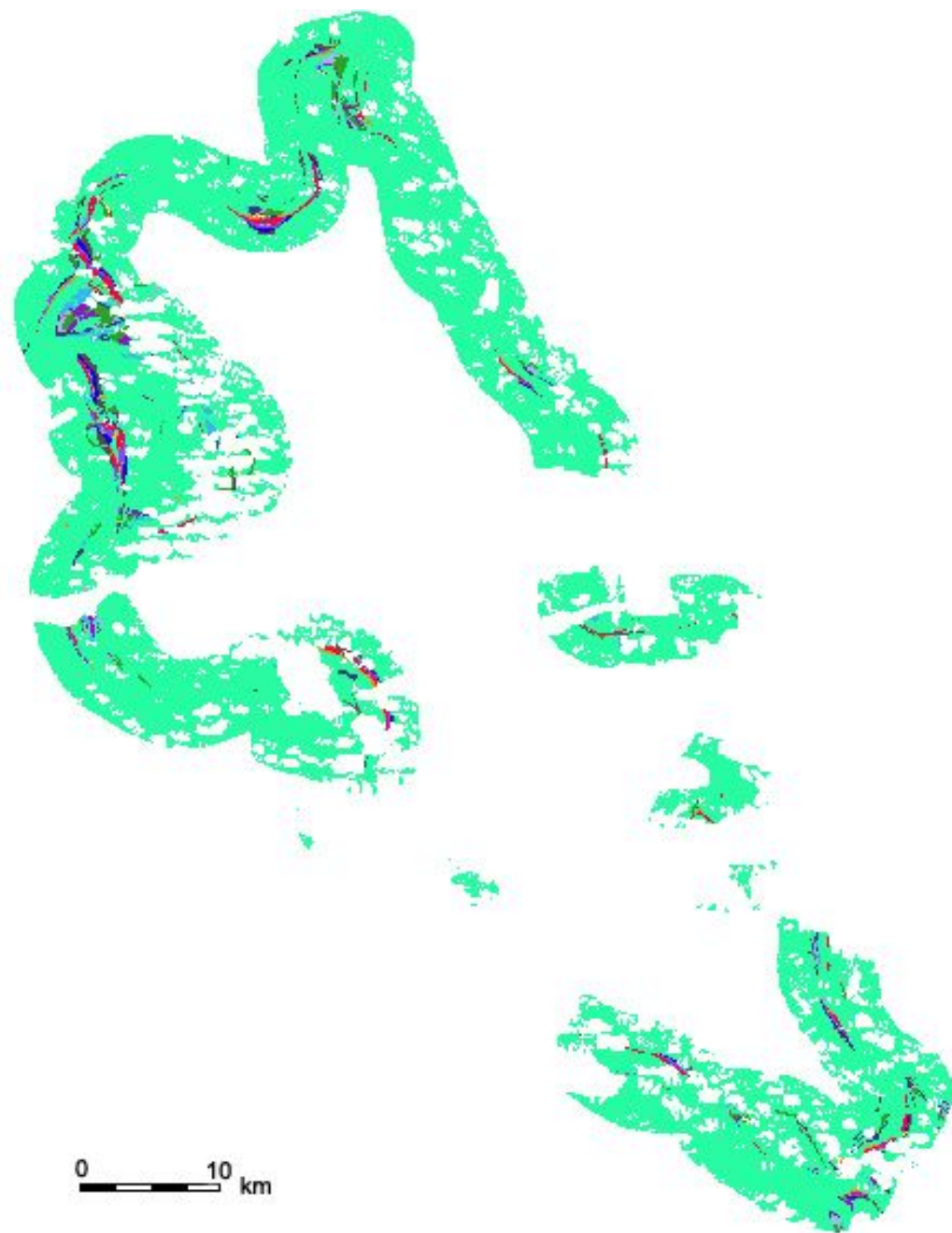


Figura 43: Imagem dinâmica de mudança. Cada cor representa uma seqüência de mudança, a cor verde clara representa a área de estudo, livre de nuvens e sombras (referente ao *buffer* de 3 km).

Foram mapeadas, ao todo, 31 seqüências diferentes de dinâmica de mudanças. Dessas, apenas 10 seqüências representavam mudanças em áreas acima de 4% da área total, e foram consideradas como seqüências mais freqüentes (mais extensas). O restante das seqüências ficou abaixo de 1% da área total trabalhada, e foram consideradas como seqüências menos freqüentes (menos extensas em área) (figura 44).

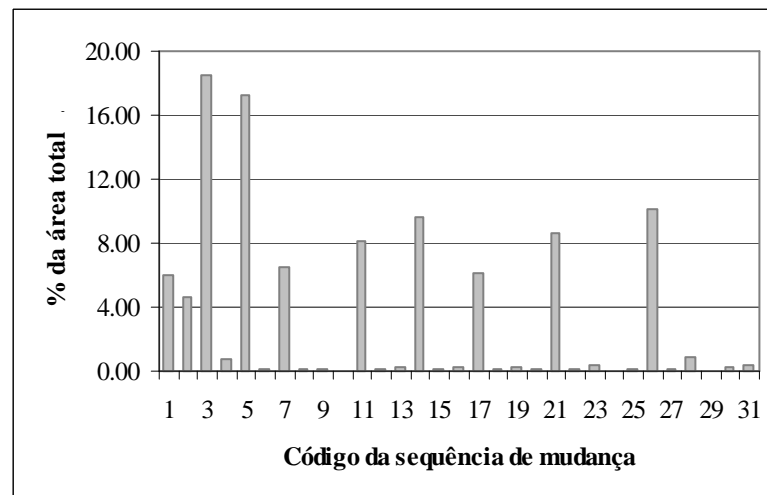


Figura 44: Porcentagem de área relativa à área total de cada seqüência de mudança mapeada. O código da seqüência representa cada uma das 31 seqüências diferentes que foram mapeadas.

A quantidade de mudanças em cada seqüência foi contabilizada como o número de vezes que o pixel mudou de estado, por exemplo, visualizando algumas seqüências ocorridas descritas na tabela 12.

Tabela 12: Algumas seqüências de mudanças (seqüências de processos) mapeadas, e o número de estados de mudança correspondente.

Código da seqüência	1984 a 1986	1986 a 1993	1993 a 1997	1997 a 2000	2000 a 2005	Mudanças de estado
1	S	NM	NM	NM	NM	1
2	NM	S	NM	NM	NM	1
3	E	NM	NM	NM	NM	1
4	NM	NM	E	NM	NM	1
5	S	NM	E	NM	NM	2
6	NM	S	E	NM	NM	2
7	S	E	S	NM	NM	3
8	S	E	NM	NM	S	3

Legenda: S = sedimentação; E = erosão; NM = não mudança

A contabilização das mudanças foi feita de acordo com o número de vezes que o pixel mudou de estado. Para tal foram examinadas as mudanças de processos entre intervalos de tempo. Quatro foram os tipos de mudanças de processo possíveis entre dois intervalos de tempo: NM para S, NM para E, S para E e E para S. De S ou E para NM não foi considerado como mudança, pois o pixel não deixou de pertencer ao estado anterior (onde estado = vegetado ou não vegetado). Por exemplo, considerando a seqüência 1, na imagem classificada

de 1984 determinado pixel pertencia ao estado de não-vegetação, e em 1986 passou para o estado de vegetação, então, na imagem mudança ele fica registrado como um processo S (sedimentação). Depois, na imagem de 1993, esse mesmo pixel continua classificado como vegetação. Seu estado não muda só que, na imagem mudança entre 1986 e 1993, ele vai ser registrado como um processo NM (não mudança).

Todas as seqüências determinadas como mais freqüentes (ocupam mais área) foram aquelas que mudaram de estado apenas uma vez. As seqüências determinadas como menos freqüentes foram as que mudaram de estado mais de uma vez (figura 45). A maior quantidade de mudanças registrada em uma seqüência foi de três vezes.

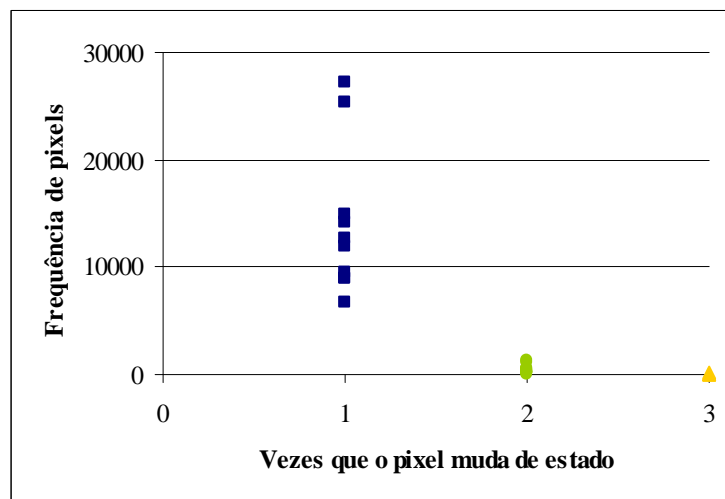


Figura 45: Frequência de pixels por quantidade de mudanças de estado. Cada ponto representa uma das 31 seqüências de mudança.

As seqüências menos freqüentes e que mudaram mais de uma vez de estado representam as áreas com três tipos de ocorrência: (1) áreas que foram classificadas como vegetação e não vegetação, mas cujo encobrimento/exposição deveu-se a diferenças na cota de inundação das imagens; (2) mudanças no uso do solo pelo homem (de áreas vegetadas para solo exposto) e na própria vegetação (locais cobertos por gramíneas que morrem na seca e aparentam espectralmente como sendo solo exposto); e (3) locais onde realmente ocorreu sedimentação, e posteriormente estes sedimentos foram erodidos.

Essas seqüências ocorreram tanto nas margens do canal (interna e externa) como em barras. A distribuição espacial das mudanças se concentrou na parte noroeste da área, na junção entre o rio Solimões e o paraná do Aranapu. Nessa rea nota-se o desenvolvimento do processo de migrao de um trecho do canal do paraná do Aranapu, no local onde parte das águas do rio Solimões é desviada e entra no paraná. reas previamente sedimentadas foram

posteriormente erodidas à medida que o canal migrou lateralmente (figura 46), redesenhando a curvatura do meandro.

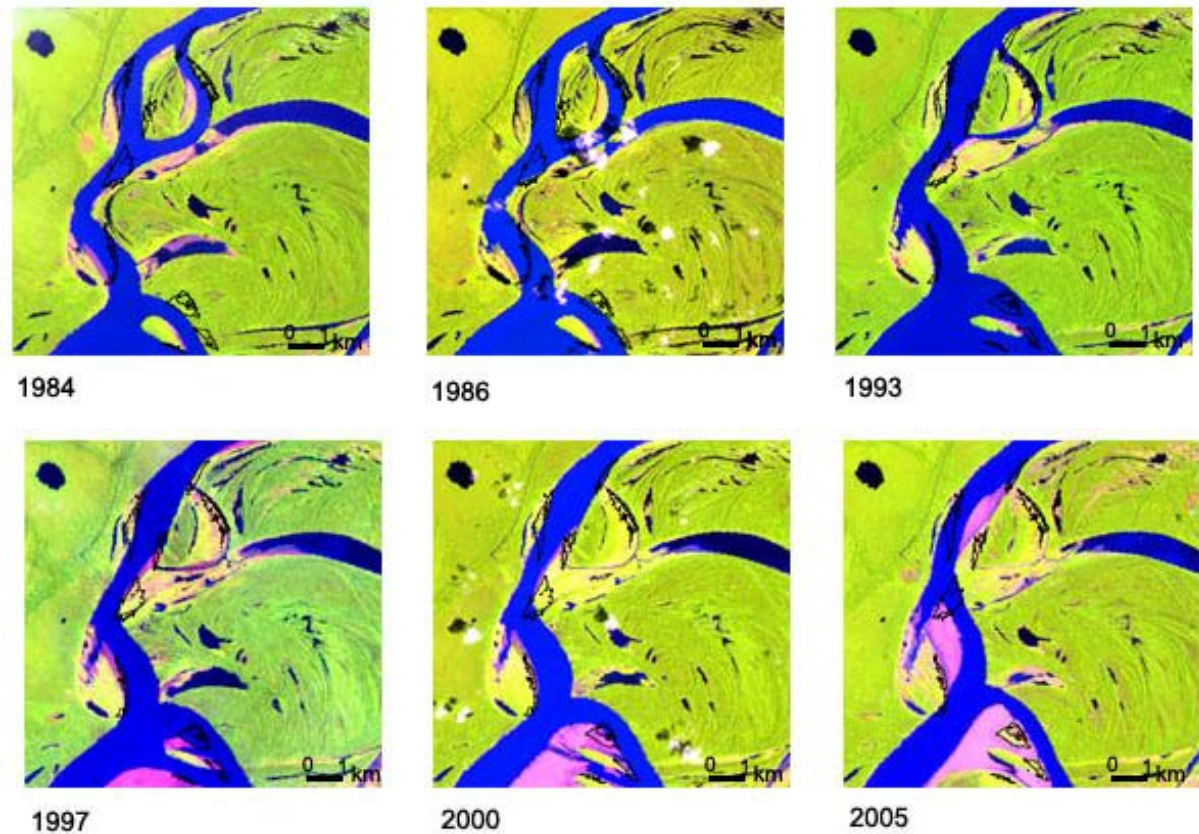


Figura 46: Landsat 5 RGB-543, mostrando a confluência entre o rio Solimões e o paraná do Aranapu. As linhas pretas indicam áreas de seqüências de mudanças que trocaram de estado mais de uma vez (menos freqüentes). Coordenadas do canto inferior direito 2° 27' 21.65''S e 65° 19' 43.79''W.

