

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).

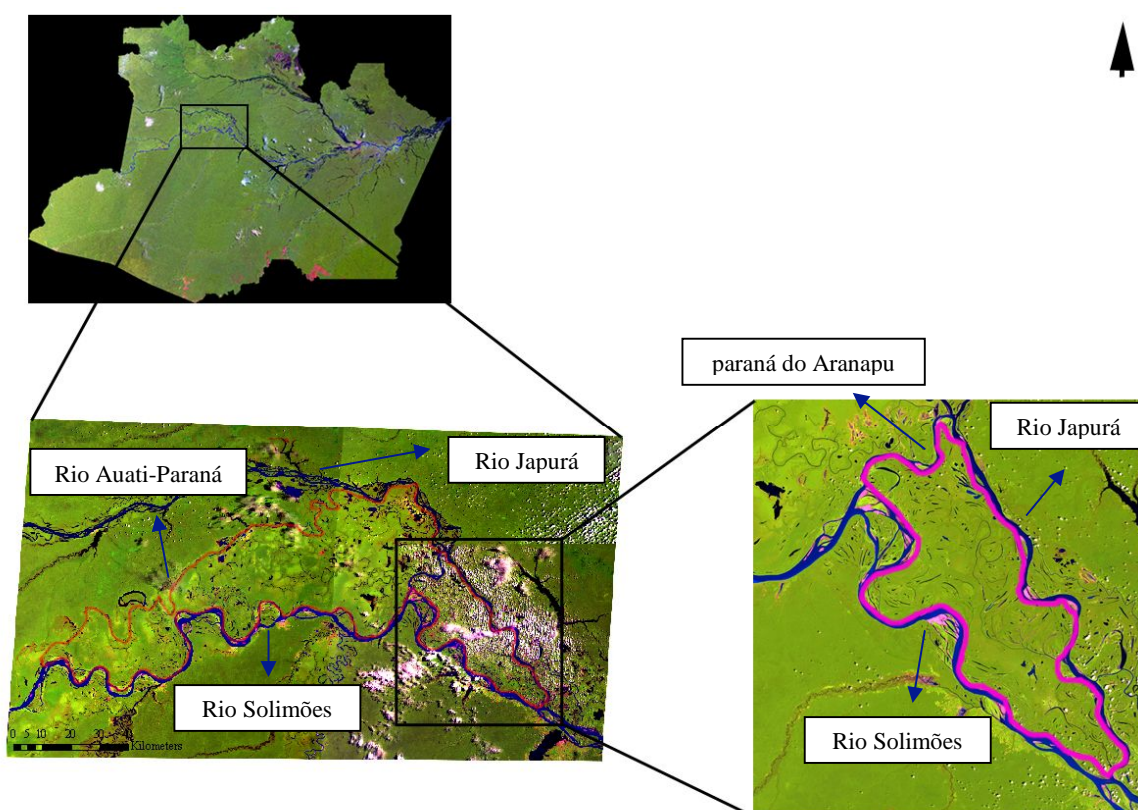


Figura 3: Localização da RDSM (polígono vermelho) no Estado do Amazonas, Brasil, representada por um mosaico de cenas Landsat TM em composição colorida RGB-543. Na imagem menor, à direita, a área focal da RDSM (contorno rosa) delimitada pelos rios Solimões Japurá e paraná do Aranapu.

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).