O paraná do Aranapu e suas junções com os rios Solimões e Japurá, foram os locais que concentraram a grande maioria das seqüências que mudaram mais de uma vez de estado. Partes do canal foram erodidas e posteriormente, nesse mesmo local, ocorreu sedimentação de novas áreas. O contrário também ocorreu, áreas sedimentadas em determinados trechos foram posteriormente erodidas, indicando que estas áreas têm alta dinâmica de troca de sedimentos.

As seqüências mais freqüentes e que mudaram somente uma vez de estado representam as áreas que foram sedimentadas ou erodidas em apenas um período estudado (ver anexo B). Apesar de grandes trechos dos rios Solimões e Japurá estarem sob a máscara de nuvens e sombras, aparentemente a distribuição das áreas que erodiram ou sedimentaram apenas uma vez concentraram-se nas porções norte e noroeste, mais especificamente nas áreas de confluência entre rios (figura 47).

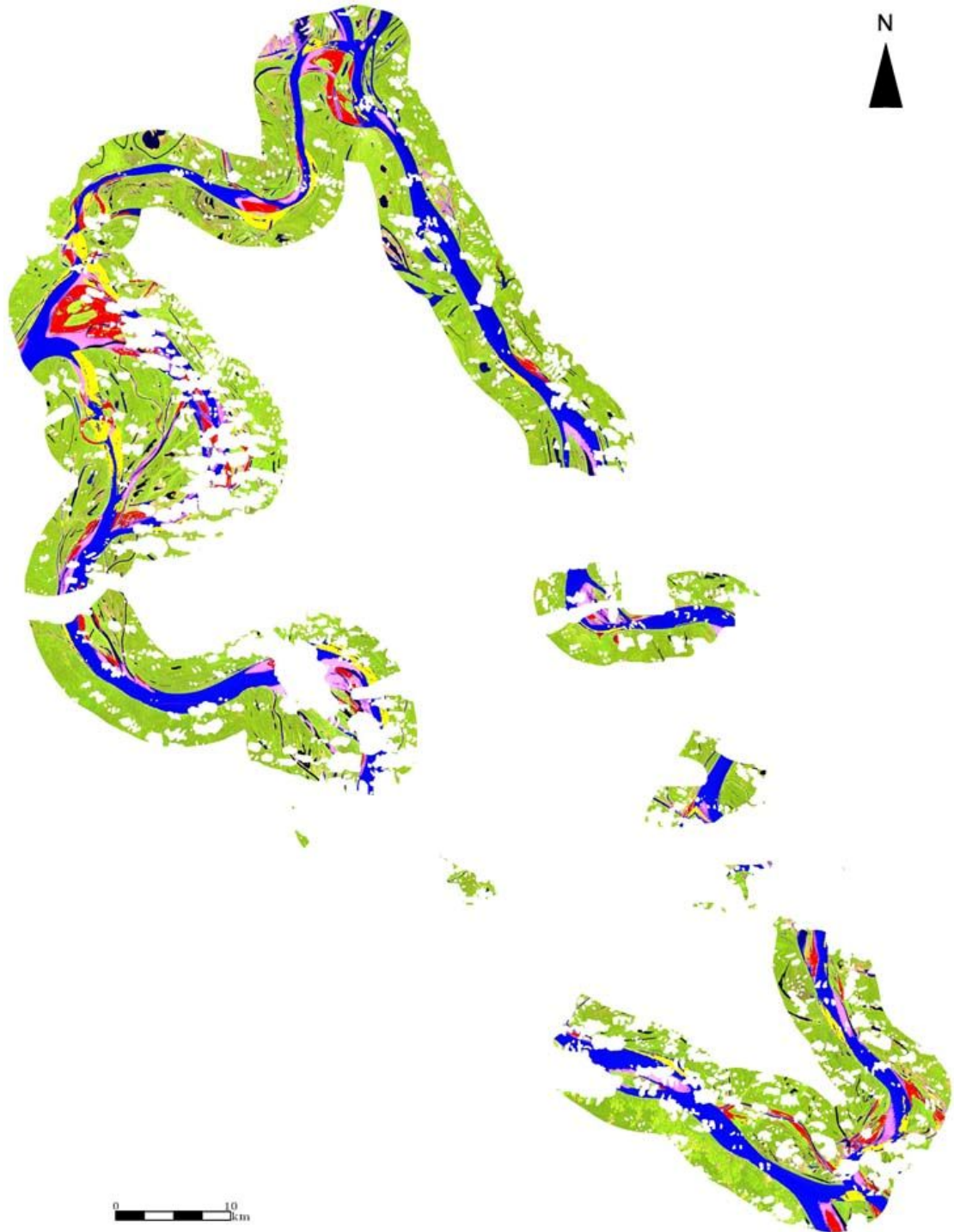


Figura 47: Imagem Landsat 5/TM, composição RGB-543 de 04/09/2005. Seqüências de mudanças mais freqüentes representadas por polígonos vermelhos (sedimentação) e amarelos (erosão). A área em branco representa a máscara de nuvens e sombras e área de não interesse.

A maioria dos locais onde ocorreu erosão foi nas margens do canal, e apresentaram formato de longas e grandes faixas erodidas (denominadas em inglês de *cut banks*), diferente das áreas onde ocorreu sedimentação, predominantemente em barras (figuras 47 e 48).

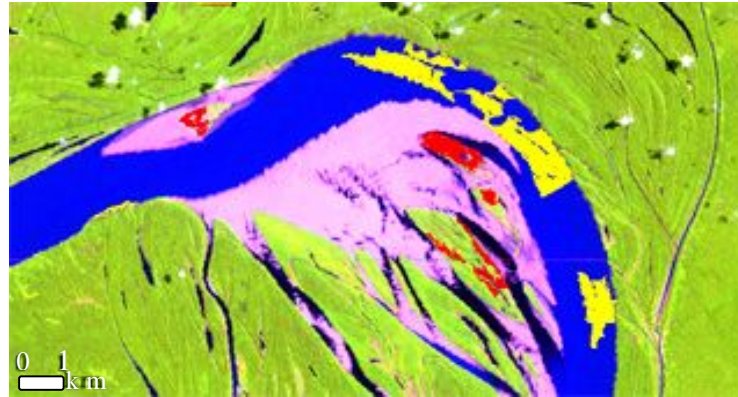


Figura 48: Áreas erodidas em faixas alongadas (polígono amarelo) e áreas sedimentadas predominantemente em barras (polígonos vermelhos). Coordenadas do canto inferior direito $2^{\circ} 48' 43,93''\text{S}$ e $65^{\circ} 7' 2,38''\text{W}$.

As áreas sedimentadas foram mais frequentes em barras, semelhante ao estudo de Mertes *et al.* (1996), e diferente do padrão de deposição de sedimentos que normalmente ocorre em meandros, no formato de cordões marginais convexos. Algumas barras foram inteiramente formadas dentro do período de estudo (21 anos), principalmente nas áreas de confluência entre os rios Solimões (figura 49) e Japurá (figura 50) com o paraná do Aranapu.

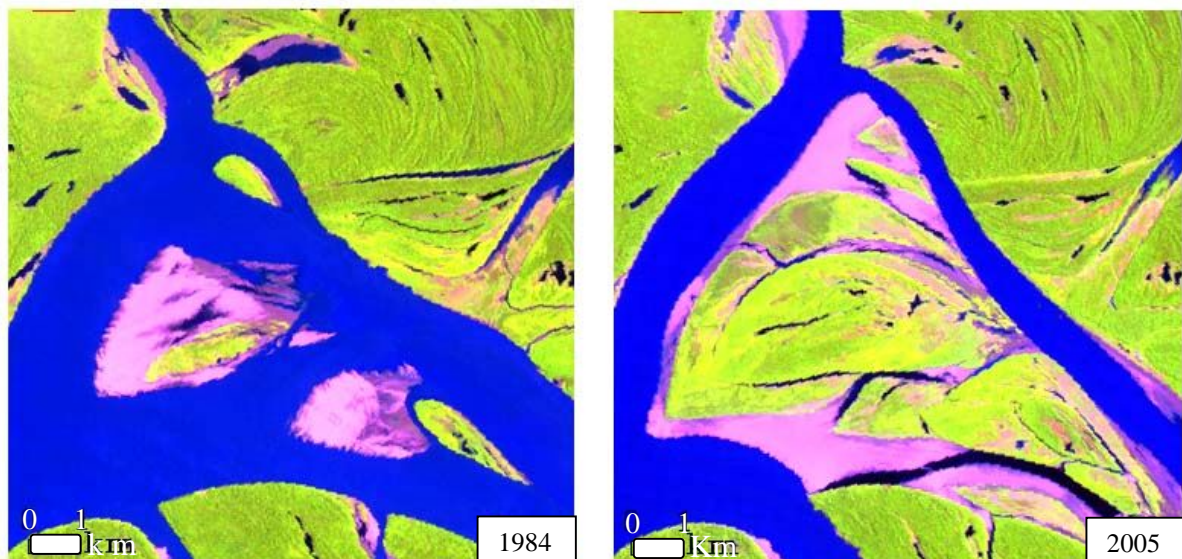


Figura 49: Formao de barras na confluência entre o rio Solimões e o paraná do Aranapu. Em imagem Landsat 5TM, composio RGB-543. Coordenadas canto inferior direito $2^{\circ} 30' 51,27''\text{S}$ e $65^{\circ} 19' 32,17''\text{W}$.

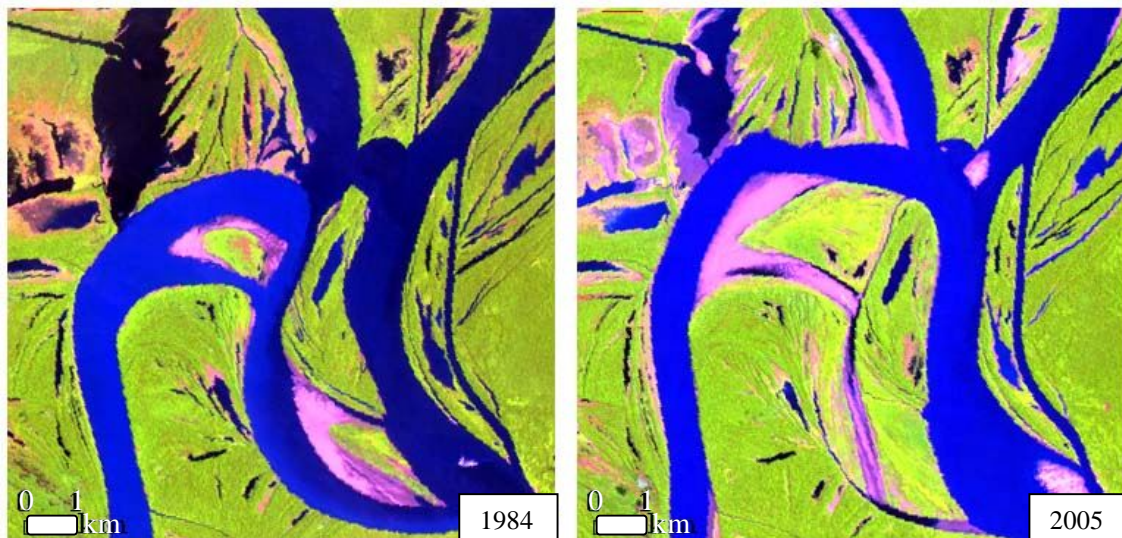


Figura 50: Formação de barras na confluência entre o paraná do Aranapu e o rio Japurá. Em imagem Landsat 5TM, composição RGB-543. Coordenadas canto inferior direito 2° 28' 46,41''S e 65° 8' 28,97''W.

De acordo com o estudo realizado por Mertes *et al.* (1996), o tamanho das barras é significativo e positivamente correlacionado com a largura do canal e, na maioria dos trechos, mais de 50% da taxa de migração do canal ocasionou mudanças no formato, número e tamanho das barras, no trecho da RDSM foi cerca de 70%. Os autores afirmam que no trecho à montante do rio Solimões/Amazonas, incluindo o trecho onde se localiza a RDSM, as barras tendem a ser pequenas com “ciclos de vida” curtos, devido às rápidas mudanças na posição dos canais. Segundo o Projeto RADAMBRASIL (1977), as planícies dos rios Solimões e Japurá apresentam uma geomorfologia complexa. A faixa de planície fluvial do rio Solimões apresenta diferentes padrões fisionômicos (figura 51), obedecendo a uma seqüência evolutiva. Cada fase corresponde a um tipo de dinâmica fluvial, que caracterizará o comportamento de processos de erosão e sedimentação, bem como da mudança do canal, naquele local. A região da RDSM localiza-se na faixa das fases de ilhas e deltas internos e de diques aluviais, o que pode explicar a grande participação das mudanças nas barras nas taxas de migração do canal.

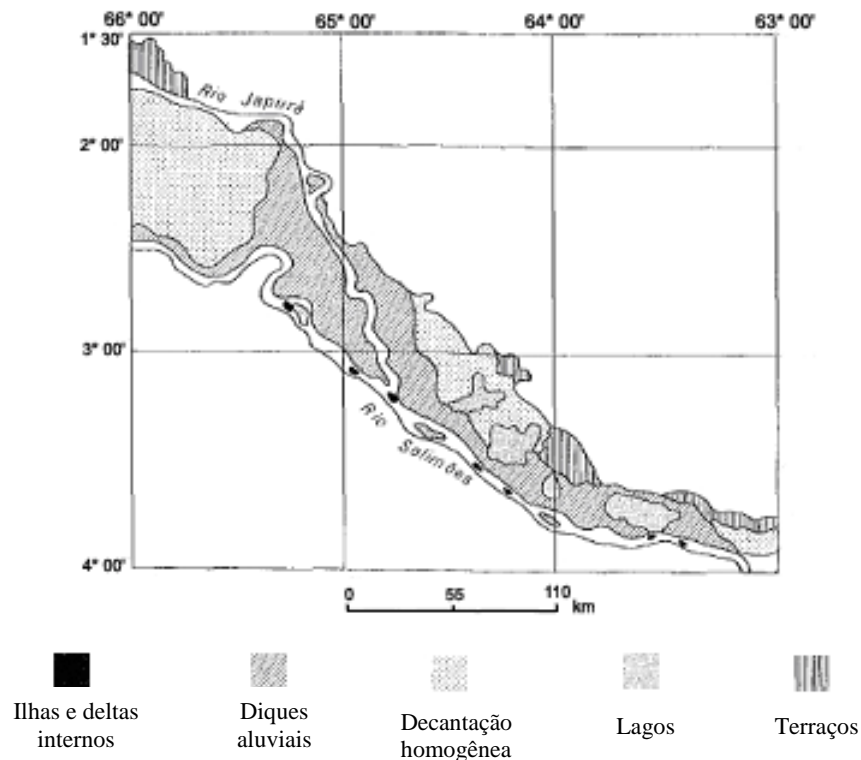


Figura 51: Fases da evolução da planície holocênica do rio Solimões. Adaptado de Projeto RADAMBRASIL (1977).

Nas confluências dos rios e do paraná, o comportamento de migração do canal e dos processos de erosão e sedimentação se mostrou mais dinâmico e mais complexo do que no restante da área de estudo. Mertes *et al.* (1996) também observaram que o trecho localizado imediatamente posterior  confluência entre canais mostrou taxas de migração do canal maiores do que os outros trechos. Os diferentes padrões de canal, o desvio de parte do fluxo de água, as diferentes velocidades da corrente e diversos outros fatores causam uma zona de intensa dinâmica na confluência entre canais. Como citado por Mertes *et al.* (1996), a influência individual que cada afluente causa no canal principal, bem como a região de confluência destes,  difícil de estimar sem um estudo de campo.

Cerca de 720 ha (~6% da área total) de áreas foram sedimentadas no período entre 1984 a 1986, e não foram erodidas nos períodos seguintes, ou seja, permaneceram como vegetação. Com base nos estudos de sucessão florestal na várzea (Wittmann *et al.*, 2002; Wittmann *et al.*, 2004; Wittmann & Parolin 2005; Worbes, *et al.*, 1992) no ano de 2005, cerca de 721 ha de formações de florestas de Cecrpias surgiram na reserva. Dentre cerca de 20 a 30 anos, essas áreas irão evoluir para um estágio intermediário de floresta de várzea baixa, e provavelmente ocorrerá o surgimento de espécies como *Crataeva benthamii*, *Pseudobombax*

munguba, *Luehea cymulosa*, *Ficus* sp. e *Nectandra amazonum* (Worbes *et al.*, 1992; Worbes, 1997; Schöngart *et al.*, 2003).

O ganho ou perda de áreas na RDSM está mais ligado a questões técnicas dos limites da reserva em seu decreto de criação (Decreto Estadual nº 12.836, de 09 de março de 1990; Lei Estadual nº 2411, de 16 de julho de 1996). De acordo com o decreto estadual de criação da Estação Ecológica Mamirauá, os limites da reserva são definidos pela margem direita do rio Japurá, até a confluência com a margem esquerda do rio Solimões, e subindo por essa margem até a confluência com o Auaí-Paraná. Áreas de barras que foram (ou serão) incorporadas à margem interna dos canais serão consideradas como pertencentes à área da RDSM, o mesmo ocorre para as porções de terra que se desprendem da margem. Observando a figura 52, nota-se perfeitamente mudanças consideráveis em apenas trinta anos.

A dinâmica da paisagem dos canais que delimitam a RDSM é consequência da mudança da forma dos canais, mais do que do ganho ou perda líquida de áreas. Essa mudança na forma pode ser facilmente visualizada na figura 53, principalmente na porção noroeste da barra.

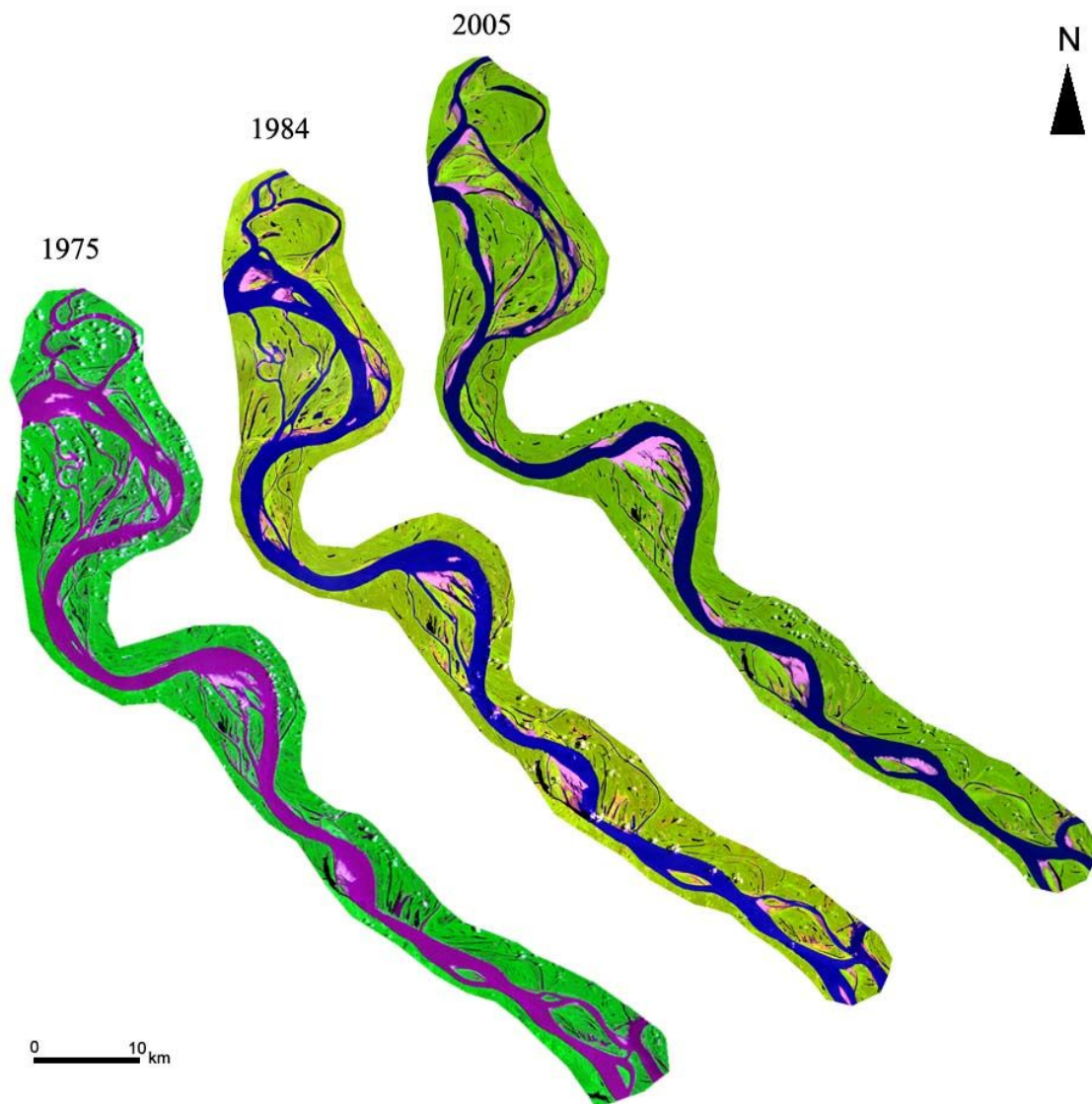
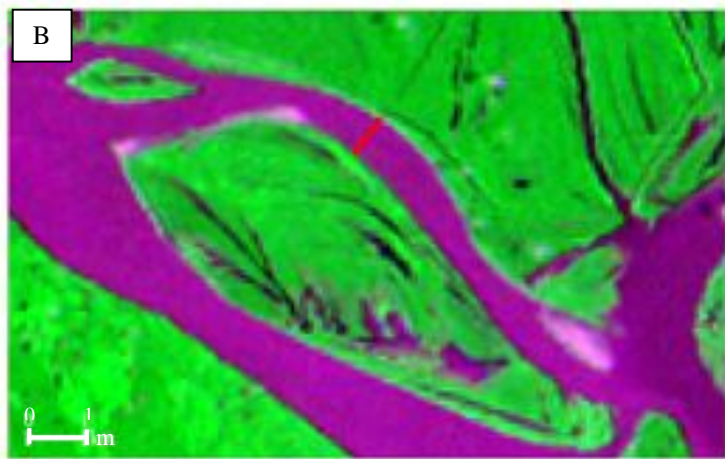


Figura 52: Trecho do rio Solimões em 1975 (Landsat MSS), 1984 (Landsat TM) e 2005 (Landsat TM). Note significativas mudanças, principalmente nas pontas noroeste e sudeste, em regiões de confluência de grandes canais.