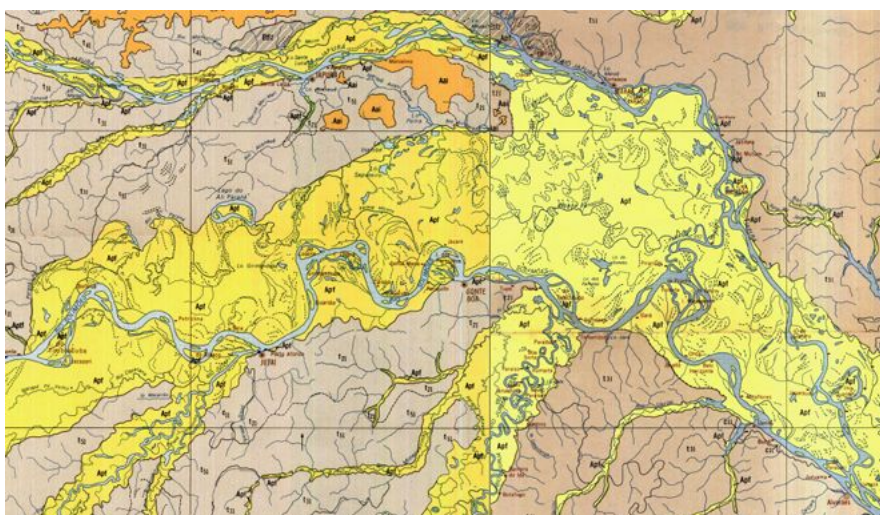


Figura 4: Mapa geomorfológico da RDSM, adaptado do Projeto RADAMBRASIL (1977). As áreas amarelas representam a planície fluvio-lacustre (Apf), a área marrom representa áreas de terraço fluvial, e áreas de cor laranja representam áreas de acumulação inundáveis.

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).