Um exemplo dessa mudança é demonstrado na figura 53. A barra da figura localiza-se logo na entrada da reserva, próximo à confluência entre os rios Solimões e Japurá (SE). Na imagem de 1975, a distância entre a margem esquerda da barra e a margem da reserva (a distância correspondente à linha vermelha indicada na figura) era cerca de 790 m. Na imagem de 1984, essa mesma linha reta vermelha já indicava uma distância menor, de 500 m, aproximadamente. Por fim, na imagem do ano de 2005, a distância caiu para 160 m, aproximadamente. Isto indica que a barra está se aproximando da margem da reserva. Na verdade, o que ocorre é um processo de colmatagem do paraná que separa a ilha da margem

do canal. De acordo com o PROJETO RADAMBRASIL (1977), a maior parte das ilhas dos rios Solimões e Japurá mostra marcas feições morfológicas que indicam a migração lateral das barras. À medida que ocorre deposição lateral de sedimentos nas barras, as margens do canal são erodidas e recurvam, quando o rio passa ao padrão meândrico. Um dos braços passa a apresentar maior recurvamento e estreitamento, se tornando um paraná, enquanto o outro passa a funcionar como o canal principal do rio. Com o aumento da curvatura e acúmulo de sedimentos a montante no paraná, a velocidade da corrente diminui, facilitando a deposição de mais sedimentos (Christofoletti, 1981; Hjulstron, 1934) e culminando com o total preenchimento do canal.

Na época de águas baixas, o sedimento acumulado fica exposto permitindo a colonização por vegetação primária, que pode estabilizar a área e permitir o desenvolvimento de formação florestal mais avançada (Kalliola *et al.*, 1991; Wittmann *et al.*, 2002 e 2004). Futuramente, a continuidade do processo de migração lateral da barra levará à sua anexação à área da reserva.



1975



1984



2005

Figura 53: Barra localizada na parte sudeste da área focal, em imagens de 1975 (Landsat MSS), 1984 e 2005 (Landsat TM). Em A, imagem Landsat TM de 2005 indicando a localização da barra (retângulo branco). Note a diminuição do espaço entre a margem da ilha e a margem da reserva, linha vermelha. Em B, C e D é possível visualizar o acréscimo lateral de sedimentos que ocorre na barra, isso irá culminar na colmatagem do paraná e junção da barra ao limite da área focal da RDSM.

5.3.4 Considerações finais

Uma das principais características dos rios de águas brancas é a instabilidade de seus leitos, que se modificam constantemente pela ação simultânea de processos de sedimentação e erosão (Dunne *et al.*, 1998; Junk *et al.*, 1989; Kalliola *et al.*, 1991; Mertes *et al.*, 1996; Richards *et al.*, 2002; Salo *et al.*, 1986; Wittmann *et al.*, 2004). Christofolletti (1981) afirma que os canais estão em equilíbrio dinâmico, funcionando em resposta à velocidade de fluxo, volume a tipo de carga sedimentar. A dinâmica de ajuste natural do canal varia ao longo do rio, devido ao efeito longitudinal do sistema, refletindo em uma condição, até certo ponto, equilibrada do canal fluvial (Gilvear, 1999).

Com os resultados obtidos nesse estudo, não foi possível detectar uma tendência na deposição de áreas vegetadas em relação ao intervalo de tempo nos canais limitantes da RDSM. Considerando a alta variabilidade, estudos com maior intervalo de tempo total seriam necessários para poder detectar uma tendência à erosão ou sedimentação. Porém, a área apresenta uma intensa dinâmica em relação à mudança na forma dos canais e, por consequência, nas florestas às suas margens. Como citado por diversos autores (Dunne *et al.*, 1998; Junk, 1984; Junk *et al.*, 1989; Junk, 1997; Kalliola *et al.*, 1991; Mertes *et al.*, 1995; Mertes *et al.*, 1996; Puhakka e Kalliola, 1993; Richards *et al.*, 2002; Salo *et al.*, 1986; Sioli, 1984; Wittmann *et al.*, 2002; Wittmann *et al.*, 2004; Wittmann *et al.*, 2006) é essa dinâmica que constrói o mosaico de floresta na várzea e também é responsável pela diversidade de habitats e espécies, bem como por inúmeros outros processos ecológicos que ocorrem nesses ecossistemas.

5.4 Comportamento do padrão espectral da vegetação nos primeiros vinte e um anos de sucessão

As médias dos valores dos atributos espectrais extraídos dos polígonos de vegetação foram plotados em gráfico com as idades aproximadas. Essas idades foram estimadas com base na data da imagem da qual foram extraídos os valores, considerando que a colonização ocorreu entre 1984 e 1986. Foram utilizados 24 polígonos, sendo estes os mesmos em todas as datas, para extrair as médias dos valores das células para as variáveis espectrais avaliadas (índices de vegetação AFRI_{2,1} e NDVI, e refletância nas bandas 3, 4, 5 e 7).

5.4.1 Resultado dos Índices de vegetação AFRI_{2,1} e NDVI

O NDVI apresentou valores mais baixos do que o AFRI_{2,1} (figura 54), porém, a curva da relação entre o valor do índice e a idade aproximada da vegetação comportou-se da mesma maneira para os dois índices, semelhante ao descrito por Karnieli *et al.* (2001). No primeiro ano os valores foram baixos, pois não há presença de vegetação. No ano seguinte, após a colonização da área, os valores dos índices aumentam consideravelmente, pois também aumenta a densidade de vegetação, com folhas jovens e saudias. Nos anos seguintes observa-se uma estabilização nos valores, tendendo a diminuir na medida em que a textura do dossel aumenta o que diminui a fração de folhas iluminadas pelo sol em cada pixel.

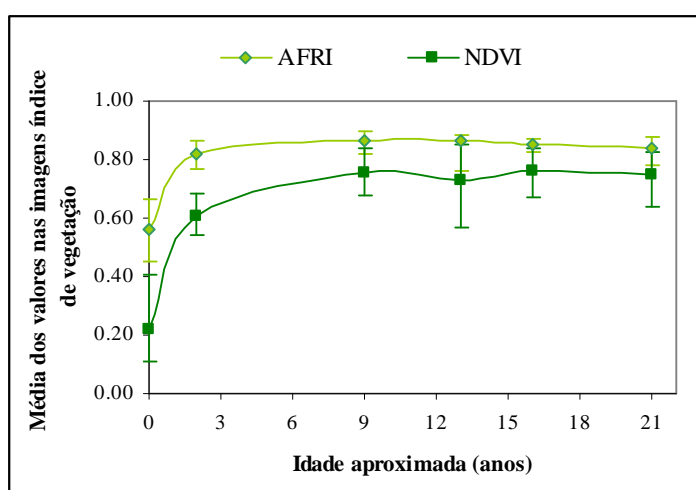


Figura 54: Relação entre os valores dos índices de vegetação AFRI_{2,1} e NDVI e a idade aproximada da vegetação. As barras indicam a amplitude de valores encontrados em cada idade.

Na terra firme da Amazônia, a vegetação mais madura, com maior índice de área foliar, tem suas folhas distribuídas de forma mais difusa em todo o perfil vertical do dossel. A superfície superior do dossel mais maduro também exibe uma topografia irregular, de modo que as copas de muitas árvores são sombreadas pelos vizinhos ao lado, o que escurece o brilho médio do pixel e também o valor do índice de vegetação. Em terra firme, as capoeiras jovens e densas (a partir de ≈ 2 anos de idade) têm suas folhas concentradas no topo do dossel. O dossel da capoeira é um tapete de folhas mais densas, fechadas e planas do que a floresta primária. Estes atributos estruturais tornam o valor do índice de vegetação mais alto em floresta jovem, decrescendo conforme o amadurecimento da floresta.

O comportamento dos índices de vegetação $AFRI_{2,1}$ e NDVI nas áreas de várzea é semelhante ao que ocorre na terra firme. De acordo com a figura 55, as barras de dois erros padrão de cada média ($n = 24$ para cada média) mostram uma diferença significativa entre as idades de 9 e 13 anos e as idades de 2 e 21 anos, descrevendo um pico de valores $AFRI_{2,1}$. A vegetação mais jovem (2 anos) não apresentou diferença significativa da vegetação mais velha (16 e 21 anos) possivelmente porque a vegetação mais desenvolvida apresenta maior quantidade de sombra, e baixos valores de $AFRI_{2,1}$. Já a vegetação jovem pode não estar totalmente estabelecida, com porções de solo exposto e/ou vegetação seca, que também apresentam baixos valores de $AFRI_{2,1}$. Para os valores de NDVI, se nota um aumento significativo na média de valores entre uma floresta de 2 anos e 9 anos. No entanto, de 9 a 21 anos não foram registradas diferenças significativas nas médias dos valores do índice NDVI.

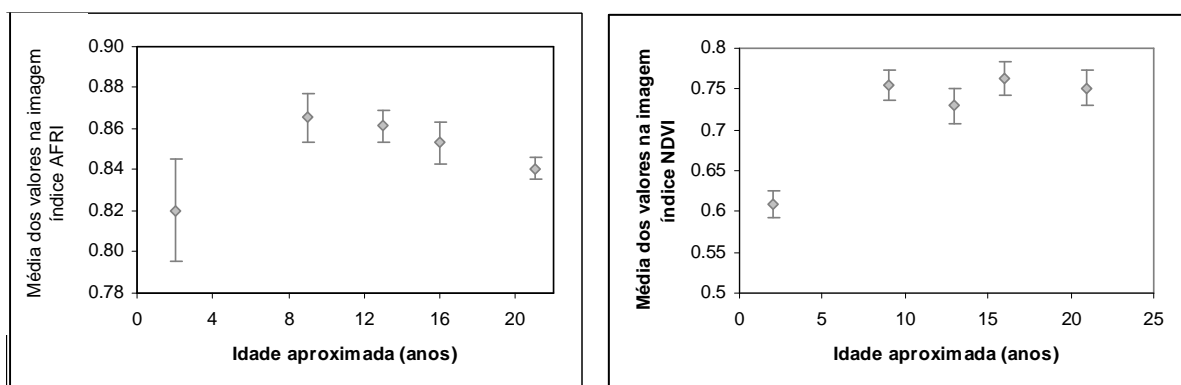


Figura 55: Médias dos valores dos índices de vegetação $AFRI_{2,1}$ (esquerda) e NDVI (direita). As barras representam ± 2 erros padrão.

5.4.2 Resultado dos valores de refletância nas bandas 3, 4, 5 e 7

A média dos valores de refletância da vegetação nas bandas 3, 4, 5 e 7 obtidos em diferentes idades de seus primeiros vinte anos de crescimento, está demonstrada na figura 56.

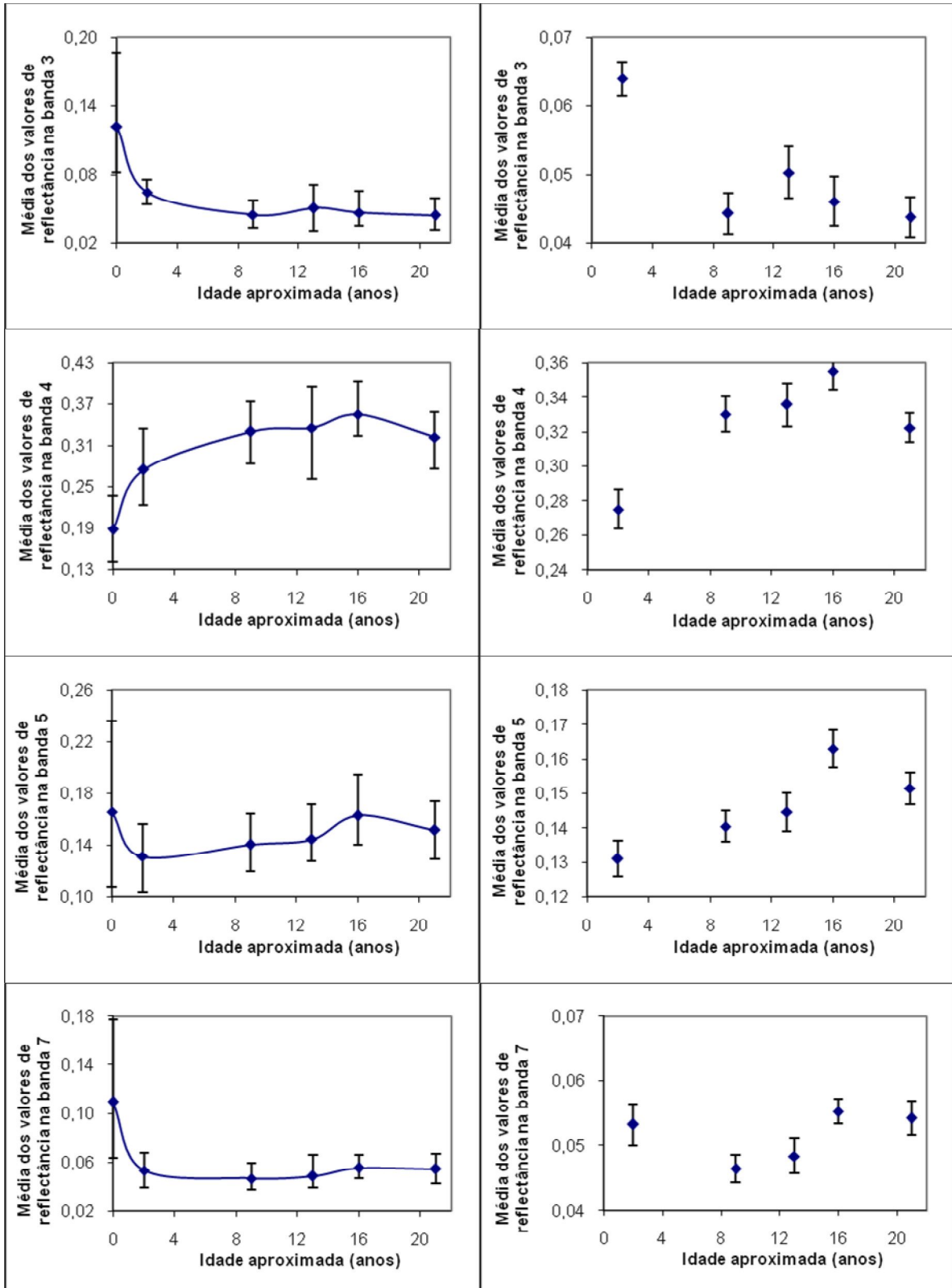


Figura 56: Média dos valores de refletância nas bandas 3, 4, 5 e 7 em florestas de várzea jovem em diferentes idades. Na primeira coluna de gráficos, as barras indicam a amplitude de valores encontrada para cada idade. Na segunda coluna as barras indicam +/- 2 erros padrão (n = 24).

As bandas 3 e 4, vermelho e infravermelho próximo, respectivamente, apresentaram diferença significativa nas médias dos valores de refletância entre a vegetação com aproximadamente dois anos e o restante das idades. A refletância na banda 3 caiu 2% entre 2 e 9 anos, como já era esperado à medida que ocorre incremento de cobertura vegetal ou a substituição de tapetes de gramínea seca por vegetação arbórea. Há uma queda significativa da refletância da banda 4 entre as idades 16 e 21 anos de 3%, possivelmente relacionada com o aumento de sombra e textura do dossel. Na banda 5 (infravermelho médio) as refletâncias aos 13, 16 e 21 anos foram maiores que o valor aos 2 anos e ocorre um pico significativo aos 16 anos. Na banda 7 (infravermelho médio) houve diferenças significativas ao longo do tempo, mas a variabilidade temporal da refletância foi de aproximadamente 1%.

Na banda 5, apesar de apresentar diferença significativa entre algumas médias, os valores encontrados são muito pequenos e próximos, variando não mais que 2%. Levando em consideração também a variabilidade de valores entre os polígonos ($n = 24$), como demonstrado pelas barras de amplitude de valores nos gráficos da primeira coluna da figura 57, as diferenças encontradas na banda 5 podem estar incluídas no erro da normalização radiométrica.

5.4.3 Discussão dos resultados obtidos

Neste trabalho o índice $AFRI_{2,1}$ mostrou um incremento súbito entre 0 e 2 anos, atingiu seu pico aos 9 anos e declinou gradualmente após esta idade. O NDVI e os valores de refletância no infravermelho próximo (banda 4) mostraram um aumento significativo entre 2 e 9 anos de idade, e queda significativa no visível vermelho (banda 3), estabilizando-se após 9 anos. Este é o comportamento esperado para um dossel que primeiro encobre o solo ou capim seco, depois é ocupado por vegetação lenhosa perene com dossel homogêneo e denso, e finalmente torna-se um dossel mais irregular e complexo com o aumento da diversidade de espécies arbóreas.

Apesar de terem sido observadas diferenças significativas, e já esperadas, entre as variáveis espectrais da vegetação de idades diferentes, o procedimento de normalização radiométrica realizado no pré-processamento das imagens não apresentou um bom resultado. A curva espectral de alvos escuros foi alterada, principalmente na banda 4, que foi utilizada para gerar os dois índices de vegetação. Devido a isso, os resultados obtidos nesta etapa não podem ser considerados confiáveis. A normalização radiométrica será refeita, e uma nova análise desses dados será realizada.

6. Conclusão

A comparação de seis imagens Landsat adquiridas em intervalos de 2 a 7 anos entre 1984 e 2005 permitiu avaliar a dinâmica de sedimentação e erosão e acompanhar mudanças espectrais na vegetação ao longo da sucessão da floresta. Apesar dos erros encontrados na técnica utilizada e da dificuldade na realização da metodologia, a análise de dados orbitais multitemporais é uma excelente ferramenta para auxiliar estudos geomorfológicos e sedimentológicos, ao estender informações pontuais de uma área para um contexto geográfico e histórico mais amplo.

Um ponto negativo observado foi a grande quantidade de nuvens presentes na série temporal. A área total coberta por nuvens neste estudo foi superior a 50%. Foram ocultadas áreas de curvas de rios, que provavelmente apresentavam grandes extensões de áreas erodidas na porção côncava, e algumas sedimentações na margem convexa e em ilhas. Além de ter sido extremamente trabalhoso gerar manualmente a máscara de nuvens e sombras.

A diferença da cota de inundação entre as imagens, inicialmente, era um dos problemas a ser contornado no trabalho. Apesar de algumas diferenças de inundação entre as imagens terem sido captadas pela técnica de detecção de mudanças utilizada no mapeamento, o critério de mapear somente as superfícies vegetadas (determinadas por sua característica espectral) foi capaz de minimizar os efeitos dessa diferença.

As áreas de água se confundiram com áreas vegetadas nas imagens do índice de vegetação $AFRI_{2.1}$. Essa confusão torna inviável a detecção de mudanças por subtração de imagens $AFRI_{2.1}$ com valores contínuos, pois as transições de água para vegetação (sedimentação), ou de vegetação para água (erosão) foram identificadas pela comparação entre um pixel com código qualitativo (água) e outro contínuo (gradiente solo-água). Houve ainda muitos erros de classificação nas transições de solo para vegetação ou de vegetação para solo, e erros associados com níveis diferentes de água entre duas datas, sendo necessário limpar mais de 90% dos pixels identificados como "mudança" entre quaisquer duas datas. Esta limpeza foi efetuada pela interpretação visual das duas imagens falsa-cor das mesmas datas. No entanto, apesar da técnica não ter apresentado bons resultados, não foi considerada como um erro metodológico, pois o produto final não foi prejudicado.

A taxa anualizada de deposição líquida mostrou grande variância para os oito intervalos de tempo curtos (< 9 anos) e variância muito menor para os sete intervalos longos (11 a 21 anos). Não houve uma tendência significativa de deposição positiva ou negativa nem a curto, nem em longo prazo. Em outras palavras, a sedimentação e erosão foram balanceadas, como esperado neste trecho "maduro" do rio. Esta compensação é também evidente quando a deposição e a erosão são examinadas separadamente. No período total avaliado (entre 1984 a 2005) a erosão representou 48,6% do total de áreas que mudaram, e a sedimentação 51,4%. A média anual de erosão para o período completo, de 1984 a 2005, ficou em 294 ha, e a taxa total de sedimentação ficou em 310 ha/ano, possivelmente parte dessas áreas evoluirão para estágios sucessionais mais avançados.

As taxas de erosão e sedimentação nos cinco intervalos corridos de tempo não apresentaram relação significativa com nenhuma variável fluviométrica analisada. As condições de transporte, erosão e deposição de sedimentos envolvem muitas variáveis químicas e físicas. É necessário realizar um estudo mais complexo para poder detectar alguma relação significativa.

A taxa de mudança do canal do rio Solimões para o período de 1984 a 2005 foi de 0,48% por ano. A maior parte dessas mudanças pode ser atribuída à migração e surgimento de ilhas. Observou-se também uma maior dinâmica nas confluências dos grandes rios, principalmente nas porções Norte e Noroeste da área de estudo.

A área dos canais limitantes da RDSM que sofreram alguma mudança não apresentou alta dinâmica de troca de estado. Dos pixels que sofreram mudança, apenas 5 % mudaram de estado mais de uma vez ao longo dos 21 anos. O paraná do Aranapu concentrou a maior parte das seqncias de mudanças com mais de uma troca de estado. A rea do canal que sofreu apenas uma mudança de estado, sedimentação ou erosão, foi a mais freqüente, e representou a maioria da área analisada.

Este estudo foi realizado somente para a área dos canais e entorno. A dinâmica no interior da floresta alagada é mais complexa e mais difícil de ser mapeada com imagens do satelite Landsat, devido a variações no nível da água, que podem influenciar muito mais nas bordas dos lagos que nas margens dos grandes rios, em relação a resolução espacial do sensor. A vegetação ao redor dos lagos (que morre na seca e tomando um padrão espectral similar a solo exposto) também dificulta esse tipo de mapeamento no interior da reserva. A intensa dinâmica na forma dos canais e, por conseqüência, nas florestas às suas margens, são os grandes responsáveis pelo ganho e perda de áreas pela RDSM, devido  sua delimitação legal.

Em relação ao padrão espectral da vegetação de várzea em diferentes fases de sucessão, foi observado um pico significativo entre 2 e 9 anos de idade na imagem do índice de vegetação $AFRI_{2,1}$. Após 9 anos há uma queda atribuída ao aumento de textura no dossel. Com o índice NDVI os valores atingiram um platô aos 9 anos, sem queda significativa posteriormente. O comportamento da banda 3 foi complementar ao comportamento do NDVI, com forte queda entre 2 e 9 anos, mantendo-se baixo e estável nas idades posteriores. As bandas 4 e 5 mostraram refletância crescente até os 16 anos, seguido por uma queda significativa aos 21 anos, provavelmente consequência da textura do dossel. No entanto, devido aos erros obtidos no procedimento de normalização radiométrica das imagens, esses dados não podem ser considerados confiáveis.

7. Referências Bibliográficas

- Aalto, R.; Maurice-Bourgoin, L.; Dunne, T.; Montgomery, D. R.; Nittouer, C. A.; Guyot, J. L. 2003. Episodic sediment accumulation on Amazonian flood plains influenced by El Niño/Southern Oscillation. *Nature*, 425: 493-497.
- Ab'Saber, A.N. 2000. O suporte geocológico das florestas beiradeiras (ciliares). In: Rodrigues, R.R.; Leitão Filho, H. de F. (Eds). *Matas Ciliares: conservação e recuperação*. Edusp/Fapesp, São Paulo. p.15-43.
- Affonso, A.G. 2004. *Caracterização de fisionomias vegetais na Amazônia Oriental através de videografia aerotransportada e imagens Landsat 7 ETM+*. Master's Thesis, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo. 124p.
- Affonso, A.G.; Valeriano, D.M.; Batista, G.T. 2005. Caracterização de fisionomias vegetais na Amazônia oriental através de videografia aerotransportada e imagens derivadas do modelo linear de mistura espectral do sensor ETM+ do Landsat 7. *Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Goiânia, Brasil, INPE. p.1399-1406.
- Alsdorf, D.E.; Melack, J.M.; Dunne, T.; Mertes, L.A.K.; Hess, L.L.; Smith, L.C. 2000. Interferometric radar measurements of water changes on the Amazon flood plain. *Nature*, 404: 174-177.
- Alves, D.S.; Pereira, J.L.G.; Sousa, C.L.; Soares, J.V.; Moreira, J.C.; Ortiz, J.O.; Shimabukuro, Y.E.; Yamaguchi, F. 1998. Análise comparativa de técnicas de classificação de imagens do sensor Landsat/TM para caracterização de áreas desflorestadas. *Proceedings of IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. Santos, Brasil. p.11-18.
- Amaral, S.; Soares, J.V.; Alves, D.S.; Mello, E.M.K.; Almeida, S.A.S.; Silva, O.F.; Silveira, A.M. 1996. Relações entre Índice de Área Foliar (LAI), Área Basal e Índice de Vegetação

- (NDVI) em relação a diferentes estágios de crescimento secundário na Floresta Amazônica em Rondônia. *Anais VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Salvador, Brasil. p.485-489.
- Ayres, J. M. 1993. As matas de várzea do Mamirauá. MCT/CNPq. *Sociedade Civil Mamirauá* (ed.) Estudos de Mamirauá, Brasília, 123p.
- Câmara, G. 1995. Modelos, linguagens e arquiteturas para bancos de dados geográficos. Doctor's Thesis, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo. 286p.
- Campbell, D.G.; Stone, J.L.; Rosas, A. 1992. A comparison of the phytosociology and dynamics of three floodplain (várzea) forests of known ages, rio Japurá, western Brazilian Amazon. *Bot. J. Linn. Soc.*, 108: 213-237.
- Carvalho, L.M.T.; Clevers, J.G.P.W.; Jong, S.M.; Skidmore, A.K. 2005. Forestry database updating base don remote sensing change detection. *Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, INPE. p.465-472.
- Cattanio, J.H.; Anderson, A.B.; Carvalho, M.S. 2002. Floristic composition and topographic variation in a tidal floodplain forest in the Amazon Estuary. *Revista Brasileira de Botanica*, 25: 419-430.
- Chavez Jr., P.S. 1988. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data. *Remote Sensing of Environment*, 24: 459-479.
- Chavez Jr., P.S. 1996. Image-based atmospheric corrections - revisited and improved. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62(9):1025-1036.
- Chander, G.; Markhan, B. 2003. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(11): 2674-2677.

- Chen, S.C. 1996. Informações Espectrais e Texturais de Vegetação da Região Amazônica a Partir de Dados do Sensor TM do Landsat. *Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo*: São Paulo. 135p.
- Chen, S.C.; Herz, R. 1996. Estudos quantitativos e calibração radiométrica de dados digitais do Landsat-5. In: *Anais do VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Salvador*. CD-ROM. São Paulo: INPE/Imagem Multimídia.
- Chen, H.M.; Varshney, P.K.; Arora, M.K. 2003. Performance of mutual information similarity measure for registration of multitemporal remote sensing images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(11): 2445-2454.
- Christofoletti, A. 1981. *Geomorfologia fluvial: o canal fluvial*. Edgard Blucher, São Paulo. 313pp.
- Connell, J.H. 1978. Diversity in tropical rain forests and coral reefs. *Science*, 199: 1302-1310.
- Conserva, A.S.; Piedade, M.T.F. 2001. Influence of flood pulse and land-use on the composition of herbaceous species on a floodplain in central Amazonia. *Verh.Internat. Verein. Limnology*, 26:994-996.
- Costa, M. 2005. Uso de imagens de radar para cálculo da produção primária de plantas aquáticas nas várzeas da Amazônia. *Acta Amazonica*, 35(2): 145-154.
- Crósta, A.P. 1992. *Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto*. Campinas: IG/UNICAMP, 170p.
- Dai, X.; Khorram, S. 1998. The effects of image misregistration on the accuracy of remotely sensed change detection. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 36(5): 1566-1577.
- Dunne, T.; Dietrich, W. 1982. Sediment sources in tropical drainage basins. In : American Society of Agronomy and Soil Science of America (Eds). *Soil erosion and conservation in the tropics*. p.41-55

- Dunne, T.; Mertes, L. A. K.; Meade, R. H.; Richey, J. E.; Forsberg, B. R. 1998. Exchanges of sediments between the floodplain and channel of the Amazon river in Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110: 450-467.
- Eastman, J.R. 1998. *IDRISI for Windows - Manual do Usuário/Introdução e Exercícios Introdutórios*. H. Hanseck & E. Weber (Eds). 146 pp.
- Elvidge, C.D.; Ding, Y.; Weerackoon, R.D.; Lunetta, R.S. 1995. Relative radiometric normalization of Landsat Multispectral Scanner (MSS) data using an automatic scattergram-controlled regression. *PE&RS – Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 61(10): 1255-1260.
- Espírito-Santo, F.D.B. 2003. *Caracterização e mapeamento da vegetação da região da Floresta Nacional do Tapajós através de dados óticos, radar e inventários florestais*. Master's Thesis, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo. 279p.
- Forsberg, B.R.; Hashimoto, Y.; Rosenqvist, A.; Miranda, F.P. 2000. Tectonic fault control of wetland distributions in the Central Amazon revealed by JERS-1 radar imagery. *Quaternary International*, 72: 61-66.
- Freitas, R.M.; Novo, E.M.L.M. 2005. Mapeamento de áreas alagáveis na planície do rio Amazonas a partir de dados do sensor MODIS – Região do Lago Curuai-PA. *Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Goiânia, p.533-540.
- Furch, K. 1984. Water chemistry of the Amazon basin: The distribution of chemical elements among freshwaters. in: Sioli, H. (Eds). *The Amazon: Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Vol.56. Dr W. Junk Publishers, Dordrecht, The Netherlands. p. 167-199.
- Furch, K. 1997. Chemistry of várzea and igapó soils and nutrient inventory of their floodplain forests. In: Junk, W. J. (Ed). *The central amazon floodplain: Ecology of a pulsing system*. Ecological Studies, Vol. 126. Springer, Berlin, pp. 47-67.

- Furch, K.; Junk, W.J.; Dieterich, J.; Kochert, N. 1983. Seasonal variation in the major cation (Na, K, Mg and Ca) content of the water of Lago Camaleão, an Amazonian floodplain-lake near Manaus, Brazil. *Amazoniana*, 8:75-89.
- Gilvear, D.J. 1999. Fluvial geomorphology and river engineering: future roles utilizing a fluvial hydrosystems framework. *Geomorphology*, 31: 229-245.
- Graça, P.M.L.A. 2004. *Monitoramento e caracterização de áreas submetidas à exploração florestal na Amazônia por técnicas de detecção de mudanças*. Doctor's Thesis, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo. 262p.
- Gürtler, S.; Epiphanyo, J.C.N.; Luiz, A.J.B.; Formaggio, A.R. 2005. Planilha eletrônica para o cálculo da refletância em imagens TM e ETM+ Landsat. *Revista Brasileira de Cartografia*, 57(2): 162-167.
- Hall, F.G.; Strebel, D.E.; Nickeson, J.E.; Goetz, S.J. 1991. Radiometric rectification: toward a common radiometric response among multirate, multisensor images. *Remote Sensing of Environment*, 35(1): 11-27.
- Hamilton, S.K.; Kellndorfer, J.; Lehner, B.; Tobler, M. 2006. Remote sensing of floodplain geomorphology as a surrogate for biodiversity in a tropical river system (Madre de Dios, Peru). *Geomorphology*, in press, 16p.
- Hess, L.L.; Melack, J.M.; Filoso, S.; Wang, Y. 1995. Delineation of inundated area and vegetation along the amazon floodplain with the SIR-C Synthetic Aperture Radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 33(4): 896-905.
- Hess, L.L.; Novo, E.M.L.M.; Valeriano, D.M.; Holt, J.W.; Melack, J.M. 1998. Large-scale vegetation features of the Amazon basin visible on the JERS-1 low-water Amazon mosaic. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*.

- Hess, L.L.; Melack, J.M.; Novo, E.M.L.M.; Barbosa, C.C.F.; Gastil, M. 2003. Dual-season mapping of wetland inundation and vegetation for the central Amazon basin. *Remote Sensing of Environment*, 87(4):404-428.
- Hoffer, M.R. 1978. Biological and physical considerations in applying computer-aided analysis techniques to remote sensor data. In: Swain, P.H.; Davis, S.M. (Eds). *Remote Sensing: the quantitative approach*. New York: McGraw-Hill, p.227-287.
- Hugues, F.M.M.R. 1997. Floodplain biogeomorphology. *Progress in Physical Geography*, 21: 501-529
- IBGE - Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 1991. *Geografia do Brasil – Região Norte*. Superintendência de Estudos Geográficos e Sócio-Econômicos – Departamento de Geografia, Rio de Janeiro, Vol. 1. 466p.
- INPE/CPTEC, 2006. Instituto nacional de pesquisas espaciais. Ministério da Ciência e Tecnologia. <http://www.inpe.gov.br>. Consultado em: 25/03/2006.
- Irion, G. 1976. Quaternary sediments of the upper Amazon lowlands of Brazil. *Biogeographica*, 7: 163-167.
- Irion, G. 1984. Sedimentation and sediments of Amazonian rivers and evolution of the Amazonian landscape since Pliocene times. In: *The Amazon: Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Vol.56. Dr W. Junk Publishers, Dordrecht, The Netherlands. p. 201-214.
- Irion, G.; Junk, W.J.; Mello, J.A.S.N. 1997. The large Central Amazonian river floodplains near Manaus: geological, climatological, hydrological, and geomorphological aspects. In: Junk, W. J. (ed.). *The central amazon floodplain: Ecology of a pulsing system*. Ecological Studies, Vol. 126. Springer, Berlin, p. 23–46.
- ITC. 2004. *Principles of remote sensing*. The International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation – ITC, Enschede, The Netherlands, 250p.

- Jardim-Lima, D.; Piedade, M.T.F.; Queiroz, H.L.; Novo, E.M.L.M.; Rennó, C.D. 2005. A dinâmica do pulso de inundação: aplicações de sensoriamento remoto na avaliação de áreas abertas e morfologia dos lagos de várzea da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá – Amazônia Central. *Anais XII Simpósio Brasileiro Sensoriamento Remoto, Goiânia*, INPE, p.3069-3076.
- Junk, W.J. 1970. Investigations on the ecology and production biology of the “floating meadows” *Paspalum-Echinochloetum* on the Middle Amazon. The floating vegetation and its ecology. *Amazoniana*, 2(4): 449-495.
- Junk, W. J. 1980. Áreas inundáveis - Um desafio para a Limnologia. *Acta Amazonica*, 10(4): 775-795.
- Junk, W.J. 1984. Ecology of the *várzea*, floodplain of Amazonian whitewater rivers. in: Sioli, H. (Eds). *The Amazon: Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Vol.56. Dr W. Junk Publishers, Dordrecht, The Netherlands. p. 215-243.
- Junk, W. J. 1993. Wetlands of tropical South America. In: Wigham, D. F.; Dykjoa, D.; Hejny, S. (Eds). *Wetlands of the World: Inventory, ecology and management*. Kluwer Academic Publishers, Boston/USA. p. 682-696.
- Junk, W. J. 1997. The central amazon floodplain: Ecology of a pulsating system. *Ecological Studies*, vol. 126. Springer, Berlin, 525 p.
- Junk, W.J. 2000. The central Amazon river floodplain: concepts for the sustainable use of its resources. In: Junk, W.J., Ohly, J.J., Piedade, M.T.F., Soares, M.G.M. (Eds.). *The Central Amazon Floodplain: Actual Use and Options for a Sustainable Management*. Backhuys Publisher, Leiden, p. 75–94.
- Junk, W. J.; Bayley, P. B.; Sparks, R.E. 1989. The flood pulse concept in river floodplain systems. *Proceedings of the international large river symposium*: 110-127.
- Junk, W.J.; Piedade, M.T.F. 1993. Herbaceous plants of the Amazon floodplain near Manaus: species diversity and adaptations to the flood pulse. *Amazoniana*, 3/4:467-484.

- Junk, W. J.; Piedade, M.T.F. 1997. Plant life in the floodplain with special reference to herbaceous plants In: Junk, W. J. (Ed). *The central amazon floodplain: Ecology of a pulsing system*. Ecological Studies, vol. 126. Springer, Berlin, p. 223-265.
- Junk, W.J.; Piedade, M.T.F. 2005. Amazonian wetlands. In: Fraser, L.H., Keddy, P.A. (Eds.): *Large Wetlands: Their Ecology and Conservation*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, p. 63-117.
- Kalliola, R.; Salo, J.; Puhaka, M.; Rajasilta, M. 1991. New site formation and colonizing vegetation in primary succession on the western Amazon floodplains. *Journal of Ecology*, 79: 877-901.
- Karnieli, A.; Kaufman, Y.J.; Remer, L.; Wald, A. 2001. AFRI – aerosol free vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, 77:10-21.
- Klamer, G. 1984. The relief of the extra-Andean Amazon basin. In: Sioli, H. (Eds). *The Amazon: Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Vol.56. Dr W. Junk Publishers, Dordrecht, The Netherlands. p. 47-84.
- Klinge, H.; Adis, J.; Worbes, M. 1995. The vegetation of a seasonal várzea forest in the lower Solimões River, Brazilian Amazonia. *Acta Amazonica*, 25(3/4): 201-220.
- Lamotte, S. 1990. Fluvial dynamics and succession in the lower Ucayali River basin, Peruvian Amazonia. *Forest ecology and Management*, 33(34): 141–156.
- Legleiter, C.J.; Roberts, D.A. 2005. Effects of channel morphology and sensor spatial resolution on image-derived depth estimates. *Remote Sensing of Environment*, 95: 231-247.
- Leopold, L.B.; Wolman, M.G. 1960. Rivers Meanders. *The Geological Society of America Bulletin*, 71(6): 769-794.

- Linna, A. 1993. Factores que contribuyen a las características del sedimento superficial en la selva baja de la Amazonia peruana. In: Kalliola, R.; Puhakka, M.; Danjoy, W. (Eds) *Amazonia Peruana – vegetación húmeda tropical en el llano subandino*. Paut y Onern, Jyvaskyla. p. 87-97.
- Marston, R.A.; Girel, J.; Pautou, G.; Piegay, H.; Bravard, J.P.; Arneson, C. 1995. Channel metamorphosis, floodplain disturbance and vegetation development: Airn river, France. *Geomorphology*, 13: 121-131.
- Mather, P.M. 2004. *Computer processing of remotely-sensed images. An introduction*. 2^a ed. Wiley. 292p.
- Mertes, L.A.K. 1985. *Floodplain development and sediment transport in the Solimões-Amazon river, Brazil*. Master's Thesis, University of Washington, 108p.
- Mertes, L.A. K. 1994. Rates of floodplain sedimentation on the central Amazon river. *Geology*, 22: 171-174.
- Mertes, L.A.K.; Daniel, L.D.; Melack, J.M.; Nelson, B.; Martinelli, L.A.; Forsberg, B.R. 1995. Spatial patterns of hydrology, geomorphology, and vegetation on the floodplain of the Amazon River in Brazil from a remote sensing perspective. *Geomorphology*, 13: 215-232.
- Mertes, L.A.K.; Dunne, T.; Martinelli, L.A. 1996. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon river, Brazil. *Geological Society of American Bulletin*, 108(9): 1089-1107.
- Metzger, J.P.; Bernacci, L.C.; Goldenberg, R. 1997. Pattern of tree species diversity in riparian forest fragments of different widths. *Plant Ecology*, 133: 135–152.
- Moran, M. S.; Jackson, R. D.; Slater, P. N.; Teillet, P. M. 1992. Evaluation of simplified procedures for retrieval of land surfaces reflectances factors from satellite sensor output. *Remote Sensing of Environment*, 41(2-3):169-184.

- Moreira, M.A. 1992. Análise de dados do Landsat/TM e do SPOT/XS através de índices de vegetação - Fase II. São José dos Campos: INPE. 17p.
- Moreira, M.P. 2001. *Uso de sensoriamento remoto para avaliar a dinâmica de sucessão secundária na Amazônia Central*. Master's Thesis, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus, Amazonas. 112p.
- Moreira, M.A. 2003. *Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação*. 2ª ed – Viçosa: UFV, 307p.
- Neiff, J.J.; Iriondo, M.H.; Carignan, R. 1994. Large tropical south american wetlands: an overview. In: Link, G.L.; Naiman, R.J. (Eds) *The ecology and management of aquatic-terrestrial ecotones*. Proceedings book, University of Washington, Seattle. pp. 156-165.
- Nelson, R.F. 1983. Detecting forest canopy change due to insect activity using Landsat MSS. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 49(9): 1303-1314.
- Netto, J.S.M. 2001. Comportamento espectral dos solos. In: Meneses, P.R.; Netto, J.S.M. (Eds). *Sensoriamento remoto – refletância dos alvos naturais*. 1ªed. UnB/Embrapa. p.127-156.
- Nicholas, A. P.; Walling, D. E. 1997. Investigating spatial patterns of medium-term overbank sedimentation on floodplains: a combined numerical modeling and radiocaesium-based approach. *Geomorphology*, 19: 133-150.
- Novo, E.M.L.M. 2001. Comportamento espectral da água. In: Meneses, P.R.; Netto, J.S.M. (Eds). *Sensoriamento remoto – refletância dos alvos naturais*. 1ªed. UnB/Embrapa.
- Novo, E.M.L.M.; Ferreira, L.G.; Barbosa, C.; Carvalho, C.; Sano, E.E.; Shimabukuro, Y.; Huete, A.; Potter, C.; Roberts, D.A.; Hess, L.L.; Melack, J.J.; Yoshioka, H.; Klooster, S.; Kumar, V.; Myneni, R.; Ratana, P.; Didan, K.; Miura, T. 2005. Técnicas avançadas de sensoriamento remoto aplicadas ao estudo de mudanças climáticas e ao funcionamento dos ecossistemas amazônicos. *Acta Amazonica*, 35(2): 259-272.

- Novo, E.M.L.M.; Barbosa, C.C.F.; Freitas, R.M.; Shimabukuro, Y.E.; Melack, J.M.; Pereira Filho, W. 2006. Seasonal changes in chlorophyll distributions in Amazon floodplain lakes derived from MODIS images. *Limnology*, 7: 153-161.
- Ohly, J.J. 2000. Development of central Amazonia in the modern era. In: Junk, W.J.; Ohly, J.J.; Piedade, M.T.F.; Soares, M.G.M. (Eds). *The Central Amazon Floodplain: Actual Use and Options for a Sustainable Management*. Backhuys Publisher, Leiden, p. 27–73.
- Oliveira, A.A.B. 1996. Análise da dinâmica geomorfológica da planície do rio Solimões, próximo a Manaus, através do processamento digital de imagens de sensores ópticos e de microondas. *Anais VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, INPE, Salvador, Brasil. p.233-239.
- Oliveira, Y.M.M.; Burley, J.; Dawson, T.; Packer, M. 2003. Detecção de mudanças em área com Floresta Ombrófila Mista (Floresta de Araucária) – Abordagem usando imagens diferença. *Anais XI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Goiânia. p.285-2843.
- Palha, W.S.M.; Novo, E.M.L.M.; Barbosa, C.C.F.; Carvalho, A.S.; Forsberg, B.R.; Melack, J. 2003. Mapeamento e estimativa de cobertura da terra e de habitats aquáticos de várzea, na região da Amazônia Central utilizando imagens TM/Landsat-5 e SAR/JERS-1. *Anais XI Simpósio Brasileiro Sensoriamento Remoto*, Belo Horizonte. p.2853-2860.
- Parolin, P.; Oliveira, A.C.; Piedade, M.T.F.; Wittmann, F.; Junk, W.J. 2002. Pioneer trees in Amazonian floodplains: key species form monospecific stands in different habitats. *Folia Geobotanica*, 37: 225–238.
- Pax-Lenney, M.; Woodcock, C.E.; Macomber, S.A.; Gopal, S.; Song, C. 2001. Forest mapping with a generalized classifier and Landsat TM data. *Remote Sensing of Environment*, 77: 241-250.
- Pereira, H. S. 2004. *Iniciativa de co-gestão dos recursos naturais da várzea – Estudo do Amazonas – Estudo estratégico analítico*. IBAMA/PróVárzea, 74p.

- Perez Filho, A.; Christofolletti, A. 1977. Relacionamento entre ordem e largura de planície de inundação em bacias hidrográficas. *Notícia Geomorfológica*, 17(34): 112-119.
- Piedade, M. T. F.; Junk, W. J.; Parolin, P. 2000. The flood pulse and photosynthetic response of trees in a white-water floodplain (várzea) of the Central Amazon, Brazil. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, (27): 1-6.
- Ponzoni, F.J. 2001. Comportamento espectral da vegetação. In: Meneses, P.R.; Netto, J.S.M. (Eds). *Sensoriamento remoto – refletância dos alvos naturais*. 1ªed. UnB/Embrapa. p.157-202.
- Ponzoni, F.J.; Shimabukuro, Y.E. 2007. Sensoriamento remoto aplicado ao estudo da vegetação. São José dos Campos: Parêntese, Vol. 1. 135p.
- Prance, G. T. 1979. Notes on the vegetation of Amazonia. III. Terminology of Amazonian forest types subjected to inundation. *Brittonia*, 31:26-38.
- PROJETO RADAMBRASIL. 1977. *Levantamento dos recursos naturais*. Folha SA.19 Içá. Vol. 14. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral, Rio de Janeiro.
- Puhakka, M.; Kalliola, R. 1993. La vegetación en áreas de inundación en la selva baja de la Amazonia Peruana. In: Kalliola, R.; Puhakka, M.; Danjoy, W. (Eds). *Amazônia Peruana: vegetación húmeda tropical en el llano subandino*. Proyecto Amazonia, Turku. p.113–138.
- Puhakka, M.; Kalliola, R.; Salo, J.; Rajasilta, M. 1993. La sucesion forestal que sigue a la migracion de rios en la selva baja peruana. In: Kalliola, R.; Puhakka, M.; Danjoy, W. *Amazonia Peruana – vegetación húmeda tropical en el llano subandino*. Paut y Onern, Jyvaskyla. p.167-201.
- Queiroz, H. L. 2005. A Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá: um modelo de alternativa viável para a proteção e conservação da biodiversidade na Amazônia. *Dossiê Amazônia II – Revista de Estudos Avançados – IEA/USP*, 19(54): 183-203.

- Rasanen, M. E.; Salo, J. S.; Kalliola, R. J. 1987. Fluvial perturbation in the western Amazon basin: Regulation by long-term sub-andean tectonics. *Science*, 238: 1398-1401.
- Richards, K.; Brasington, J.; Hughes, F. 2002. Geomorphic dynamics of floodplains: implications and a potential modeling strategy. *Freshwater Biology*, 47: 559-579.
- Richey, J.E.; Melack, J.M.; Aufdenkampe, A.K.; Ballester, V.M.; Hess, L.L. 2002. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. *Nature*, 416: 617-620.
- Robinove, C.J. 1982. Computation with physical values from Landsat digital data. *Photogramm. Eng. & Remote Sens.*, 48(5): 781-784.
- Rossetti, D.F.; Toledo, P.M.; Góes, A.M. 2005. New geological framework for Western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quaternary Research*, 63: 78-89.
- Rozo, J.M.G.; Nogueira, A.C.R.; Carvalho, A.S. 2005. Análise multitemporal do sistema fluvial do Amazonas entre a ilha do Careiro e a foz do rio Madeira. *Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Goiânia, Brasil. p.1875-1882.
- Salati, E. 1985. The climatology and hydrology of Amazon. In: *Amazonia key environments*. Pergamon Press. p. 18-48.
- Salati, E.; Marques, J. 1984. Climatology of the Amazon Region. In: Sioli, H. (Ed). *The Amazon, limnology and landscape ecology of a might tropical river and its basin*. Dordrecht: Junk, W.J. 1984. p. 85-126.
- Salati, E.; Lemos, H. De M.; Salati, Eneida. 2002. Água e o desenvolvimento sustentável. In: Rebouças, A.C.; Braga, B.; Tundisi, J.G. (Eds). *Águas doces do Brasil: Capital ecológico, uso e conservação*. 2ª edição. Escrituras/ São Paulo. 703p.

- Salo, J.; Kalliola, R.; Hakkinen, I.; Makinen, Y.; Niemela, P.; Puhakka, M.; Cokey, P.D. 1986. River dynamics and the diversity of the amazon lowland forest. *Nature*, 322: 254-258.
- Salo, J.; Rasanen, M. 1989. Hierarchy of landscape patterns in western Amazon. *Tropical Forests, Botanical Dynamics, Speciation and Diversity*, p.35-45.
- Salvaggio, C. 1993. Radiometric scene normalization utilizing statistically invariant features. *Proceedings of the workshop on atmospheric correction of Landsat imagery. Torrance, California*, p.155–159.
- Sassagawa, H.S.Y. 1999. *Técnicas de Sensoriamento Remoto e Sistema de Informações Geográficas (SIG) para o Estudo da Ocupação do Espaço Físico e dos Tipos Florestais da Reserva Extrativista Chico Mendes, Estado do Acre*. Master's Thesis, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, José do Campos, São Paulo. 185p.
- Schöngart, J.; Piedade, M.T.F.; Worbes, M. 2003. Sucessional differentiation in structure, floristic composition and wood increment of whitewater floodplain forests in Central Amazonia. In: Lieberei, R., H. K.; Bianchi, V.; Boehm, C.; Reissdorf, A. (Eds). *Neotropical Ecosystems*. Proceedings of the German Brazilian Workshop, Hamburg GKSS Geesthacht, Germany, p.589–606.
- Schöngart, J.; Piedade, M.T.F.; Wittmann, F.; Junk, W.J.; Worbes, M. 2005. Wood growth patterns of *Macaranga acaciifolium* (Benth.) Benth. (Fabaceae) in Amazonian black-water and white-water floodplain forests. *Oecologia*, 145(3): 454-461.
- Schott, J.R.; Salvaggio, C.; Volchok, W.J. 1988. Radiometric scene normalization using pseudoinvariant features. *Remote Sensing of Environment*, 26: 1-16.
- Shimabukuro, Y.E.; Novo, E.M.L.M.; Ponzoni, F.J. 1998. Índice de vegetação e modelo linear de mistura espectral no monitoramento da região do Pantanal. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 33: 1729-1737.

- Silva, C.L. 1997. Aspectos neotectônicos do médio vale do rio Mogi Guaçu: região de Pirassununga. Master's Thesis, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo.
- Silva, A.M.; Schulz, H. E.; Camargo, P. B. 2004. *Erosão e hidrossedimentologia em bacias hidrográficas*. RiMa. 140p.
- Sioli, H. 1957. Sedimentation im Amazonasgebiet. *Geologische Rundschau*, 45: 608-633.
- Sioli, H. 1976. A limnologia na região amazônica brasileira. *Anais do I Encontro Nacional sobre Limnologia e Pesca Continental*. p.153-169.
- Sioli, H. 1984. The Amazon and its main affluents: Hydrography, morphology of the river courses, and river types. in: Sioli, H. (Eds). *The Amazon: Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin*. Vol.56. Dr W. Junk Publishers, Dordrecht, The Netherlands. p.127-166.
- Skirvin, 2002. Disponível no site http://www2.erdas.com/supportsite/downloads/models/user_models/user_model_2.html.
- Sociedade Civil Mamirauá. 1996. *Plano de manejo da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá*. CNPq/ IPAAM, Governo do Estado do Amazonas.
- Song, C.; Woodcock, C.E.; Seto, K.C.; Pax-Lenney, M.; Macomber, S.A. 2001. Classification and change detection using Landsat TM data: When and how to correct atmospheric effects?. *Remote Sensing of Environment*, 75: 230-244.
- Steininger, M.K. 1996. Tropical secondary forest growth in the Amazon: age, area and change estimation with Thematic Mapper data. *International Journal of Remote Sensing*, 17(1):9-27.
- Sternberg, H.O. 1957. À propósito de meandros. *Revista Brasileira de Geografia*, 4: 477-499.

- Sternberg, H. O. 1998. *A água e o homem na várzea do Careiro*. 2ª Edição. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi. 330p.
- SulSoft. 2004. Guia do ENVI em português . Langenwalter, J. ed. 259p.
- Tokola, T.; Löfman, S.; Erkkilä, A. 1999. Relative calibration of multitemporal Landsat data for forest cover change detection. *Remote Sensing of Environment*, 68: 1-11.
- Tundisi, J.G. 1994. Tropical South America: present and perspectives. In: Margalef, R. (Ed.) *Limnology noax: a paradigm of planetary problems*. Elsevier. p. 353-424.
- Tundisi, J.G.; Tundisi, T.M.; Rocha, O. 2002. Ecosistemas de águas interiores In: Rebouças, A.C.; Braga, B.; Tundisi, J.G. (Eds). *Águas doces do Brasil: Capital ecológico, uso e conservação*. 2ª edição. Escrituras/ São Paulo. 703p.
- Tuomisto, H. 1993. Clasificación de vegetación em la selva baja peruana. In: Kalliola, R.; Puhakka, M.; Danjoy, W. (Eds). *Amazonia Peruana – vegetación húmeda tropical en el llano subandino*. Paut y Onern, Jyvaskyla. Cap 7. pp 103-112.
- Wittmann, F.; Anhuf, D.; Junk, W. J. 2002. Tree species distribution and community structure of central Amazonian várzea forests by remote-sensing techniques. *Journal of Tropical Ecology*, 18:805-820
- Wittmann, F.; Junk, W. J. 2003. Sapling communities in amazonian white-water forests. *Journal of Biogeography*, 30: 1533-1544.
- Wittmann, F.; Junk, W. J.; Piedade, M. T. F. 2004. The várzea forests in Amazonia: flooding and the highly dynamic geomorphology interact with natural forest succession. *Forest Ecology and Management*, 196: 199-212.
- Wittmann, F.; Parolin, P. 2005. Aboveground roots in Amazonian floodplain trees. *BIOTROPICA*, 37(4): 609-619.

- Wittmann, F.; Schongart, J.; Montero, J.C.; Motzer, T.; Junk, W.J.; Piedade, M.T.F.; Queiroz, H.L.; Worbes, M. 2006. Tree species composition and diversity gradients in white-water forests across the Amazon Basin. *Journal of Biogeography*, 33: 1334-1347.
- Worbes, M.; Hans, K. ; Revilla, J.D. ; Christopher, M. 1992. On the dynamics, floristic subdivision and geographical distribution of várzea forests in central Amazonia. *Journal of Vegetation Science*, 3: 553-564.
- Worbes, M. 1997. The forest ecosystem of the floodplains. In: Junk, W. J. (Ed). *The central amazon floodplain: Ecology of a pulsating system*. Ecological Studies, vol. 126. Springer, Berlin. p. 223-265.
- Yuan, D.; Elvidge, C.D. 1996. Comparison of relative radiometric normalization techniques, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 51:117–126.

8. Anexo

8.1 Anexo 1

Arquivo texto no formato LEGAL utilizado para a realização da correção atmosférica e transformação de ND para reflectância da banda 3 da imagen de 1986.

```
{
Imagem Im3, Imare3 ("imagens");
Numerico Lsen3 ("imagens_mnt");
Numerico Imnt3 ("imagens_mnt");

Im3=Recupere (Nome="b3_1986");

//Imagem reflectância (numérico)

Imnt3=Novo (Nome="b3_1986ref", ResX=28.5, ResY=28.5, Escala=50000, Min=0,
Max=10);

//Radiância medida pelo sensor - (numérico)

Lsen3=Novo (Nome="1986_rad3", ResX=28.5, ResY=28.5, Escala=50000, Min=0,
Max=5000);

// imagem "exibição" da reflectância

Imare3=Novo (Nome="1986_b3p", ResX=28.5, ResY=28.5, Nbits=8);

//www2.erdas.com/supportsite/downloads/models/user_models/user_model_2.html

elev=56.73/57.2957795130;
zen=90/57.2957795130 - elev;
pi=3.141592654;
dmax=255;
d=0.9972;
pid2 = pi*d^2;

// DN do pixel escuro

Qdark3 = 14;

//Parâmetros de calibração são obtidos na página:
//http://ltpwww.gsfc.nasa.gov/IAS/handbook/handbook_htmls/chapter11/chapter11.html
//Chander e Markham, 2003
//Planilha Salete Gurtler
```

```

Lmin3=-1.17;

Lmax3=204.3;

Esun3=1554;

// Lmin = Radiância Mínima Alvo

Lmia3 = Lmin3 + Qdark3 * (Lmax3 - Lmin3)/ dmax;

// Radiância de fundo - 1%

L31pc = (0.01*Esun3*(cos(zen))^2)/(pid2);

L3haze = Lmia3 - L31pc;

// Radiância "bruta" recebida no sensor;

Lsen3 = Lmin3 + Digital (Im3) * (Lmax3 - Lmin3) / dmax ;

// geração da reflectância (MNT) subtraindo-se a Lsen (bruta) - Lhaze

Imnt3= (pid2 * (Lsen3 - L3haze))/(Esun3 * (cos(zen))^2);

}

```

8.2 Anexo 2

Seqüências de estados de processos de mudança mapeados na RDSM durante cada sub-período dentro do período total de 1984 a 2005.

Código da seqüência	Frequência	Área (ha)	Classe do pixel em cada período					Mudanças de estado ocorridas entre 1984 a 2005
			1984 a 1986	1986 a 1993	1993 a 1997	1997 a 2000	2000 a 2005	
0	18307756	1487047	máscara de nuvens, sombras e áreas de não interesse					xxx
1	1737021	141090	nm	nm	nm	nm	nm	0
2	8882	721	s	nm	nm	nm	nm	1
3	6790	552	e	nm	nm	nm	nm	1
4	27241	2213	nm	s	nm	nm	nm	1
5	1193	97	e	s	nm	nm	nm	2
6	25309	2056	nm	e	nm	nm	nm	1
7	93	8	s	e	nm	nm	nm	2
8	9485	770	nm	nm	s	nm	nm	1
9	210	17	e	nm	s	nm	nm	2
10	220	18	nm	e	s	nm	nm	2
11	18	1	s	e	s	nm	nm	3
12	11932	969	nm	nm	e	nm	nm	1
13	191	16	s	nm	e	nm	nm	2
14	445	36	nm	s	e	nm	nm	2
15	14184	1152	nm	nm	nm	s	nm	1
16	126	10	e	nm	nm	s	nm	2
17	425	35	nm	e	nm	s	nm	2
18	8929	725	nm	nm	nm	e	nm	1
19	148	12	s	nm	nm	e	nm	2
20	427	35	nm	s	nm	e	nm	2
21	112	9	nm	nm	s	e	nm	2
22	12630	1026	nm	nm	nm	nm	s	1
23	213	17	e	nm	nm	nm	s	2
24	468	38	nm	e	nm	nm	s	2
25	11	1	s	e	nm	nm	s	3
26	122	10	nm	nm	s	e	s	3
27	14823	1204	nm	nm	nm	nm	e	1
28	206	17	s	nm	nm	nm	e	2
29	1274	103	nm	s	nm	nm	e	2
30	80	6	e	s	nm	nm	e	3
31	344	28	nm	nm	s	nm	e	2
32	503	41	nm	nm	nm	s	e	2
TOTAL		153032						

Legenda:
 nm – não mudança
 s – sedimentação
 e – erosão