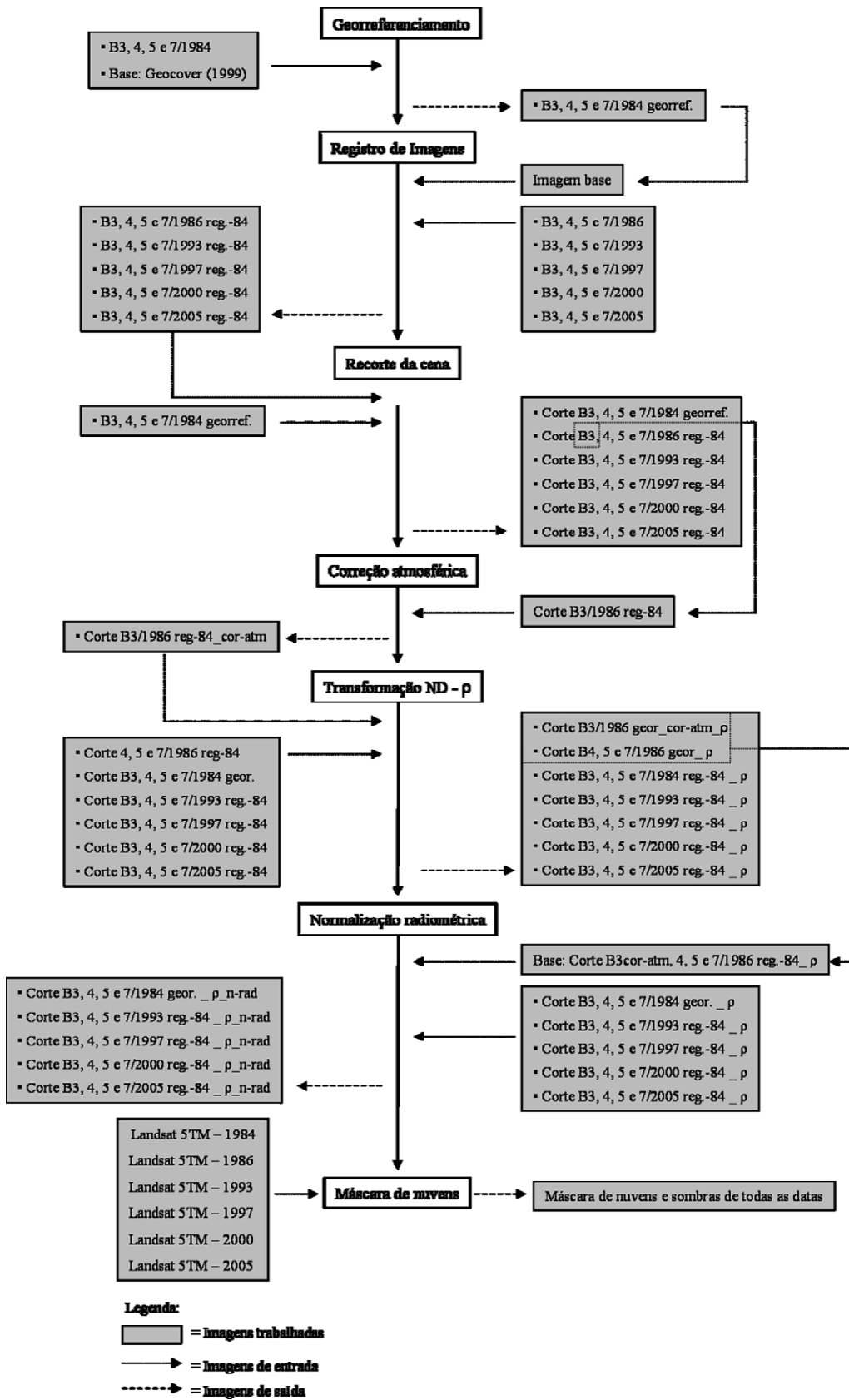


Figura 5: Fluxograma dos pré-processamentos realizados neste trabalho.

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).

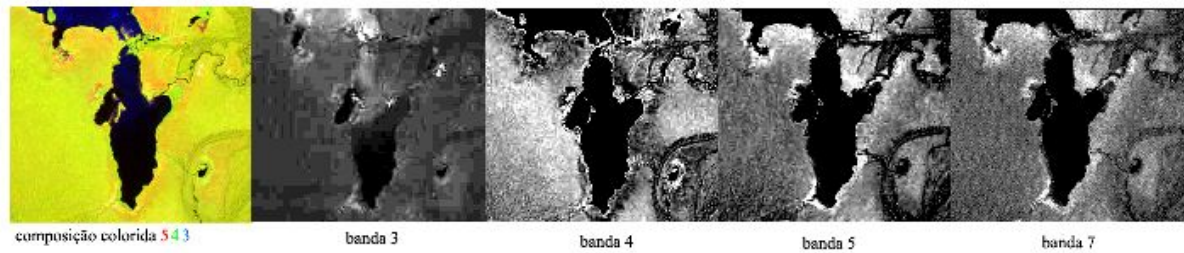


Figura 6: Lago de água preta (sem sedimento) localizado na área subsidiária da reserva, próximo à divisa com a área focal, utilizado como alvo escuro em todas as bandas. Na primeira imagem vemos uma composição colorida de imagem Landsat TM5 de 24/11/2000, e nas demais vemos as bandas 3, 4, 5 e 7 realçadas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

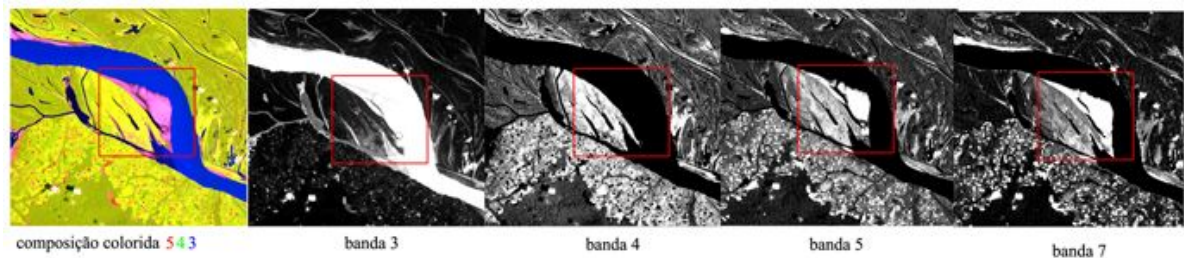


Figura 7: Porção de área da RDSM mostrando um banco de sedimentos e vegetação, entre outros. Na primeira imagem vemos uma composição colorida de imagem Landsat TM5 de 24/11/2000, e nas demais vemos as bandas 3, 4, 5 e 7 realçadas para visualização da refletância dos objetos.

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.

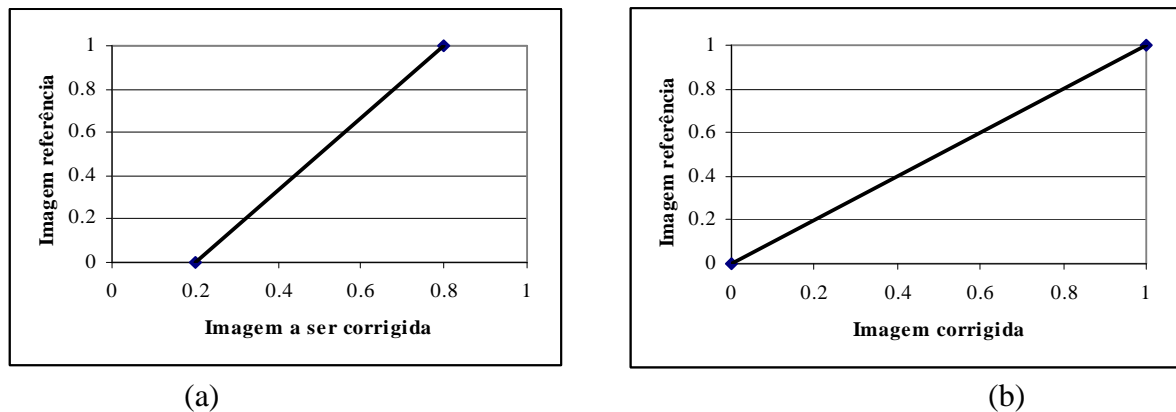


Figura 8: Exemplo de normalização radiométrica de dados de sensoriamento remoto (a), e imagem normalizada em relação a uma imagem referência.

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.

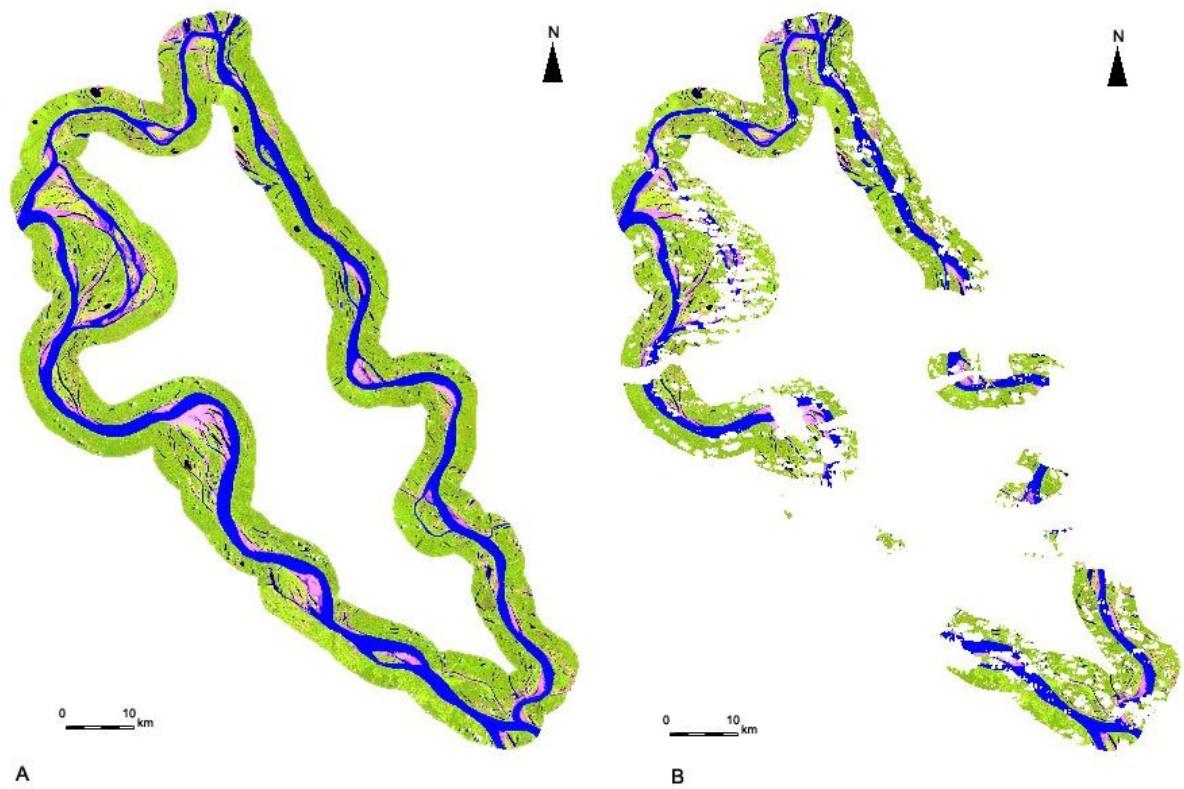


Figura 9: Delimitação da área de interesse do estudo em A (*buffer* de 3 km dos canais limitantes da reserva), e com a máscara de nuvens e sombras em B.

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 $AFRI_{2,1}$.

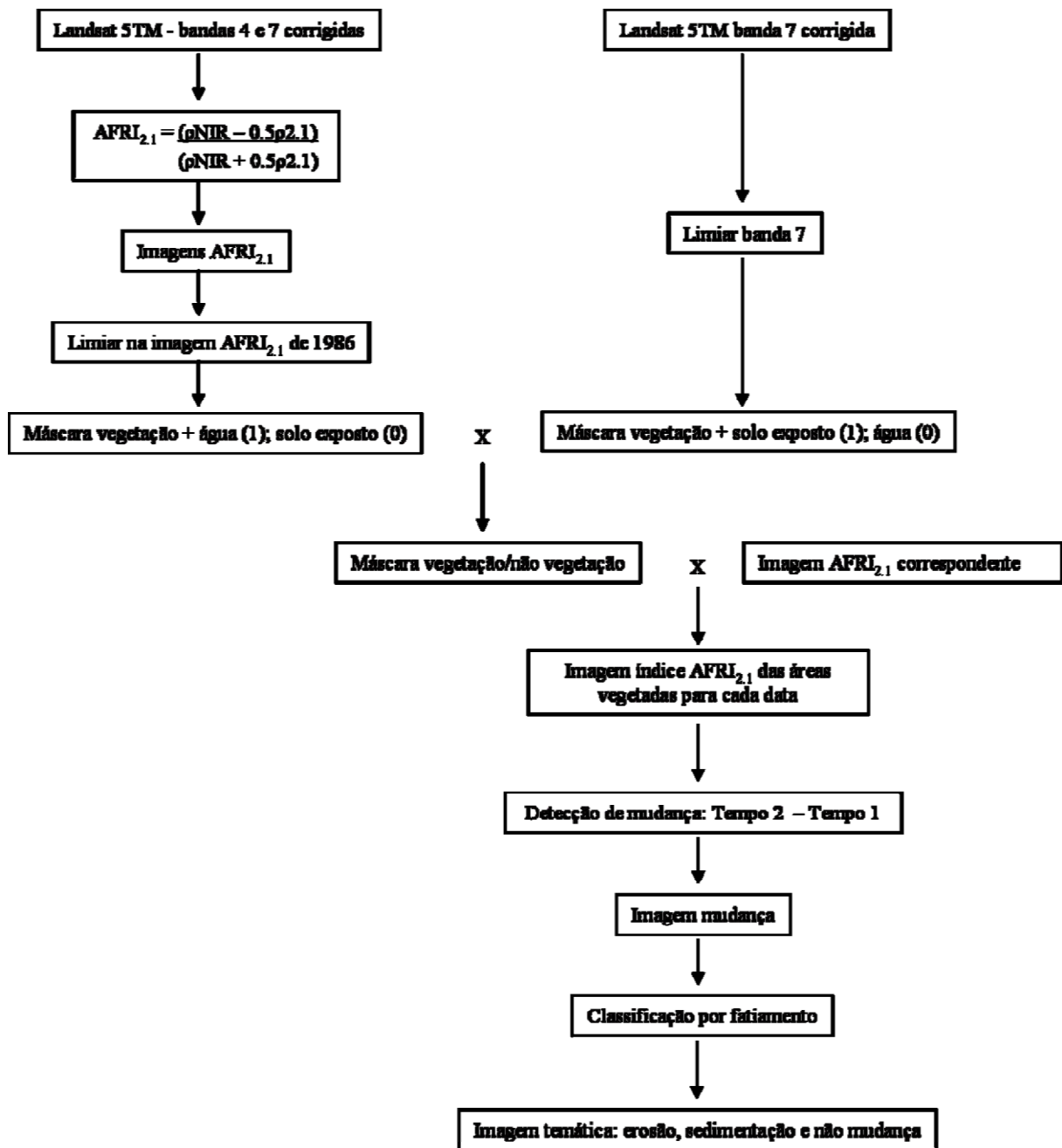


Figura 10: Fluxograma dos processamentos realizadas nas imagens Landsat 5TM para as seis datas.

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: