



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE-14621-TDI/1200**

**ANÁLISE DA TURBIDEZ NA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DE  
CURUAÍ (PA, BRASIL) INTEGRANDO DADOS TELEMÉTRICOS  
E IMAGENS MODIS/TERRA**

Enner Herenio de Alcântara

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,  
orientada pelos Drs. José Luiz Stech e Cláudio Clemente de Faria Barbosa, aprovada em  
30 de novembro de 2006.

INPE  
São José dos Campos  
2007

Publicado por:

**esta página é responsabilidade do SID**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)

Gabinete do Diretor – (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 – CEP 12.245-970

São José dos Campos – SP – Brasil

Tel.: (012) 3945-6911

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: [pubtc@sid.inpe.br](mailto:pubtc@sid.inpe.br)

**Solicita-se intercâmbio  
We ask for exchange**

**Publicação Externa – É permitida sua reprodução para interessados.**



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE-14621-TDI/1200**

**ANÁLISE DA TURBIDEZ NA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO DE  
CURUAÍ (PA, BRASIL) INTEGRANDO DADOS TELEMÉTRICOS  
E IMAGENS MODIS/TERRA**

Enner Herenio de Alcântara

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto,  
orientada pelos Drs. José Luiz Stech e Cláudio Clemente de Faria Barbosa, aprovada em  
30 de novembro de 2006.

INPE  
São José dos Campos  
2007

527.711.7

Alcântara, E. H.

Análise da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA, Brasil) integrando dados telemétricos de imagens MODIS/TERRA / Enner Herenio de Alcântara. – São José dos Campos: INPE, 2006.


217p. ; (INPE-14621-TDI/1200)

1.Sensoriamento remoto. 2.Turbidez. 3.Lagos.  
4.Limnologia. 5.Região Amazônica. 6.Análise estatística.  
7.Análise de ondas. 8.MODIS. I.Título.

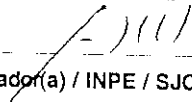
Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de **Mestre** em

**Sensoriamento Remoto**

Dra. Evlyn Marcia Leão de Moraes Novo

  
-----  
Presidente / INPE / SJC Campos - SP

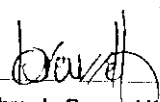
Dr. José Luiz Stech

  
-----  
Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP


Dr. Cláudio Clemente de Faria Barbosa

  
-----  
Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. João Antonio Lorenzetti

  
-----  
Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Yosio Edemir Shimabukuro

  
-----  
Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Fábio Roland

  
-----  
Convidado(a) / UFJF / Juiz de Fora - MG

Aluno (a): **Enner Herenio de Alcântara**

São José dos Campos, 30 de novembro de 2006



"Scientific research is based on the idea that everything that takes place is determined by laws of nature, and therefore this holds for the action of people. For this reason, a research scientist will hardly be inclined to believe that events could be influenced by a prayer, i.e. by a wish addressed to a Supernatural Being."

[Albert Einstein]





*A meus pais, Agostinho e Joselita;  
A meu irmão Enio;  
À minha noiva Tercília.*



## AGRADECIMENTOS

A Deus por tudo.

A meus pais, Agostinho Ferreira e Joselita Milhomem, pelo amor, carinho e dedicação.

A meu irmão, Enio, pelo companheirismo.

À minha noiva, Tercília Monteiro, pelo amor, companheirismo, compreensão e constante incentivo.

Ao Dr. José Luiz Stech, pela orientação durante o desenvolvimento deste trabalho. Pelas palavras amigas e sábios conselhos nos momentos difíceis. Sendo justo, o Dr. Stech representou um “pai”, durante o mestrado.

Ao Dr. Cláudio Clemente Faria Barbosa, pela orientação durante o desenvolvimento da dissertação, e pela concessão dos dados de campo utilizados neste trabalho.

À Dr<sup>a</sup> Evlyn M. L. M. Novo, por várias vezes sanar minhas dúvidas durante o desenvolvimento da dissertação; por ter contribuído grandemente no conteúdo deste trabalho, contribuição sem a qual não seria possível a sua finalização.

Ao Dr. Yosio Shimabukuro, por revisar e contribuir com o desenvolvimento do Modelo Linear de Mistura Espectral para o estudo da distribuição da turbidez.

À queridíssima Etel, profissional muito competente e comprometida.

Aos amigos da *Hidro* (Wilson, Mariana, Fabrício, Melissa, Lílian, Camila e Adriana), obrigado por cumprirem o papel de família durante esse período.

A toda turma de mestrado (2005), em especial, aos amigos Daniel, Fabio, Wagner, Rui, Javier, Tiago, Marcus, Taíse e Pablo.

Ao amigo Ramon, com o qual sempre tive oportunidade de discutir o que estava fazendo na dissertação e com isso enriquecê-la.

Ao Dr. Camilo Daleles Rennó, pelas sugestões e idéias para o tratamento estatístico realizado para este trabalho.

Aos Drs. Reinaldo Rosa e Arcilan Assireu, pelas sugestões na aplicação da Transformada de Wavelet.

Ao Dr. João Lorenzetti, pelas sugestões durante a defesa de proposta de mestrado.

A Dr<sup>a</sup>. Flávia Rebelo Mochel, que foi minha orientadora na graduação, e foi a maior incentivadora da minha entrada no INPE.

A todos os funcionários e professores (pesquisadores) do INPE.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, por ceder as suas instalações para a realização do mestrado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de mestrado.

## RESUMO

A hipótese que motivou a realização desta pesquisa foi a de que a turbidez da água na planície de Curuai variava como resposta ao pulso de inundação, e que esta resposta poderia ser acompanhada com o uso de imagens de satélite e dados *in-situ* transmitidos telemetricamente. Assim, o objetivo do trabalho foi o de avaliar o comportamento da turbidez na planície de Curuai durante o ciclo hidrológico. A resposta da turbidez na planície de inundação foi estudada em duas escalas: a primeira pontual, isto é, dados de turbidez coletados automaticamente e transmitidos via enlace de satélite; e o segundo espacial, ou seja, a partir de amostras distribuídas na planície coletadas *in-situ* e imagens MODIS/ Terra. Por se tratar de duas escalas distintas, os métodos utilizados para tratamento dos dados também foram distintos. Para a escala pontual foi gerada uma série temporal de turbidez, com frequência de 1 em 1 hora. Essa série foi tratada com o uso da Transformada de Wavelet. Na escala espacial foram utilizados dados de cinco campanhas de campo com amostras em toda a planície. Esses dados foram analisados através da Krigagem Ordinária para a espacialização das amostras. Para verificar como a turbidez se comportava ao longo do ciclo hidrológico o Modelo Linear de Mistura Espectral (MLME) foi aplicado às imagens MODIS/Terra. Os principais resultados obtidos com a aplicação desses métodos foram: [1] foi observado que tanto na escala pontual (medidas de turbidez efetuadas por telemetria) quanto na espacial a turbidez apresenta o seu máximo nas épocas de águas baixas, enquanto o contrário ocorre nas águas altas; [2] na escala espacial, a interpolação da turbidez *in-situ* através da Krigagem Ordinária e o MLME aplicado as imagens MODIS/Terra, mostraram que as maiores turbidezes se concentraram durante o ciclo hidrológico nas regiões noroeste e norte da planície; [3] não foi possível o ajuste de uma única função para a estimativa da turbidez das águas da planície; sendo que na época de águas baixas, devido ao alto desvio padrão e alta variância das amostras de turbidez, não foi possível ajustar nenhuma função que fosse significativa para estimativa da turbidez. Assim, se conclui que a turbidez, seja pontual ou espacialmente, responde ao pulso de inundação através de sua variação no espaço e tempo.



# **ANALYSIS OF THE TURBIDITY IN THE CURUAÍ FLOODPLAIN (PA, BRAZIL) INTEGRATING TELEMETRIC DATA AND MODIS/ TERRA IMAGES**

## **ABSTRACT**

The hypothesis that motivated the accomplishment of this research was: “the turbidity has a variation in response of flood pulse in the Curuai floodplain and this response could be followed with the use of satellite images and *in-situ* data (ground data and telemetric data)”. Thus, the objective of the work was evaluate the turbidity behavior in the Curuai floodplain during the hydrological cycle. The response of turbidity in the floodplain was studied in two scales: first, point-temporal (turbidity sampling by Environmental Monitoring System-SIMA); second, spatial-temporal analysis (turbidity distribution using MODIS/ TERRA images). As the two scales are distinct, the treatment methods had also been distinct. For treatment of the point-temporal scale, we used a non-linear method called *Wavelet Transform*. For spatial-temporal scale, we used five field campaigns with turbidity sampling. This ground data was treated with Ordinary Kriging. A Spectral Linear Mixture Model was applied in MODIS image during 2003 to 2005, to verify the turbidity distribution during the hydrological cycle. The main results were: [1] the annual flood pulse is the main driving force that modulates turbidity values in the Curuai floodplain; [2] the results derived from Spectral Linear Mixture Model showed that the north region of floodplain is more turbid than the south region; [3] it's difficult to adjust a unique mathematical function for estimating the turbidity in floodplain. Thus, we conclude that the turbidity variability, both in two scales, it is a response to the flood pulse.





## SUMÁRIO

Pág.

### LISTA DE FIGURAS

### LISTA DE TABELAS

### LISTA DE SÍMBOLOS

### LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

<b>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</b> .....	<b>29</b>
1.1 Objetivo: .....	32
1.1.1 Objetivos específicos: .....	32
Esboço Geral .....	33
<b>CAPÍTULO 2 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	<b>35</b>
2.1 A planície de Inundação Amazônica .....	35
2.2 Sensoriamento Remoto .....	36
2.2.1 Sistemas Ópticos .....	36
2.2.2 Sensoriamento Remoto da Cor da Água .....	36
2.3 Componentes Opticamente Ativos Presentes na Água .....	40
2.3.1 Propriedades da Água pura .....	40
2.3.2 Matéria inorgânica em suspensão .....	42
2.3.3 Matéria orgânica dissolvida .....	43
2.3.4 Fitoplâncton (clorofila <i>a</i> ) .....	44
2.4 Análise de Séries Temporais em Geociências .....	46
2.4.1 Análise de Wavelet .....	47
2.4.1.1 Transformada de Wavelet .....	47
2.4.1.2 Normalização .....	50
2.4.1.3 Wavelet Power Spectrum (WPS) .....	51
2.4.1.4 Função Wavelet .....	51
2.4.1.5 Cone de influência .....	51
2.5 Análise Espacial de Variáveis Limnológicas .....	52
2.5.1 Modelagem Espacial .....	52
2.5.2 Semivariograma experimental .....	52
2.5.3 Modelos Matemáticos Teóricos para Ajuste do Semivariograma .....	54
2.5.4 Semivariografia direcional e a Anisotropia .....	55
2.5.5 Krigeagem Ordinária .....	56
2.6 Modelo Linear de Mistura Espectral .....	57
2.7 Caracterização de Distribuições das Amostras <i>in-situ</i> .....	59
2.7.1 Estimador de Intensidade (Kernel Estimation) .....	59
2.7.2 Vizinho mais próximo com simulação .....	61
2.7.3 Função <i>K</i> com simulação .....	63
2.8 Modelos de Regressão espacial .....	64
2.8.1 Modelos com Efeitos Espaciais Globais .....	65
2.8.2 Modelos de Regressão com Efeitos Espaciais Locais .....	66

2.8.3 Diagnóstico de Modelos com Efeitos Espaciais.....	67
<b>CAPÍTULO 3 - MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>69</b>
3.1 Área de Estudo .....	69
3.2 Materiais .....	71
3.2.1 Dados de Sensoriamento Remoto.....	71
3.2.1.1 Imagens EOS-MODIS .....	71
3.2.1.2 Imagens Landsat TM .....	71
3.3 Série Temporal de Turbidez Medida pelo SIMA .....	72
3.4 Amostras realizadas <i>in-situ</i> .....	74
3.5 Métodos .....	76
3.5.1 Análise da Série Temporal de Turbidez Medida pelo SIMA .....	76
3.5.1.1 Transformada de Wavelet.....	76
3.6 Análise espacial das variáveis medidas <i>in-situ</i> .....	79
3.7 Análise da Área de Influência ( <i>Footprint</i> ) do SIMA .....	80
3.8 Processamento Digital de Imagens.....	81
3.8.1 Processamentos realizados nas imagens MODIS.....	81
3.8.2 Processamentos realizados nas imagens Landsat TM 5 .....	82
3.9 Criação de Mascaras.....	82
3.10 Modelo Linear de Mistura Espectral .....	83
3.10.1 Seleção dos End-members.....	83
3.11 Relação Estatística entre as Imagens Fração e a Turbidez medida <i>in-situ</i> .....	85
3.11.1.1 Regimes Espaciais .....	86
3.12 Cálculo das Áreas de Alta Turbidez na Planície .....	87
<b>CAPÍTULO 4 - RESULTADOS.....</b>	<b>89</b>
4.1 Análise Exploratória da Série Temporal de Turbidez medida pelo SIMA.....	89
4.1.1 Análise de Wavelet.....	90
4.2 Análise Espacial da Turbidez na Planície.....	92
4.2.1 Setembro (vazante).....	92
4.2.2 Novembro (águas baixas) .....	95
4.2.3 Fevereiro (enchente).....	98
4.2.4 Junho de 2004 (águas altas).....	100
4.3 Detecção de Áreas homogêneas de turbidez ao redor do SIMA ( <i>Footprint</i> ) .....	102
4.3.1 23 de Junho de 2006 (águas altas).....	104
4.3.2 27 de Junho de 2006 (águas altas).....	106
4.4 Distribuição das Variáveis Escolhidas como End-members .....	109
4.4.1 Clorofila- <i>a</i> .....	109
4.4.2 Partícula inorgânica .....	111
4.4.3 Matéria orgânica dissolvida.....	112
4.5 Seleção dos End-members.....	114
4.6 Construção dos Modelos de Regressão Espacial.....	115
4.6.1 Dependência Espacial.....	116
4.6.2 Regimes Espaciais .....	119
4.6.3 Construção do Modelo de Regressão Espacial.....	121
4.6.3.1 Análise de Regressão Espacial para o estado de águas altas.....	122
4.6.3.2 Análise de Regressão Espacial para o estado de águas baixas .....	127

4.6.3.3	Análise de Regressão Espacial para o estado de enchente .....	130
4.6.3.4	Análise de Regressão Espacial para o estado de vazante .....	133
4.7	MLME aplicado às imagens EOS-MODIS do Satélite Terra .....	138
4.8	Quantificação das áreas de alta turbidez na planície .....	142
4.9	Integração dos resultados obtidos por telemetria e por meio das imagens MODIS .....	144
<b>CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....</b>		<b>147</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>		<b>149</b>
<b>APÊNDICE A .....</b>		<b>161</b>
<b>APÊNDICE B .....</b>		<b>165</b>
<b>APÊNDICE C .....</b>		<b>169</b>
<b>APÊNDICE D .....</b>		<b>173</b>
<b>APÊNDICE E .....</b>		<b>177</b>
<b>APÊNDICE F .....</b>		<b>181</b>
<b>APÊNDICE G .....</b>		<b>185</b>
<b>APÊNDICE H .....</b>		<b>189</b>



## LISTA DE FIGURAS

2.1 - Fatores que influenciam a luz emergente que deixa o corpo de água.....	40
2.2 - Comparação dos resultados de coeficientes de absorção da água pura.....	42
2.3 - Inter-comparação de espectro de absorção da matéria inorgânica.....	43
2.4 - Absorção da matéria orgânica dissolvida.....	44
2.5 - Resposta espectral da clorofila <i>a</i> para diferentes concentrações.....	46
2.6 - Exemplo de semivariograma experimental.....	53
2.7 - Representação gráfica da anisotropia.....	55
2.8 - Exemplo de funcionamento do Estimador Kernel Gaussiano.....	60
2.9 - Exemplo hipotético de gráfico gerado pelo método da função L.....	64
3.1 - Várzea do Lago Grande de Curuaí e seus respectivos lagos.....	69
3.2 - Características do pulso de inundação.....	70
3.3 - Localização do SIMA na planície de inundação de Curuaí.....	73
3.4 - Distribuição das amostras realizadas in-situ por estado do sistema.....	75
3.5 - Configuração amostral da turbidez para validação do <i>Footprint</i> .....	76
3.6 - Wavelet de Morlet.....	77
3.7 - Fluxograma metodológico da aplicação da TW na série de turbidez do SIMA.....	79
3.8 - Fluxograma metodológico da aplicação da Krigeagem ordinária.....	80
3.9 - Fluxograma metodológico da aplicação da Krigeagem ordinária (SIMA).....	81
3.10 - Máscaras confeccionadas para cada estado do sistema.....	83
3.11 - Fluxograma metodológico da aplicação do MLME nas imagens MODIS.....	84
3.12 - Processo de amostragem das proporções dos end-members.....	85
3.13 - Processo metodológico para verificar a dependência espacial.....	86
3.14 - Processo de validação dos modelos espaciais por regime.....	87
3.15 - Esquema da metodologia para quantificação de áreas de alta turbidez.....	88
4.1 - Série Temporal de Turbidez medida pelo SIMA.....	89
4.2 - Aplicação da Transformada de Wavelet na Série Temporal de Turbidez.....	90
4.3 - Diagramas (stick plots) dos dados de vento coletados pelo SIMA.....	91
4.4 - Agrupamento por faixa de desvio padrão das amostras de turbidez na vazante.....	94
4.5 - Distribuição da turbidez (NTU) na planície de Curuaí.....	95
4.6 - Agrupamento por faixa de desvio padrão das amostras de turbidez.....	96
4.7 - Distribuição da turbidez (NTU) na planície de Curuaí.....	97
4.8 - Agrupamento por faixa de desvio padrão das amostras de turbidez.....	98
4.9 - Distribuição da turbidez (NTU) na planície de Curuaí.....	98
4.10 - Agrupamento por faixa de desvio padrão das amostras de turbidez.....	101
4.11 - Distribuição da turbidez na planície de Curuaí através da krigeagem ordinária.....	101
4.12 - Áreas de turbidez homogêneas ao redor do SIMA em relação ao nível d'água.....	103
4.13 - Agrupamento por faixa de desvio padrão das amostras de turbidez.....	105
4.14 - Área de homogeneidade de turbidez (NTU) medida pelo SIMA.....	106
4.15 - Agrupamento por faixa de desvio padrão das amostras de turbidez.....	107
4.16 - Área de homogeneidade de turbidez medida pelo SIMA.....	107
4.17 - Distribuição das concentrações de clorofila- <i>a</i> ( $\mu\text{g/L}$ ).....	110
4.18 - Distribuição das concentrações de partícula inorgânica ( $\text{mg/L}$ ).....	111

4.19 - Distribuição das concentrações de matéria orgânica dissolvida (mg/L). .....	113
4.20 - End-members selecionados para aplicação do MLME. ....	115
4.21 - Distribuição da dependência espacial para os estados do sistema. ....	116
4.22 - Método vizinho mais próximo e Função L com simulação. ....	118
4.23 - Agrupamento de regimes espaciais através do método <i>passos iguais</i> . ....	120
4.24 - Aplicação do MLME na imagem MODIS de 2 de maio de 2004. ....	122
4.25 - Validação dos modelos de regressão espacial para o período de águas altas. ...	125
4.26 - Estimativa da turbidez através de parâmetros do MLME (regime 4). ....	126
4.27 - Aplicação do MLME na imagem MODIS de 9 de dezembro de 2003. ....	128
4.28 - Validação dos modelos de regressão espacial para o estado de águas baixas....	130
4.29 - Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (fev.) 2004. ....	131
4.30 - Validação dos modelos de regressão espacial para o estado de enchente. ....	132
4.31 - Estimativa da turbidez através de parâmetros do MLME (regime 3). ....	133
4.32 - Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (set.) 2003. ....	134
4.33 - Validação dos modelos de regressão espacial para o estado de vazante. ....	136
4.34 - Estimativa da turbidez através de parâmetros do MLME (regime 4). ....	137
4.35 - Distribuição das áreas (Km <sup>2</sup> ) de alta turbidez (2003 a 2005). ....	143
4.36 - Diagrama (stick plot) mostrando a direção preferencial do vento. ....	144
4.37 - Integração dos resultados obtidos por telemetria (SIMA). ....	145
B.1 - Modelagem de anisotropia da malha amostral de turbidez na vazante. ....	165
B.1 - Semivariograma para o período de vazante. ....	165
C.1 - Modelagem de anisotropia da malha amostral de turbidez para águas baixas. ...	169
C.2 - Semivariograma para o período de águas baixas. ....	169
D.1 - Modelagem de anisotropia da malha amostral de turbidez para a enchente. ....	173
D.2 - Semivariograma para o período de enchente. ....	173
E.1 - Modelagem de anisotropia da malha amostral de turbidez na cheia. ....	177
E.2 - Semivariograma para o período de cheia. ....	178
F.1 - Modelagem de anisotropia da malha amostral de turbidez na cheia (SIMA). ....	181
F.2 - Semivariograma no período de cheia (SIMA). ....	182
G.1 - Modelagem de anisotropia da malha amostral de turbidez na cheia (SIMA) ....	185
G.2 - Semivariograma para o período de cheia (SIMA). ....	186
H.1 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 5 de janeiro de 2003 .....	189
H.2 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 23 março de 2003. ....	190
H.3 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 8 de abril de 2003. ....	191
H.4 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 22 de maio de 2003. ....	192
H.5 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 27 de junho de 2003. ....	193
H.6 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 18 julho de 2003 .....	194
H.7 - Distribuição da turbidez na planície para 20 de julho de 2003 .....	195
H.8 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 5 de agosto de 2003 .....	196
H.9 - Distribuição da turbidez na planície para 4 de setembro de 2003. ....	197
H.10 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 6 de setembro de 2003. ....	198
H.11 - Distribuição da turbidez na planície para 15 de setembro de 2003. ....	199
H.12 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 7 de novembro de 2003 .....	200
H.13 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 18 de abril de 2004 .....	201
H.14 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 24 de agosto de 2004 .....	202
H.15 - Distribuição da turbidez na planície para 23 de setembro de 2004. ....	203

H.16 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 25 de setembro de 2004.....	204
H.17 - Distribuição da turbidez na planície para 25 de outubro de 2004.....	205
H.18 - Distribuição da turbidez na planície para 3 de novembro de 2004.....	206
H.19 - Distribuição da turbidez na planície para 10 de novembro de 2004.....	207
H.20 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 19 novembro de 2004.....	208
H.21 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 5 de janeiro de 2005.....	209
H.22 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 12 janeiro de 2005.....	210
H.23 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 2 de abril 2005.....	211
H.24 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 20 de junho de 2005.....	212
H.25 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 14 de junho de 2005.....	213
H.26 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 30 de junho de 2005.....	214
H.27 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 9 setembro de 2005.....	215
H.28 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 11 de setembro de 2005.....	216
H.29 - Distribuição da turbidez na planície para o dia 4 de outubro de 2005.....	217





## LISTA DE TABELAS

2.1 - Características do Sistema EOS-MODIS.....	37
2.2 - Funções e propriedades básicas da wavelet.....	50
2.3 - Sumários dos modelos matemáticos de ajuste dos semivariogramas. ....	54
3.1 - Disponibilidade (sem cobertura de nuvens) das imagens MODIS .....	71
3.2 - Imagens Landsat 5 TM utilizadas para confecção das mascaras .....	72
3.3 - Sumário das campanhas de campo e o número de amostras coletadas.....	74
3.4 - Sumário das campanhas de campo em volta do SIMA.....	75
4.1 - Estatística descritiva da turbidez (NTU) amostrada em setembro de 2003. ....	93
4.2 - Estatística descritiva da turbidez (NTU) amostrada em novembro.....	95
4.3 - Estatística descritiva da turbidez (NTU) amostrada em Fevereiro. ....	98
4.4 - Estatística descritiva da turbidez (NTU) amostrada em Junho. ....	100
4.5 - Áreas homogêneas em torno do SIMA .....	104
4.6 - Estatística descritiva da turbidez (NTU) amostrada em 23 de junho de 2006. ....	105
4.7 - Estatística descritiva da turbidez (NTU) amostrada em 27 junho de 2006.....	106
4.8 - Áreas homogêneas em torno do SIMA (período de águas altas).....	108
4.9 - Estatística Descritiva da concentração de clorofila nos 4 estados do sistema. ....	111
4.10 - Estatística Descritiva da concentração de partículas inorgânicas (mg/L).....	112
4.11 - Estatística Descritiva da concentração de matéria orgânica dissolvida .....	114
4.12 - Seleção dos end-members. ....	114
4.13 - Avaliação de ajuste dos modelos de regressão espacial.....	123
4.14 - Avaliação de ajuste dos modelos de regressão espacial.....	129
4.15 - Avaliação de ajuste dos modelos de regressão espacial.....	131
4.16 - Avaliação de ajuste dos modelos de regressão espacial.....	135
4.17 - Valores médios das frações granulométricas e seus respectivos lagos. ....	140
B.1 - Sumarização dos parâmetros estruturais utilizados na krigeagem .....	166
C.1 - Sumarização dos parâmetros estruturais utilizados na krigeagem. ....	170
D.1 - Sumarização dos parâmetros estruturais utilizados na krigeagem. ....	175
E.1 - Sumarização dos parâmetros estruturais utilizados na krigeagem.....	179
F.1 - Sumarização dos parâmetros estruturais utilizados na krigeagem.....	183
G.1 - Sumarização dos parâmetros estruturais utilizados na krigeagem. ....	187



## LISTA DE SÍMBOLOS

$\Re$	-	Conjunto dos números reais
$\Im$	-	Conjunto dos números imaginários
$\pi$	-	pi
*	-	Complexo conjugado
$\psi_0$	-	Função Wavelet
$\varepsilon$	-	Erro
$\infty$	-	Infinito
$\delta t$	-	Espaço de tempo
$\hat{\psi}(s\omega)$	-	Transformada de Fourier de uma função
$\omega_k$	-	Frequência angular
$\tau_s$	-	e-folding time
$\lambda$	-	Comprimento de onda
$\phi$	-	Multiplicador de lagrange
$W$	-	Matriz de proximidade espacial
$\Sigma$	-	Somatório
$h$	-	Distância



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AIC	- Akaike
COI	- Cone de influência
CZCS	- Coastal Zone Color Scanner
EOS	- Earth Observing System
FI	- Fitoplâncton (clorofila-a)
KO	- Krigeagem Ordinária
LANDSAT	- Land Remote Sensing Satellite
LIK	- Log de Máxima Verossimilhança
MERIS	- The Medium Resolution Imaging Spectrometer Instrument
MLME	- Modelo Linear de Mistura Espectral
MO	- Matéria orgânica dissolvida
MODIS	- Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	- National Aeronautics and Space Administration
NTU	- Nephelometric Turbidity Unit
PI	- Partícula inorgânica
REM	- Radiação eletromagnética
SC	- Schwartz Criterion
SeaWiFS	- Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
SIMA	- Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental
TFD	- Transformada de Fourier Discreta
TW	- Transformada de Wavelet
WPS	- Wavelet Power Spectrum



## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

A Bacia Amazônica, com aproximadamente  $6,1 \times 10^6 \text{ Km}^2$ , é a maior bacia hidrográfica do planeta. De dimensões continentais, a mesma está situada na zona intertropical, recebendo precipitações médias anuais de 2460 mm. A descarga líquida média do rio Amazonas é estimada em  $209.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ . O aporte médio de sólidos em suspensão do Rio Amazonas ao Oceano Atlântico é estimado em cerca de 600 milhões de toneladas por ano (MOLLINIER *et al.*, 1997, FILIZOLA, 1999). Os principais tributários do rio Amazonas são acompanhados ao longo de seus cursos, por extensas planícies de inundações chamadas várzeas ou igapós.

Planícies de inundação são ambientes que oscilam entre as fases terrestre e aquática. Esta característica permite que o ambiente seja favorável à existência tanto de organismos terrestres quanto aquáticos, mas de difícil utilização pelos humanos. Por esta razão, extensas áreas de planícies de inundação da Europa e da América do Norte foram eliminadas ou extremamente modificadas por atividades humanas.

Apesar disto, as planícies de inundação foram negligenciadas durante anos por limnólogos e ecólogos (JUNK, 1980). Com o crescimento do conhecimento da significância da ecologia e da economia das planícies de inundação, o número de estudos cresceu consideravelmente. As planícies de inundação podem ser classificadas pela amplitude, frequência, e fonte da água de inundação. Por exemplo, planícies de inundação de grandes rios são caracterizadas por um pulso de inundação monomodal e por uma grande amplitude de inundação (ex. planícies de inundação do Rio Amazonas e seus principais tributários). Estas áreas também podem ser caracterizadas pela quantidade de substâncias dissolvidas ou em suspensão introduzidas pela inundação.

O processo mais compreendido das planícies é o conceito de pulso de inundação. Esse conceito é baseado em considerações hidrológicas do rio, sua bacia de captação e a própria planície de inundação. Considerando o balanço hidrológico e sedimentar, as áreas de inundação têm um papel de armazenamento temporário ou permanente do material dissolvido e particulado; sendo que o tempo de armazenamento pode variar de

alguns meses (águas e substâncias dissolvidas) a algumas centenas a milhares de anos (sedimentos). Estima-se que 80% do material transportado pelo Rio Amazonas, transitam pelas várzeas (MERTES *et al.*, 1996; DUNNE *et al.*, 1998). As várzeas constituem áreas preferenciais de deposição de sedimentos (AMORIM, 2006).

A tecnologia de sensoriamento remoto tem sido utilizada extensivamente para detectar e quantificar parâmetros de qualidade de água em corpos de água naturais e reservatórios, (VERDIN, 1985; JENSEN *et al.*, 1989; KLOIBER *et al.*, 2002). Aplicações do sensoriamento remoto também foram realizadas nas planícies de inundação da bacia Amazônica. BARBOSA (2005) aplicou técnicas de sensoriamento remoto para estudar a dinâmica de circulação da água na planície de Curuai. A planície de Curuai localiza-se próximo a cidade de Óbidos no Pará a aproximadamente 850 km a montante da desembocadura do rio Amazonas no Oceano Atlântico. Esta planície caracteriza-se por um pulso de inundação monomodal, grande amplitude de inundação, cuja área inundável pode variar de 1340 a 2000 km de acordo com o nível da água na planície (KOSUTH, 2002). Além de estudar a circulação da água na planície, BARBOSA (2005) também estudou a composição biogeoquímica das águas dos lagos da planície, e constatou que o efeito da turbidez devido aos sedimentos e a clorofila-*a* são difíceis de serem discriminados. De acordo com GOODIN *et al.*, (1993) este é um dos problemas mais persistentes do sensoriamento remoto de sólidos em suspensão (incluindo sólidos orgânicos).

De acordo com WETZEL (2001) a turbidez é uma propriedade visual da água que representa a redução ou falta de luz na coluna d'água devido à presença de partículas suspensas. A turbidez consiste usualmente na presença de partículas inorgânicas com origem através da erosão do solo da bacia hidrográfica e da resuspensão do sedimento de fundo. Estes são responsáveis pela cor verdadeira da água e o material em suspensão pela cor aparente<sup>1</sup> (HUTCHINSON, 1957). A origem desses materiais pode ser o solo (quando não há mata ciliar); a mineração (como a retirada de areia ou a exploração de

---

<sup>1</sup> O material em suspensão, geralmente presente nas águas superficiais gera a cor aparente, ou seja, é como o ser humano a vê. Na verdade é resultado em parte da reflexão e dispersão da luz pelas partículas. Removido o material em suspensão, diz-se que a cor é verdadeira, devido a partículas coloidais carregadas negativamente e material dissolvido (Margalef, 1983).



argila); as indústrias; ou o esgoto doméstico lançado sem tratamento no manancial (NOLEN *et al.*, 1985).

A importância do estudo da turbidez em lagos naturais reside nas consequências para a biota que um aumento excessivo dessa variável pode causar. Concentrações elevadas de sólidos suspensos são danosas aos peixes, impedem e reduzem excessivamente a passagem de luz, desequilibrando assim a cadeia trófica. Uma elevação dessa variável pode causar modificações nos ciclos biodinâmicos, interferindo na velocidade e intensidade da ação fotossintética (BUKATA *et al.*, 1995).

Em águas muito turvas, geralmente, a produção primária se torna baixa, porque não há uma penetração eficiente da luz na água. Em alguns sistemas aquáticos amazônicos, mesmo tendo uma alta turbidez, a produtividade do sistema não fica comprometida porque a comunidade de macrófita aquática do sistema mantém a produtividade. Em alguns casos até aumenta a produtividade primária (ESTEVES, 1998).

O estudo dessa variável tem sido realizado pela limnologia há algumas décadas, no entanto, os métodos clássicos de amostragem da limnologia não permitem uma análise espacializada, uma vez que suas amostragens são pontuais e muitas vezes mal distribuídas no espaço e no tempo.

Há várias formas de medida da turbidez, sendo mais recomendados na literatura os chamados turbidímetros nefelométricos baseados no retroespalhamento da luz e que resultam em uma unidade de turbidez chamada de <sup>2</sup>NTU (Nefelometric Turbidity Unit). Outros instrumentos medem a luz absorvida ou transmitida dando origem à unidade FTU (Formazin Turbidity Unit). Finalmente existe o disco de Secchi com uma longa tradição no monitoramento limnológico para medir a transparência. Do ponto de vista óptico, a transparência da água pode ser considerada o oposto da turbidez (WETZEL, 2001).

Instrumentos que medem a turbidez e outros parâmetros de qualidade de água e meteorológicos podem ser montados em uma estrutura flutuante, como uma bóia, e realizarem medidas em alta frequência temporal (1 hora) e enviar a informação via enlace de satélite. Um exemplo desse tipo de sistema é o *Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental – SIMA* (Projeto FAPESP 02/09911-1). Este sistema possui

12 sensores de coleta de dados limnológicos e meteorológicos, que são coletados em intervalos de uma hora, são armazenados e transmitidos para os satélites (SCD, CBERS). Devido a sua alta resolução temporal de amostragem de dados limnológicos, este possibilita uma análise refinada da variabilidade dos dados mesmo que pontuais.

Portanto, a integração das técnicas de sensoriamento remoto com dados de alta frequência temporal (telemetria) são alternativas viáveis para se obter informações mais sólidas a respeito da limnologia de sistemas aquáticos continentais.

## **1.1 Objetivo:**

Avaliar o comportamento da turbidez da água dos lagos da planície de Curuaí em resposta ao pulso de inundação.

### **1.1.1 Objetivos específicos:**

Avaliar a resposta da turbidez ao pulso de inundação a partir das seguintes abordagens:

- 1) Ponto-temporal, isto é, dados de turbidez coletados automaticamente e transmitidos via enlace de satélite (telemetria):
  - a. Para avaliar a variação da turbidez no tempo com uma resolução temporal fina (1 hora);
- 2) Espaço-temporal, ou seja, por meio de imagens do sensor MODIS a bordo do Satélite Terra e amostras de turbidez *in-situ*:
  - a. Para acessar a distribuição da turbidez na planície;
  - b. Construção de um modelo de regressão espacial para acessar a turbidez na planície de Curuai;
  - c. E para saber se existe uma área ao redor do SIMA que possa ser homogênea em relação ao valor de turbidez.

---

<sup>2</sup> NTU é a quantidade de luz espalhada pelo material em suspensão em uma amostra de água.

## **Esboço Geral**

Este trabalho foi dividido em mais quatro capítulos, descritos a seguir:

- *CAPÍTULO 2 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA*: Neste capítulo são abordados as características dos componentes opticamente ativos na água; sobre as técnicas de sensoriamento remoto; análise de séries temporais e processamento de imagem empregada no estudo da qualidade da água em sistemas aquáticos.
- *CAPÍTULO 3 – MATERIAIS E MÉTODOS*: Neste capítulo são descritos os materiais e métodos empregados na execução do trabalho.
- *CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO*: Apresentação dos resultados obtidos e sua discussão.
- *CAPÍTULO 5 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES*: Neste capítulo são apresentadas as conclusões obtidas a partir dos resultados, bem como considerações e recomendações para a continuidade do trabalho.



## CAPÍTULO 2

### FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

#### 2.1 A planície de Inundação Amazônica

A planície de inundação amazônica é uma das mais extensas áreas alagáveis do planeta, sendo que apenas a área alagável da Amazonia Central ocupa aproximadamente 300.000 km<sup>2</sup> de extensão (IRION *et al.*, 1997). Caracteriza-se por formar uma região plana, com cerca de 120 metros de desnível ao longo de toda sua extensão. Devido a esse baixo gradiente, variações no nível da água do canal principal, entre 7 a 13 metros, correspondem a uma área de inundação de 20 a 100 km, perpendiculares à margem (COSTA, 2000). A descarga média do rio Amazonas varia entre 91.700 e 203.000 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>, representando aproximadamente 20% da água descarregada pelos rios no oceano em todo o globo (SILVA, 2004).

A planície amazônica recebe um volume anual de precipitação superior a 2000 mm anuais, podendo atingir até 3500 mm em algumas áreas. A alternância entre estações de maior e menor precipitação é diferente para as regiões ao sul, norte, e central da planície. No sul da região amazônica, a maior precipitação ocorre entre novembro e fevereiro, e a menor entre maio e setembro. Na região próxima a Manaus, as máximas precipitações ocorrem entre janeiro e abril, e nas regiões mais a oeste, entre março e junho (FISCH *et al.*, 1998).

Segundo PRANCE (1979), as várzeas amazônicas podem ser divididas em dois grupos de acordo com o sistema hídrico: (a) várzeas de marés, que estão sujeitas aos pulsos de inundação diários; (b) várzeas sazonais, que são submetidos ao ciclo anual de enchente e vazante pelo rio principal.

A flutuação no nível da água é um fator fundamental para o funcionamento ecológico do sistema de várzeas. Durante o período de águas altas nos rios, todo o sistema sofre inundação. Os rios e as várzeas do Amazonas constituem um complexo de canais, rios, lagos, ilhas, depressões, permanentemente modificados pela sedimentação e transporte

de material em suspensão que são transportados pelos principais rios de águas brancas (MERTES *et al.*, 1996).

No período de enchente, a água de superfície dos grandes rios entra nos lagos através dos canais, permanecendo nas várzeas e no período de vazante, esta água armazenada é liberada naturalmente, influenciando a geoquímica dos rios. Dessa forma, as várzeas agem como bacias naturais que afetam o ciclo hidrológico e a dinâmica sedimentar do rio Amazonas e seus principais afluentes. A deposição de sedimentos, formação de bancos e colonização pioneira são processos muito dinâmicos nas várzeas amazônicas (KALLIOLA *et al.*, 1991).

Essa dinâmica hidrológica que ocorre no sistema faz com que as várzeas se tornem zonas de acúmulo de material particulado e de permanência do material dissolvido entre 4 a 5 meses, advindas das águas dos rios, dos lençóis freáticos e das chuvas (BONNET *et al.*, 2005). O regime de turbidez e luz nas planícies de inundação da Amazônia são extremamente influenciados pelo pulso de inundação e pela hidrologia (ROLAND e ESTEVES, 1998).

## **2.2 Sensoriamento Remoto**

### **2.2.1 Sistemas Ópticos**

O sensoriamento remoto orbital através de sistemas ópticos, ou seja, que operam na faixa do visível e infravermelho do espectro eletromagnético, representa atualmente uma ferramenta importante para estudos de bacias hidrográficas. Existem várias plataformas em operação, oferecendo diferentes opções de resolução espacial, temporal, espectral e radiométrica, de acordo com as necessidades de cada aplicação (JENSEN, 2000). Em especial, pode-se destacar o sensor EOS-MODIS.

O sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), a bordo dos satélites EOS-TERRA e EOS-AQUA do programa *Earth Observing System* (EOS) da Agência Espacial Americana (*National Aeronautics and Space Administration* - NASA), reúne um conjunto de características inéditas, que o capacitam para a realização de estudos em diversas áreas do conhecimento.

O satélite TERRA (EOS-AM1) foi lançado em dezembro de 1999, coletando dados a partir de fevereiro de 2000, com o horário de passagem as 10:30h (horário local), e o segundo satélite, AQUA (EOS-PM1), foi lançado em maio de 2002, com horário de passagem no equador por volta de 13:30h (horário local).

Este sensor foi projetado para satisfazer as necessidades de informação de três campos de estudo diferentes: atmosfera, oceano e terra, com bandas de resolução espectral e espacial selecionadas para atender aqueles requerimentos e para oferecer uma cobertura global quase diária (JUSTICE *et al.*, 2002). As especificações técnicas deste sensor podem ser vistas na Tabela 2.1.

TABELA 2.1 Características do Sistema EOS-MODIS.

Órbita	705 Km, sol-síncrono, quase polar descendente, cruzando o equador às 10:30 e horário local (Terra) e 13:30 (Aqua).
Lagura da faixa	2330 km + 550 em cross-track.
Bandas espectrais	36 bandas, entre 0,405 e 14,385 $\mu m$ com subsistemas de calibração a bordo.
Resolução radiométrica	12 bits
Resolução espacial no nadir	250 m bandas 1 e 2; 500 m nas bandas 3 a 7; 1000 m nas bandas 8 a 36.
Período de Revisita	Diariamente para latitudes norte, acima de 30°. A cada dois dias, para latitudes inferiores a 3°.
Precisão da grade de geolocalização	Dentro de 150 m (1 sigma) no nadir.
Registro banda a banda, para as bandas de 1 – 7.	Dentro de 50 m ao longo da faixa de imageamento. Dentro de 100 m ao longo da direção de imageamento.

Fonte: JUSTICE *et al.*, (1998).

As 36 bandas espectrais deste sensor estão localizadas em função do comprimento de onda, cuidadosamente escolhidas para a observação de feições que incluem desde propriedades das nuvens, dinâmica e propriedades da vegetação na cobertura terrestre, e a temperatura da superfície dos oceanos (SALOMONSON e TOLL, 1990). Estas especificações têm como objetivo evitar as bandas de absorção atmosférica, além de

outras feições (linha de Fraunhofer<sup>3</sup>), durante a observação e monitoramento da superfície terrestre (SALOMONSON e BARKER, 1992; STRAHLER et al., 1999).

As primeiras 19 bandas estão posicionadas na região do espectro eletromagnético situado entre 405 nm e 2155 nm, de forma que as bandas 1-7 estão direcionadas para as aplicações terrestres; as bandas 8-16 para as observações oceânicas e as bandas 17-19 para as medições atmosféricas. As bandas 20-36, com exceção da banda 26 (1360-1390 nm), cobrem a porção termal do espectro eletromagnético (3660nm a 14385nm) e podem ser utilizadas por diferentes campos das ciências naturais.

Nesse trabalho serão utilizados os produtos MOD09GHK (bandas 3 e 4) e MOD09GQK (bandas 1 e 2) do MODIS/ Terra. Originalmente as bandas de 250 e 500 metros de resolução espacial foram previstas para estudos de ambientes terrestres continentais e detecção de nuvens, além de possuir uma sensibilidade menor do que as bandas do MODIS Oceano. Entretanto, HU *et al.* (2004) fizeram uma comparação das bandas do MODIS Terra com outros sensores, como o Landsat 7 ETM+, CZCS e o SeaWiFS, e determinaram que as bandas do MODIS Terra (250-500 m) possuem sensibilidade radiométrica suficiente para aplicação em água.

O produto MOD09 refere-se às imagens de reflectância espectral de superfície, para as bandas 1 a 7, centradas nos seguintes comprimentos de onda : 648 nm, 858 nm, 470 nm, 555 nm, 1240 nm, 1640 nm, e 2130 nm, e é computado a partir dos níveis 1 A<sup>4</sup> de processamento (JUSTICE *et al.*, 1998). É disponibilizado com resolução espacial de 250 e 500 metros, em resolução temporal diária e composições de oito dias, corrigidas atmosféricamente. O produto com 250 metros de resolução espacial possui bandas de resolução de 500 metros reamostradas para 250 metros através do método de duplicação do número de linhas e colunas, utilizando o interpolador vizinho mais próximo.

---

<sup>3</sup> As linhas de Fraunhofer são de suma importância para a pesquisa da composição de corpos celestes que emitem energia eletromagnética. O fenômeno ocorre porque os fótons podem ser absorvidos por um átomo causando o salto de um elétron de um orbital para outro.

<sup>4</sup> Os produtos contém os dados de calibração e geolocalização para as 36 bandas geradas pelo nível 1 A. O nível 1 A é utilizado como dado de entrada para geolocalização, calibração e processamento (Anderson *et al.*, 2003).



### **2.2.2 Sensoriamento Remoto da Cor da Água**

A água representa uma mistura complexa de diversos materiais dissolvidos ou particulados. Esses materiais possuem propriedades ópticas diversas, ou seja, interagem com a luz de maneira diferente, em função de sua concentração e natureza. A presença desses componentes na coluna d'água é responsável por modificações em sua cor, pois eles absorvem ou espalham seletivamente a luz incidente.

O sensoriamento remoto da cor da água é realizado com o uso de sistemas sensores passivos, com campo de visada estreitos, capazes de monitorar o fluxo radiométrico que chega a seus detectores em diferentes comprimentos de onda nas faixas do visível e do infra-vermelho próximo do espectro eletromagnético (KAMPEL e NOVO, 2005).

O sinal detectado remotamente é formado a partir das seguintes contribuições: a luz espalhada pela atmosfera; a luz refletida especularmente pela superfície do corpo d'água; e a luz emergente da superfície da água após ter sido retro-espalhada no interior do corpo d'água. Somente a luz emergente do corpo d'água contém informações úteis sobre o corpo d'água (IOCCG, 2000).

Dentro desse contexto, alguns fatores são importantes: a luz solar direta e a espalhada pela atmosfera que penetram na superfície da água podem ser absorvidas ou espalhadas pelas moléculas de água, ou pelo material em suspensão ou dissolvido presentes em seu volume. Em águas rasas e claras, uma parte significativa da luz solar pode atingir o fundo e ser refletida (Figura 2.1). Parte dos fótons espalhados e refletidos pode eventualmente encontrar seu caminho para o sensor remoto.

O sensoriamento remoto envolve a análise de variações na magnitude e qualidade espectral da radiação emergente da água para derivar informações quantitativas sobre o tipo de substâncias presentes em seu volume e suas concentrações. Entretanto, isto deve ser baseado em um bom entendimento das propriedades ópticas do meio, e dos processos ópticos que ali ocorrem (IOCCG, 2000).

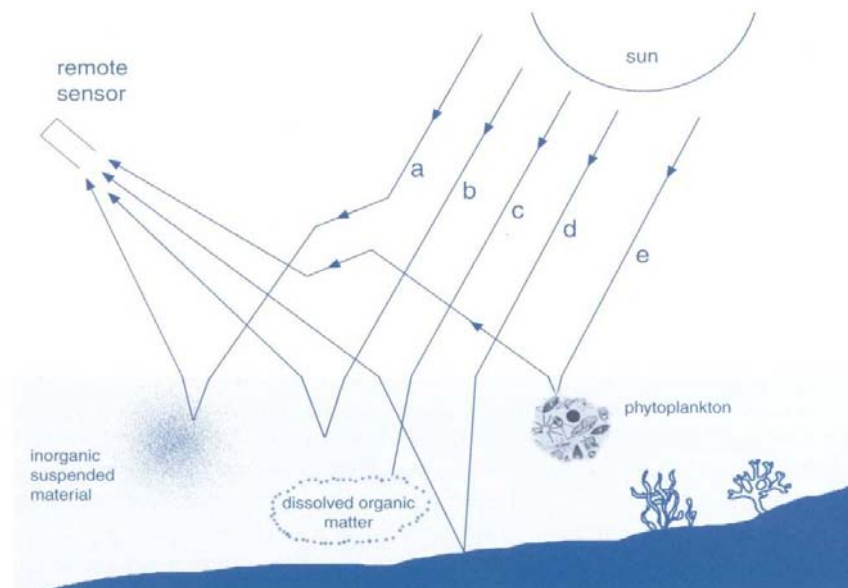


FIGURA 2.1 Fatores que influenciam a luz emergente que deixa o corpo de água: (a) retro-espalhamento pelo material inorgânico em suspensão; (b) retro-espalhamento pelas moléculas de água; (c) absorção pela matéria orgânica dissolvida; (d) reflexão do fundo; (e) retro-espalhamento pelo fitoplâncton.

FONTE: IOCCG (2000, p. 9).

Analisando as propriedades ópticas do ambiente aquático, é necessário distinguir os efeitos da água pura sob o campo de luz submerso daqueles efeitos oriundos da presença de material dissolvido e em suspensão na coluna d'água. É corrente na literatura que as propriedades ópticas de corpos d'água naturais são influenciados por várias substâncias, dentre estas, três são de reconhecida importância, além da água pura: fitoplâncton (clorofila *a*), matéria em suspensão (inorgânico) e matéria orgânica dissolvida (IOCCG, 2000; KAMPEL e NOVO, 2005).

## 2.3 Componentes Ópticamente Ativos Presentes na Água

### 2.3.1 Propriedades da Água pura

O espectro de absorção da água pura (Figura 2.2) mostra um mínimo de absorção na região de comprimentos de onda pequeno e médio do espectro visível, seguido por um contínuo incremento da absorção a comprimentos de onda acima de 500 nm.

A absorção na porção vermelha do espectro é uma manifestação periférica da absorção mais intensa no infravermelho, com bandas localizadas acima de 700 nm. Um pronunciado incremento da absorção da água na região ultravioleta do espectro está relacionado com a ocorrência de transição eletrônica<sup>6</sup> entre as moléculas de água (POZDNYAKOV e GRASSL, 2003).

O comportamento espectral da água pura é determinado, basicamente, pelo espalhamento molecular nos comprimentos de onda mais curtos. O coeficiente de absorção (a) da água pura é mínimo na região compreendida entre 400 e 600 nm, aumentando rapidamente na região do infravermelho. O coeficiente de espalhamento (b) da água pura, ao contrário, é máximo na região do azul, e decresce exponencialmente em direção ao infravermelho. Se o espectro de reflexão da água pode ser estimado pela razão (b/a), pode-se concluir que a energia refletida pela água pura é máxima na região do azul e decresce em direção ao vermelho. Portanto pode-se concluir que a água pura, quando observada a partir de um satélite tenderá a apresentar a cor azul, principalmente se a dimensão do corpo d'água for suficiente para atenuar os efeitos das margens e fundo (BARBOSA *et al.*, 2003).

Entretanto, em águas naturais, os componentes opticamente ativos presentes na água, passam a ser determinantes na reflectância de corpos d'água. Sedimentos em suspensão, pigmentos fotossintetizantes e matéria orgânica dissolvida são os principais componentes responsáveis pelo comportamento espectral da água. As regiões de absorção e espalhamento destes constituintes da água é que vão definir a forma final da curva de reflectância. Enquanto sua concentração é responsável pela magnitude das feições e pela magnitude da energia refletida em subsuperfície (KIRK, 1993; MOBLEY, 1994).

Uma visão detalhada de dados experimentais sobre as características ópticas da água pura pode ser encontrada em MULTI-AUTHOR (1983). Valores numéricos das propriedades de absorção e de espalhamento da água pura têm sido reportados por TAM

---

<sup>5</sup> O termo água pura geralmente é utilizado para indicar um meio hipotético com ausência de substâncias que não as próprias moléculas de água e se for o caso, dos sais dissolvidos (IOCCG, 2000).

<sup>6</sup> A transição eletrônica ocorre por absorção de fótons e em condições normais de temperatura (ambiente ou próxima dela) as moléculas estão no estado vibracional de menor energia do estado eletrônico fundamental, Pozdnyakov e Grassl (2003).

E PATEL (1979), SMITH E BAKER (1981), BUITEVELD *ET AL.*, (1994), SOGANDARES E FRY (1997), POPE e FRY (1997), Figura 2.2.

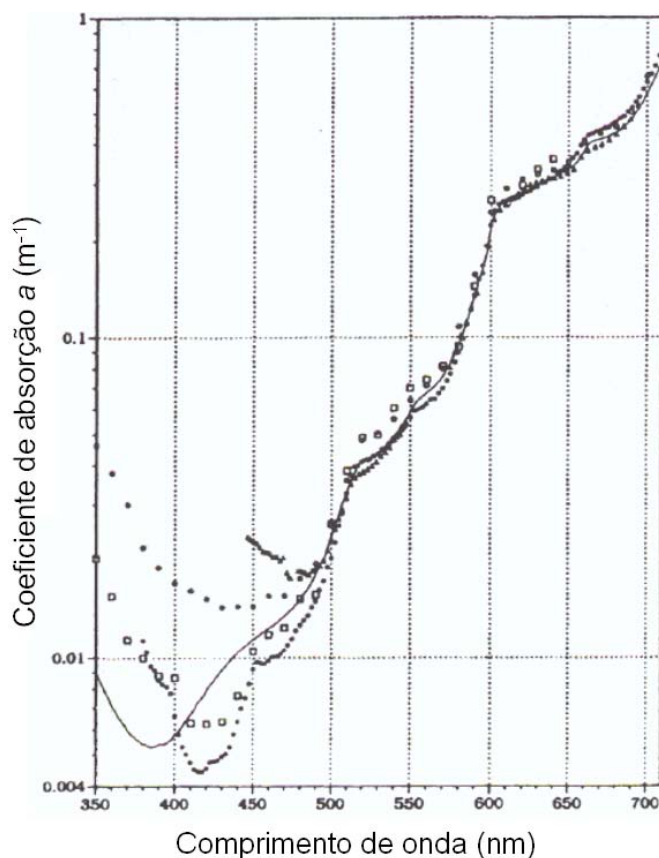


FIGURA 2.2: Comparação dos resultados de coeficientes de absorção da água pura reportados por diferentes autores: Fonte: • POPE e FLY (1997), curva lisa BUITEVELD *et al.*, (1994),  $\Delta$  TAM e PATEL (1979),  $\circ$  SMITH e BAKER (1981),  $\square$  SOGANDARES e FLY (1997).

### 2.3.2 Matéria inorgânica em suspensão

Quando se fala em matéria em suspensão, se considera apenas o material de natureza inorgânica, mesmo que os organismos microscópicos também sejam materiais em suspensão, uma vez que as partículas inorgânicas apresentam um índice de refração muitas vezes maior do que as partículas orgânicas, e, portanto, dominam o sinal retro-espalhado pelo conjunto de partículas em suspensão (MOBLEY, 1994).

A origem do material particulado inorgânico em suspensão está associada a: minerais provenientes de rochas ou solos, que são carregados para os corpos d'água por ação do

vento ou da chuva, à re-suspensão ou erosão do fundo, detritos inorgânicos como de conchas carbonáticas de moluscos e carapaças silicosas de certas algas planctônicas.

As suas características ligadas à sua constituição mineralógica, ao tamanho das partículas e concentração estão inter-relacionadas e desempenham importante papel na determinação do comportamento espectral resultante (MANTOVANI, 1993).

São poucas as publicações que apresentam valores de absorção e retro-espalhamento de uma seção do espectro de minerais em suspensão. A Figura 2.3 mostra uma comparação da absorção espectral *cross-section* obtido para matéria sem fitoplâncton (sem clorofila) realizada por vários autores.

A matéria inorgânica em suspensão mostra um incremento distinto na absorção na direção das ondas curtas, um incremento pronunciado no intervalo vermelho, e um mínimo no range de 590 a 630 nm.

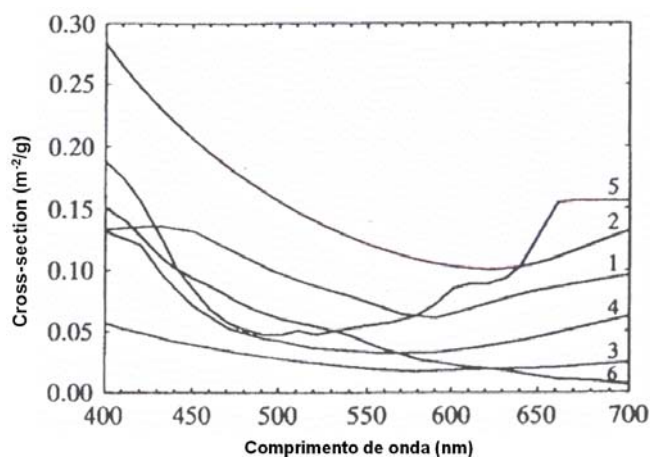


FIGURA 2.3: Uma inter-comparação de determinações independentes do espectro de absorção da matéria inorgânica sem clorofila. 1 - BUKATA *et al.*, (1985); 2 - BUKATA *et al.*, (1981); 3 - GALLIE e MURTHA (1992); 4 - MOREL E PRIEUR (1977); 5 - PRIEUR e SATHYENDRANATH (1981); 6 - BOWERS *et al.*, (1996).

Deve-se atentar que na figura 2.3 se usa como unidade de medida da absorção  $m^2/g$ , sendo que esta não pode ser diretamente comparável com o coeficiente de absorção cuja unidade de medida é em  $m^{-1}$  (Evlyn Novo, comunicação pessoal).

### 2.3.3 Matéria orgânica dissolvida

A concentração de matéria orgânica dissolvida em águas naturais, é função da atividade fotossintética do fitoplâncton (autóctone) ou inputs diretos de material terrestre (alóctone).

A transformação do fitoplâncton em matéria orgânica dissolvida é uma consequência da fotólise, hidrólise e da decomposição bacteriana das estruturas celulares fitoplanctônicas. Do total de matéria orgânica dissolvida resultante da fotossíntese fitoplanctônica, acima de 20% ocorre através do metabolismo do ambiente aquático (BUKATA *et al.*, 1995).

Quando as células fitoplanctônicas se decompõem na coluna da água (ou próximo ao sedimento), a matéria orgânica dissolvida é quimicamente transformada, através da ação microbiana em um tempo de escala de dias a semanas, em dióxido de carbono, nitrogênio inorgânico, sulfato, e fósforo (BUKATA *et al.*, 1995).

Este componente, quando presente na água, causa absorção da energia incidente na região do espectro entre 400 e 700 nm. No vermelho, a absorção é pequena, aumentando exponencialmente em direção aos comprimentos de onda mais curtos (Figura 2.4)

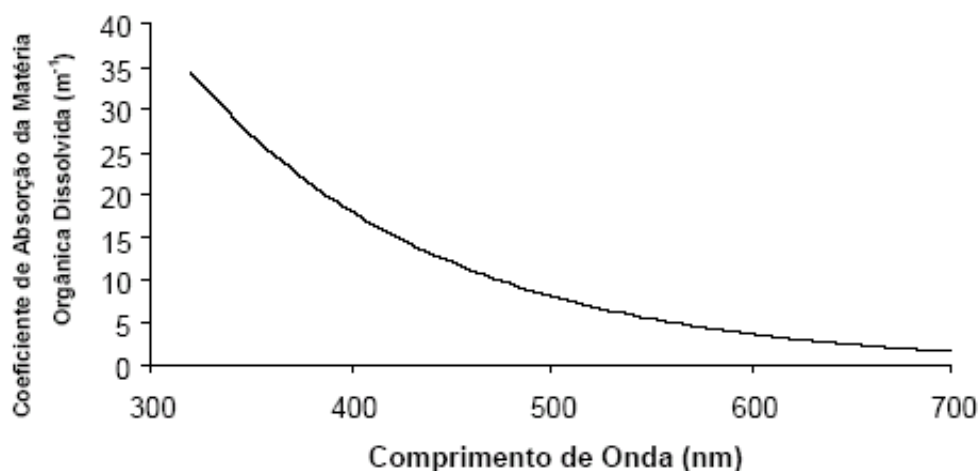


FIGURA 2.4: Absorção da matéria orgânica dissolvida.  
FONTE: Adaptado de KIRK (1996).

#### **2.3.4 Fitoplâncton (clorofila *a*)**

Ao contrário dos outros dois componentes envolvidos, as algas planctônicas absorvem Radiação Eletromagnética (REM) ativamente, para a realização da fotossíntese, que é a fixação de energia eletromagnética radiante na síntese de compostos orgânicos.

A captura de fótons é feita por estruturas especializadas, sendo que o pigmento clorofila-*a* é o único presente em todos os vegetais e também é aquele que realmente dá início à síntese dos compostos orgânicos (MANTOVANI, 1993).

Além da ação absorvedora dos pigmentos, também as outras estruturas celulares das algas interagem com a REM, de modo que são diferentes os espectros de absorção dos pigmentos *in vivo* e *in vitro*, fenômeno conhecido como efeito pacote (KIRK, 1994). Este provoca um leve deslocamento lateral e diminuição da intensidade dos picos de absorção. Células desenvolvidas sob baixa iluminação devem apresentar um efeito pacote menor, por terem maior concentração de pigmentos que células cultivadas sob luz intensa.

A estimativa da concentração de clorofila-*a* é muito importante em estudos de ambientes aquáticos, pois, entre os pigmentos fotossintéticos, esse é o mais comum em produtores primários e sua concentração é usada para indicar o nível trófico do ambiente (BRAGA, 1998). A clorofila-*a* tem a propriedade de atenuar a luz incidente, apresentando dois pontos principais de absorção: na faixa do azul, em 440 nm, e na região do vermelho, em 676 nm (DEKKER, 1995, MOBLEY, 1994, KIRK, 1996). Em torno de 550 nm o aumento do espalhamento provoca o aparecimento de maiores valores de reflectância (QUIBELL, 1991). Com a presença de sedimentos em suspensão na água, o sinal da clorofila pode ficar mascarado e, muitas vezes, as feições na curva espectral podem aparecer deslocadas (QUIBELL, 1991; GITELSON, 1992; DEKKER, 1995).

A matéria orgânica dissolvida também pode ser confundida com a clorofila devido à sua forte absorção entre 400 e 500 nm (RICHARDSON et al., 1994). A Figura 2.5 mostra o comportamento espectral da clorofila para diferentes concentrações.

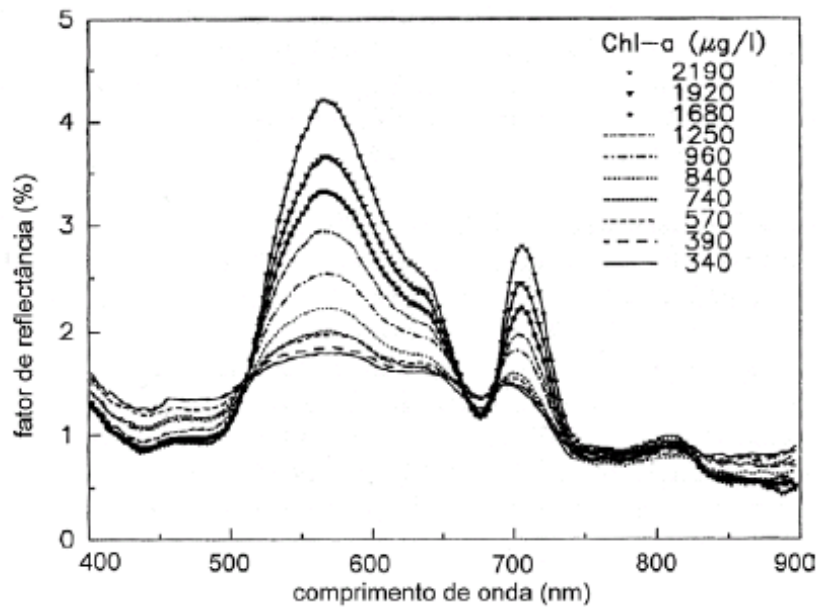


FIGURA 2.5: Resposta espectral da clorofila *a* para diferentes concentrações.  
 FONTE: RUNDQUIST *et al.*, (1996).

#### 2.4 Análise de Séries Temporais em Geociências

Atualmente a maioria das áreas de estudo em geociências utiliza medidas obtidas a partir de instrumentação digital com alta sensibilidade e com alta resolução nos domínios temporal, espacial e espectral. Dessa forma, as atuais observações *in-situ* e métodos sofisticados de processamento, visualização e análise têm gerado séries temporais com alto grau de complexidade e em grandes quantidades. Portanto, além das técnicas estatísticas tradicionais (como: análise da autocorrelação e estimativa de momentos a partir de distribuições de densidade de probabilidades e suas respectivas leis de potência) se faz necessária a caracterização de outros parâmetros a partir das flutuações não-lineares, quebras de simetria, memória de médio e alto alcance e regimes intermitentes que podem estar presentes na variabilidade das séries (HEGGER *et al.*, 1999).

Existem novas abordagens teóricas para obter as informações paramétricas relacionadas às flutuações não-lineares e intermitentes que podem estar presentes em alguns sinais geofísicos associados à dinâmica hidrológica de reservatórios. Dentre elas pode-se mencionar a Transformada de Wavelet para obter o *Wavelet Power Spectrum (WPS)* do sinal. A partir do *WPS* é possível caracterizar o grau de auto-similaridade presente no



sinal e determinar os coeficientes de criticalidade e auto-organização, presentes nos espaços de fases que regem os fenômenos físicos geradores da série (ROSA *et al.*, 1999).

Segundo MORETIN e TOLOI (2004) os objetivos da análise de séries temporais podem ser resumidos em quatro itens:

- 1) Investigar o mecanismo gerador da série temporal, por exemplo, analisando uma série de alturas de ondas, podemos querer saber como estas ondas foram geradas;
- 2) Fazer previsões de valores futuros da série; estas podem ser a curto ou a longo prazo;
- 3) Descrever apenas o comportamento da série; neste caso, a construção do gráfico, a verificação da existência de tendências, ciclos e variações sazonais, a construção de histogramas e diagramas de dispersão etc (...), podem ser ferramentas úteis;
- 4) Procurar periodicidades relevantes nos dados; neste caso, a análise espectral, pode ser de grande utilidade.

### **2.4.1 Análise de Wavelet**

Essa sessão faz uma fundamentação teórica sobre a Transformada de Wavelet com um detalhamento da análise do *Wavelet Power Spectrum (WPS)*. As equações encontradas nessa sessão foram adaptadas para a notação discreta (TORRENCE e COMPO, 1998) através das equações contínuas encontradas em DAUBECHIES (1988). Detalhes práticos da aplicação da análise de wavelet podem ser encontrados em FARGE (1992), WENG e LAU (1994) e MEYERS *et al.* (1993).

#### **2.4.1.1 Transformada de Wavelet**

A transformada de Wavelet tem sido utilizada para analisar séries temporais que contém energia não-estacionária em diferentes frequências (DAUBECHIES, 1988). Supõe-se uma série temporal,  $x_n$ , com igual intervalo de tempo  $\delta t$  e  $n = 0 \dots N - 1$ . Supõe-se também que esta série temporal possui uma função *wavelet*,  $\psi_0(n)$ , que depende de um parâmetro de tempo adimensional  $n$ .

Para ser admissível como uma wavelet, essa função tem que possuir média zero e estar localizada tanto no tempo como na frequência (FARGE, 1992). Um exemplo é a wavelet de Morlet, que consiste em uma onda plana modulada por uma gaussiana (Equação 2.1):

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2} \quad (2.1)$$

onde:  $\omega_0$  é a frequência, sendo aqui considerado 6 para satisfazer a condição de admissibilidade, ou seja, *possuir média zero e estar localizada no tempo e na frequência* (FARGE, 1992).

O termo *wavelet function* é utilizado genericamente para se referir a wavelets tanto ortogonais como não-ortogonais. O termo *wavelet basis* se refere somente a um conjunto de funções ortogonais. O uso de uma wavelet de base ortogonal implica no uso da *transformada discreta de wavelet*, enquanto que uma função wavelet não-ortogonal pode ser utilizada tanto com a *transformada discreta quanto com a contínua*.

A transformada de wavelet discreta é utilizada comumente para decomposição e filtragem de qualquer série temporal. Já a transformada contínua é utilizada para visualizar, em um diagrama tridimensional, a relação existente entre as componentes de diferentes frequências em função da escala de tempo do sinal estudado (exemplo: wavelet de Morlet, e a wavelet Chapéu Mexicano).

A transformada de wavelet continua de uma seqüência discreta  $x_n$  é definida como a convolução<sup>7</sup> de  $x_n$  com uma versão escalada e transladada de  $\psi_0(\eta)$  (Equação 2.2):

$$w_n(s) = \sum_{n=0}^{N-1} x_n \cdot \psi * \left[ \frac{(n'-n)\delta t}{s} \right] \quad (2.2)$$

onde: o \* indica o complexo conjugado<sup>8</sup>.

---

<sup>7</sup> A notação para a convolução de  $f$  e  $g$  é  $f * g$ . Ela é definida como a integral do produto de uma das funções com uma cópia revertida e deslocada da outra. A função resultante depende do valor deste deslocamento.

Variando a escala da wavelet,  $s$ , e traduzindo ao longo do índice de tempo localizado,  $n$ , se constrói um gráfico mostrando tanto a amplitude de algumas características *versus* a escala e como essa amplitude varia com o tempo. Entretanto é possível calcular a transformada de wavelet utilizando a equação 2.2, sendo consideravelmente mais rápido fazer os cálculos no espaço de Fourier. Para aproximar-se da transformada contínua de wavelet, a convolução (equação 2.2) deve ser realizada  $N$  vezes para cada uma das escalas, onde  $N$  é o número de pontos na série temporal (KAISER, 1994). Pela escolha de  $N$  pontos, o teorema de convolução permite que se faça  $N$  convoluções simultaneamente no espaço de Fourier utilizando-se uma Transformada de Fourier Discreta (TFD). A TFD de  $x_n$  é (Equação 2.3):

$$\hat{x}_k = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-2\pi i k n / N} \quad (2.3)$$

onde:  $k = 0 \dots N - 1$  é o índice de frequência.

No limite contínuo, a transformada de Fourier de uma função  $\psi(t/s)$  é dada por  $\hat{\psi}(s\omega)$ . Pelo teorema de convolução, a transformada de Wavelet é o inverso da transformada de Fourier do produto (Equação 2.4):

$$w_n(s) = \sum_{k=0}^{N-1} \hat{x}_k \hat{\psi}^*(s\omega_k) e^{i\omega_k n \delta t} \quad (2.4)$$

onde a frequência angular é definida como (Equação 2.5):

$$\omega_k = \pm \frac{2\pi k}{N\delta t} : k \leq \frac{N}{2} \quad (2.5)$$

---

<sup>8</sup> Define-se o número complexo conjugado de um número complexo  $z$ , representado por  $z^*$ , como:  $z^* = \text{Re}(z) - i\text{Im}(z)$ . Dessa forma, o produto de um número  $z$  por seu conjugado  $z^*$  é um número real positivo definido, igual a zero se e somente se o número  $z$  é zero:  $zz^* = x^2 + y^2$ .

Utilizando-se a equação 2.4 e uma rotina padrão da transformada de Fourier, se calcula a Transformada de Wavelet contínua (para uma dada escala  $s$ ) para todo  $n$  simultânea e eficientemente.

#### 2.4.1.2 Normalização

A função wavelet em cada escala,  $s$ , é normalizada para ter energia unitária (Equação 2.6):

$$\hat{\psi}(s\omega_k) = \left(\frac{2\pi s}{\delta t}\right)^{1/2} \hat{\psi}_0(s\omega_k) \quad (2.6)$$

Neste trabalho será utilizada a função wavelet de Morlet, cujas características são mostradas na Tabela 2.2:

TABELA 2.2: Funções e propriedades básicas da wavelet de Morlet. Fatores de constantes para  $\psi_0$  e  $\hat{\psi}_0$  para assegurar a unidade de energia total.

Nome	$\psi_0(\eta)$	$\hat{\psi}_0(s\omega)$	$e^{-\tau_s}$ folding de time	Comprimento de onda de Fourier $\lambda$
Morlet ( $\omega_0 = \text{frequência}$ )	$\pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2}$	$\pi^{-1/4} H(\omega) e^{-(s\omega-\omega_0)^2/2}$	$\sqrt{2s}$	$\frac{4\pi s}{\omega_0 + \sqrt{2 + \omega_0^2}}$

Cada um dos  $\hat{\psi}_0$  é definido na tabela para se ter (Equação 2.7):

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\hat{\psi}_0(\omega')|^2 d\omega' = 1 \quad (2.7)$$

isto é, foram normalizados para se ter uma unidade de energia.

Utilizando estas normalizações, em cada escala  $s$  temos (Equação 2.8):

$$\sum_{k=0}^{N-1} |\hat{\psi}(s\omega_k)|^2 = N \quad (2.8)$$

Onde  $N$  é o número de pontos.

Assim, a transformada de wavelet adquire pesos somente pela amplitude do coeficiente de Fourier  $\hat{x}_k$  e não pela função wavelet. Se for utilizada a fórmula da convolução (Equação 2.2), a normalização é dada por (Equação 2.9):

$$\psi\left[\frac{(n'-n)\delta t}{s}\right] = \left(\frac{\delta t}{s}\right)^{\frac{1}{2}} \psi_0\left[\frac{(n'-n)\delta t}{s}\right] \quad (2.9)$$

onde  $\psi_0(\eta)$  é normalizado para ter uma unidade de energia.

#### 2.4.1.3 Wavelet Power Spectrum (WPS)

Porque a função wavelet  $\psi(\eta)$  é em geral complexa, a transformada de wavelet  $W_n(s)$  é também complexa. A transformada é então dividida em parte real  $\Re\{W_n(s)\}$  e parte imaginária  $\Im\{W_n(s)\}$ , ou amplitude,  $|W_n(s)|$ , e fase,  $\tan^{-1}[\Im\{W_n(s)\}/\Re\{W_n(s)\}]$ . Finalmente, se pode definir o wavelet power spectrum como  $|W_n(s)|^2$ .

#### 2.4.1.4 Função Wavelet

Um passo crítico na análise de wavelet é a escolha arbitrária da função wavelet,  $\psi_0(\eta)$ . Seguindo FARGE (1992) esse problema é verificado na escolha arbitrária de outras transformadas tais como, Fourier, Bessel, Legendre, etc. A escolha da wavelet de investigação ainda constitui questão aberta na análise do sinal e está relacionada com o problema que se deseja estudar. Assim, desde que sejam conhecidas as características gerais do sinal a serem investigadas, a opção pela wavelet de análise deverá ser efetuada de tal forma que esta possua atributos similares aos do sinal (tais como assimetria ou não, variação brusca ou suave no tempo).

#### 2.4.1.5 Cone de influência

O Cone de Influência (COI) é a região do espectro de wavelet em que os efeitos de borda se tornam importantes. É definido aqui como o *e-folding time* para a autocorrelação da energia de wavelet em cada escala.

---

<sup>9</sup> *e-folding time* é o tempo necessário para que a amplitude de uma oscilação aumente ou diminua em um

## **2.5 Análise Espacial de Variáveis Limnológicas**

### **2.5.1 Modelagem Espacial**

O desenvolvimento de modelos do comportamento espacial de um fenômeno a partir de um conjunto de dados permite que se façam inferências sobre valores em posições não amostradas. A maioria dos modelos ou métodos de inferência, disponíveis nos sistemas de informação geográfica não fornece uma estimativa direta da qualidade dos valores estimados em termos de sua variância em posições não amostradas (BURROUGH e MCDONELL, 1998; BARBOSA, 2005).

De maneira geral, o comportamento dos fenômenos espaciais é resultado de uma mistura de efeitos de primeira e segunda ordem. Os efeitos de primeira ordem estão relacionados com a variação no valor médio do processo no espaço, ou seja, é uma tendência global ou de larga escala. Já os efeitos de segunda ordem resultam da estrutura de correlação ou dependência espacial no fenômeno (BAILEY e GATTREL, 1995).

A continuidade ou autocorrelação espacial é uma característica intrínseca ao dado espacial, caracterizando-se pela similaridade entre valores de uma variável em uma dada vizinhança. Sendo uma informação que deve ser considerada tanto para valores em posições não amostradas quanto na determinação de padrões espaciais nos dados. A continuidade espacial geralmente esta presente na maioria dos dados ambientais, no entanto, muito dos métodos de inferência não levam em consideração essa informação por não capturá-la a priori (BURROUGH e MCDONNELL, 1998; BARBOSA, 2005). A Krigeagem Ordinária quando realiza a inferência de dados considera a continuidade espacial, e por isso ela é usada extensivamente na interpolação de dados.

### **2.5.2 Semivariograma experimental**

O semivariograma é uma ferramenta básica de suporte as técnicas de krigeagem, pois permite representar quantitativamente a variação de um fenômeno regionalizado no espaço. Os principais parâmetros de semivariograma, que são utilizados em análises variográficas, podem ser observados na Figura 2.6.

---

fator *e*.

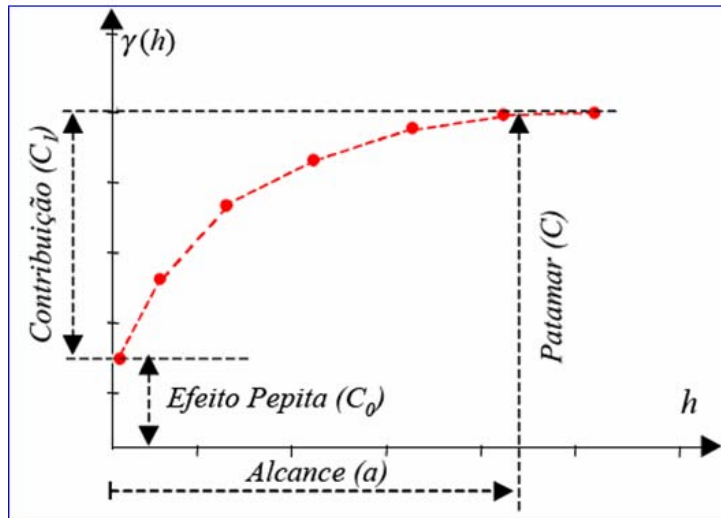


FIGURA 2.6: Exemplo de semivariograma experimental.  
 FONTE: BARBOSA (2005).

Os parâmetros do semivariograma observados na figura 2.6 são:

- 1) *Alcance (a): é a distância dentro da qual as amostras possuem correlação espacial;*
- 2) *Patamar (C): é o valor do semivariograma correspondente a seu alcance (a). Assim, deste ponto em diante, não existe mais dependência espacial entre as amostras, porque a variância da diferença entre pares de amostras ( $Var[Z(u) - Z(u+h)]$ ) torna-se aproximadamente constante;*
- 3) *Efeito pepita ( $C_0$ ): Idealmente,  $\gamma(0)=0$ , entretanto, na prática, a medida que  $h$  tende para zero,  $\gamma(h)$  aproxima-se de um valor positivo chamado Efeito Pepita ( $C_0$ ) que revela a descontinuidade do semivariograma para distâncias menores do que a menor distância entre as amostras. Parte desta descontinuidade pode ser atribuída a erros de medição, não sendo possível se quantificar se a maior contribuição provém dos erros de medição ou da variabilidade de pequena escala não captada pelo suporte espacial da amostragem (ISAACS e SRIVASTAVA, 1989);*
- 4) *Contribuição ( $C_1$ ): é um parâmetro do modelo de ajuste cujo valor é a diferença entre o Patamar (C) e o Efeito Pepita ( $C_0$ ).*

### 2.5.3 Modelos Matemáticos Teóricos para Ajuste do Semivariograma

O procedimento de ajuste não é direto e automático, como no caso de uma regressão, mas interativo, pois nesse caso o intérprete faz um primeiro ajuste e verifica se foi adequado ao modelo teórico (CAMARGO, DRUCK E CÂMARA, 2004).

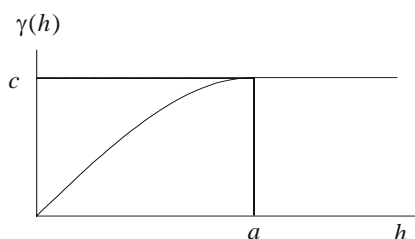
Os modelos matemáticos mais utilizados para ajustar o semivariograma são: *modelo esférico (Sph)*; *modelo exponencial (Exp)*; e o *modelo gaussiano (Gau)*.

A Tabela 2.3 sumariza as funções e as características dos modelos teóricos.

TABELA 2.3: Sumários dos modelos matemáticos de ajuste dos semivariogramas.

#### Modelo Esférico

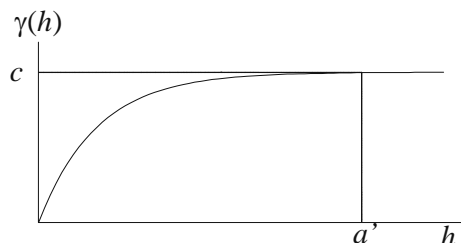
$$\gamma(\mathbf{h}) = \begin{cases} c \left( 1.5 \frac{h}{a} - 0.5 \frac{h^3}{a^3} \right) & h \leq a \\ c & h > a \end{cases}$$



#### Modelo Exponencial

$$\gamma(\mathbf{h}) = c \left[ 1 - e^{-(h/a)} \right]$$

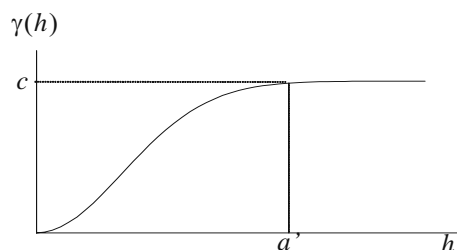
$$a' = 3 a \rightarrow \gamma(a') = 0.95c$$



#### Modelo Gaussiano

$$\gamma(\mathbf{h}) = c \left[ 1 - e^{-(h/a)^2} \right]$$

$$a' = \sqrt{3} a \rightarrow \gamma(a') = 0.95 c$$





O *modelo esférico (Sph)* tem uma forma linear próximo à origem, ou seja, para pequenas distâncias, passando a ter uma curvatura para distâncias maiores e finalmente atingindo um valor constante a partir do *alcance*.

O *modelo exponencial (Exp)* também é linear próximo da origem, porém com um ângulo de inclinação maior, sua curvatura é mais acentuada e começa mais próximo da origem, atingindo assintoticamente o *Patamar*.

O *modelo gaussiano (Gau)* atinge também assintoticamente o *Patamar*, mas o que melhor caracteriza o modelo gaussiano é sua forma parabólica próxima à origem (BARBOSA, 2005).

#### 2.5.4 Semivariografia direcional e a Anisotropia

Em muitos casos, quando na análise exploratória das amostras através da análise variográfica, se observa que os valores em uma determinada direção são mais contínuos do que em outras, ou seja, a correlação entre os valores nessa direção é maior.

A anisotropia pode ser constatada, por exemplo, observando semivariogramas obtidos em direções distintas,  $d_{\max}$  e  $d_{\min}$ , conforme mostra a figura 2.7.

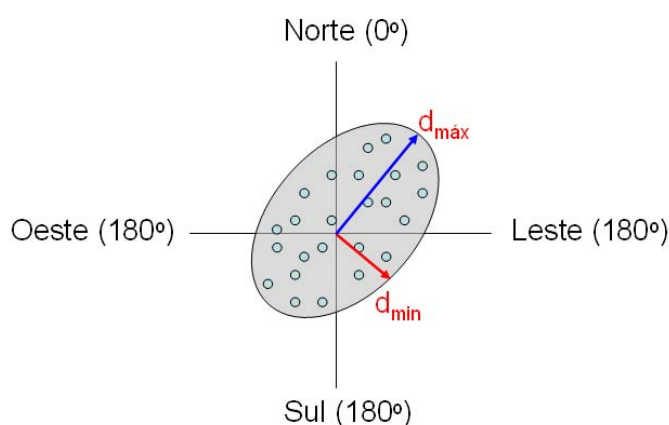


FIGURA 2.7: Representação gráfica da anisotropia através de um semivariograma de <sup>10</sup>superfície.

<sup>10</sup> O semivariograma de superfície é um gráfico 2D, que fornece uma visão geral da variabilidade espacial do fenômeno em estudo. Também conhecida como mapa de variograma (Barbosa, 2005).

A determinação de parâmetros (ângulo e fator) desta anisotropia pode ser feita ajustando uma elipse sobre um variograma de superfície de tal forma que o maior raio da elipse coincida com a direção de máxima continuidade (direção de maior alcance- $d_{m\acute{a}x}$ ) e o raio menor com a direção de menor continuidade (direção de menor alcance- $d_{m\acute{m}n}$ ), conforme a figura 2.7.

### 2.5.5 Krigeagem Ordinária

A Krigeagem compreende um conjunto de técnicas de estimação e de predição de superfícies baseada na modelagem da estrutura de correlação espacial. A hipótese implícita no procedimento geoestatístico é que o processo estudado seja estacionário. Os passos num estudo empregando técnicas de Krigeagem incluem:

- a) Análise exploratória dos dados;
- b) Análise estrutural (modelagem da estrutura de correlação espacial);
- c) Interpolação estatística da superfície.

O fundamento teórico da geoestatística baseia-se na associação entre o conceito de <sup>11</sup>variável regionalizada e os procedimentos estocásticos pelo conceito de função aleatória. A função aleatória considera que os valores associados a cada ponto no espaço são como realizações de um conjunto de variáveis aleatórias cuja dependência espacial é representada pela estrutura de co-variância ou semivariograma espacial.

A krigeagem ordinária é um estimador linear, ou seja, estima um valor em posição espacial não observada segundo uma combinação dos valores de um subconjunto amostral local. A krigeagem ordinária possibilita a inferência do atributo, numa posição  $u$ , sem a necessidade de se conhecer a média estacionária  $\mu$ . Sob a condição de que a somatória dos ponderadores da krigeagem ordinária  $\lambda_{0\alpha}(u)$  é igual a 1, ou seja (Equação 2.10):

$$\sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_{0\alpha}(u) = 1 \quad (2.10)$$

Assim, têm-se a seguinte formulação para o estimador de krigeagem ordinária (JOURNEL, 1988 in FELGUEIRAS, 1999) (Equação 2.11):

$$z_0^*(u) = \sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_{0\alpha}(u) \cdot Z(u_\alpha) \quad (2.11)$$

Onde:  $z_0(u)$  é o valor do atributo inferido, por krigagem ordinária, na posição  $u$ ;  $\lambda_{0\alpha}(u)$  é o valor de ponderação de krigagem ordinária referente à amostra  $\alpha$  e a posição  $u$ ;  $Z(u_\alpha)$  é o valor do atributo na amostra vizinha localizada em  $u$ ;  $n(u)$  é o número total de amostras vizinhas de uma localização espacial  $u$ .

JOURNEL (1988) mostra que a aplicação dos critérios de mínima variância do erro de estimação e de não tendenciosidade do estimador possibilita o cálculo dos pesos,  $\lambda_{0\alpha}(u)$ , pela solução do seguinte sistema de equações de krigagem ordinária (Equação 2.12):

$$\begin{aligned} \sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_{0\alpha}(u) C(u_\alpha, u_\beta) + \phi(u) &= C(u, u_\beta) \text{ para } \beta = 1, \dots, n(u) \\ \sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_{0\alpha}(u) &= 1 \end{aligned} \quad (2.12)$$

Onde:  $C(u_\alpha, u_\beta)$  é a covariância entre as amostras observadas em  $u_\alpha$  e  $u_\beta$ ;  $C(u, u_\beta)$  é a covariância entre a amostra observada em  $u_\beta$  e a posição  $u$  e;  $\phi(u)$  é o multiplicador de Lagrange<sup>12</sup>, necessário para a minimização da variância do erro e associado com a restrição  $\sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_{0\alpha}(u) = 1$ .

## 2.6 Modelo Linear de Mistura Espectral

O Modelo Linear de Mistura Espectral (MLME) fundamenta-se no pressuposto de que a resposta espectral de um pixel é uma combinação linear da resposta espectral de cada

---

<sup>11</sup> Variáveis regionalizadas são aquelas cujos valores dependem da localização espacial com características intermediárias entre as variáveis puramente aleatórias e as variáveis determinísticas.

componente dentro do pixel (SHIMABUKURO, 1987; SHIMABUKURO e SMITH, 1991; HOLBEN e SHIMABUKURO, 1993). Assim, para qualquer imagem e sendo as respostas espectrais dos componentes conhecidas, as proporções de cada componente podem ser estimadas, individualmente, através da equação 2.13:

$$ri = \sum_{j=1}^n (a_{ij} x_{ij}) + e_i \quad (2.13)$$

onde:  $r_i$  = reflectância espectral para cada banda espectral  $i$  de um pixel que contém um ou mais componentes;  $a_{ij}$  = reflectância espectral da componente  $j$  em cada banda espectral  $i$ ;  $x_j$  = valor da proporção da componente  $j$  dentro de um pixel;  $e_i$  = erro para cada banda espectral  $i$ ;  $j = 1, 2, \dots, n$  ( $n$  = número de componentes);  $i = 1, 2, \dots, m$  ( $m$  = número de bandas espectrais), com as restrições:  $\sum x_j = 1$  e  $x_j \geq 0$  para todas as componentes.

Alguns autores aplicaram o MLME para decompor a reflectância da água. MERTES *et al.*, (1993) desenvolveram um método baseado na análise de mistura espectral para estimar a concentração dos sedimentos em suspensão das planícies de inundação da Amazonia, utilizando imagens MSS e TM do satélite Landsat. Os autores obtiveram os end-members em laboratório com diferentes concentrações de sólidos em suspensão. Os resultados obtidos mostraram uma incerteza da ordem de 20 mg/L.

NOVO e SHIMABUKURO (1994) selecionaram como end-member, o total de sólidos em suspensão, a matéria orgânica dissolvida e a clorofila. Neste os autores utilizaram as frações resultantes do modelo de mistura para correlacionar com a concentração de clorofila. Seus resultados mostraram que a fração clorofila-*a* teve uma correlação significativa com os comprimentos de onda de 600 a 700 nm.

RUDORFF *et al.* (2006), utilizaram o MLME para decompor a reflectância da água em três end-members e com isso diferenciar massas de água da Amazônia. Para tanto, os autores selecionaram os end-members de uma imagem hiperspectral EO-1 Hyperion e aplicaram o MLME na imagem. Os seus resultados mostraram a necessidade da construção de modelos de mistura não-lineares.

---

<sup>12</sup> O multiplicador de Lagrange mede o quanto o valor da função sendo maximizada aumenta quando

NOVO *et al.* (2006) estudando as mudanças sazonais na distribuição da clorofila-*a* na região Amazônica (entre Parintins-Amazonas e Almeirim-Pará), aplicaram um modelo linear de mistura espectral nas imagens MODIS, decompondo a reflectância da água em três end-members (partícula inorgânica em suspensão, clorofila-*a* e carbono orgânico dissolvido). Os resultados deste trabalho mostram que o modelo linear de mistura espectral foi capaz de acompanhar as mudanças regionais na distribuição de clorofila-*a* durante o ciclo hidrológico.

## **2.7 Caracterização de Distribuições das Amostras *in-situ***

Estatisticamente, processos pontuais são definidos como um conjunto de pontos irregularmente distribuídos em uma superfície. Para a sua caracterização, esses processos pontuais podem ser descritos em termos de *efeitos de primeira e segunda ordem*.

Os *efeitos de primeira ordem*, considerados globais ou de larga escala, correspondem a variações no valor médio do processo no espaço. Nesse caso, se trata da *intensidade* do processo, proveniente da estrutura de correlação espacial. Para medir os *efeitos de primeira ordem* se tem o *Kernel Estimation*. Os *efeitos de segunda ordem*, denominados locais ou de pequena escala, representam a *dependência espacial* no processo, proveniente da estrutura de correlação espacial. Para medir os *efeitos de segunda ordem* do processo pontual, as técnicas mais utilizadas são o *vizinho mais próximo* e a *função K*.

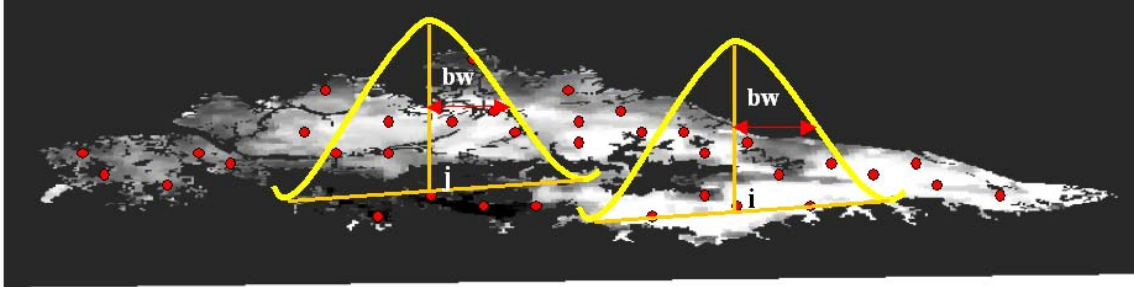
### **2.7.1 Estimador de Intensidade (Kernel Estimation)**

Segundo CÂMARA e CARVALHO (2004) a análise exploratória do comportamento espacial dos eventos começa pela estimativa da intensidade de ocorrência do processo pontual em toda a região de estudo. A forma mais simples e usual é feita pelo ajuste de uma função bidimensional aos eventos considerados, compondo uma superfície cujo valor será proporcional à intensidade de eventos por unidade de área. Essa função realiza uma contagem de todos os pontos dentro de uma região de influência,

---

aumentamos o valor de  $Z$ .

ponderando-os pela distância de cada um até o ponto que está sendo estimado, como ilustrado na Figura 2.8.



$bw$ : largura da banda;  $i$ : centróide da área  $i$ ;  $j$ : centróide da área  $j$

FIGURA 2.8: Exemplo de funcionamento do Estimador Kernel Gaussiano.

Com base nos conceitos apresentados, supõe-se que  $u_1, \dots, u_n$  são localizações de  $n$  eventos observados em uma região  $A$  e que  $u$  represente uma localização genérica cujo valor se quer estimar. O estimador de intensidade é computado considerando-se os  $m$  eventos  $\{u_i, \dots, u_{i+m-1}\}$  contidos num raio de tamanho  $\tau$  em torno de  $u$  e da distância  $d$  entre a posição e a  $i$ -ésima amostra, a partir de funções cuja forma geral é (Equação 2.14):

$$\hat{\lambda}_\tau(u) = \frac{1}{\tau^2} \sum_{i=1}^n k\left(\frac{d(u_i, u)}{\tau}\right), d(u_i, u) \leq \tau \quad (2.14)$$

O estimador Kernel tem como parâmetros básicos: (i) o raio de influência ( $\tau \geq 0$ ) que define a vizinhança do ponto a ser interpolado e controla o grau de *alisamento* da superfície gerada; (b) uma função de estimação com propriedades de suavização do fenômeno. O raio de influência, também chamado *largura de banda*, define a área centrada no ponto de estimação  $u$  que indica quantos eventos  $u_i$  contribuem para a estimativa da função intensidade  $\lambda$ . Um raio muito pequeno irá gerar uma superfície muito descontínua e oscilante; se for grande demais, a superfície poderá ficar muito suavizada.

Para evitar o problema de raios muito grandes ou pequenos tem-se o *Kernel Adaptativo*. Segundo (BAILEY e GATTREL, 1995), esse método aperfeiçoa os valores de largura

de banda  $\tau$  de forma que a largura de banda sempre tenha uma quantidade mínima de pontos. Este tem a vantagem de promover uma precisão constante para a estimação de toda a área em estudo. Por tanto, em regiões onde a concentração de pontos é maior, a largura de banda será menor, e quando as regiões tiverem uma menor concentração de pontos, a largura da banda será maior.

O estimador Kernel é muito útil para nos fornecer uma visão geral da distribuição dos pontos amostrais bem como é um indicativo da ocorrência de *clusters* (o que sugere uma certa dependência espacial). Para estimar as propriedades de *segunda ordem* (*dependência espacial*) as técnicas mais utilizadas são o *vizinho mais próximo* e a *função K*, descritas a seguir.

### 2.7.2 Vizinho mais próximo com simulação

O método do *vizinho mais próximo* estima a função de distribuição cumulativa  $\hat{G}(h)$ , baseado nas distâncias  $h$  entre eventos em uma região de análise. Essa função de distribuição pode ser estimada empiricamente da seguinte forma (Equação 2.15):

$$\hat{G}(h) = \frac{\#(d(u_i, u_j) \leq h)}{n} \quad (2.15)$$

onde  $\#$  é a contagem de eventos até a distância  $h$  de um evento arbitrário. A estatística  $\hat{G}(h)$  corresponde à soma dos vizinhos mais próximos de cada evento cuja distância é menor ou igual a  $h$ , dividida pelo número de eventos na região.

O gráfico dessa função de distribuição cumulativa empírica  $\hat{G}(h)$  pode ser utilizado como um método exploratório para verificar se existe evidência de interação entre os eventos. Segundo CÂMARA e CARVALHO (2004), se a curva no gráfico tiver um crescimento rápido para pequenas distâncias, isso sugere interação entre eventos caracterizando *cluster* nessa escala. Valores pequenos no início e crescimento rápido para distâncias maiores sugerem distribuição mais regular.

Essa análise de vizinhança pode ser utilizada como método formal para se comparar estatisticamente a distribuição dos eventos observados com o que se espera na hipótese da aleatoriedade espacial completa (*CSR*). Essa metodologia consiste em se criar

envelopes de simulação para a distribuição *CSR*, de forma a estimar a significância estatística dos desvios. Na hipótese de *CSR*, a função de distribuição  $G(w)$  seria dada por um processo de Poisson (BAILEY e GATTREL, 1995) (Equação 2.16).

$$G(h) = 1 - e^{-\lambda \pi h^2}, h \geq 0 \quad (2.16)$$

Assim a estimação simulada para a distribuição  $G(w)$  assumindo-se *CSR* é calculada como (Equação 2.17):

$$\bar{G}(h) = \frac{\sum_i^k \hat{G}_i(h)}{k} \quad (2.17)$$

onde  $\hat{G}(h)$ ,  $i=1,2,\dots,k$  são funções de distribuição empíricas, estimadas a partir de  $k$  simulações independentes dos  $n$  eventos, na hipótese de *CSR* ( $n$  eventos independentes e uniformemente distribuídos). Assim, para verificar a condição de aleatoriedade, calculamos ainda os envelopes de simulação superior e inferior, definidos como se segue (Equação 2.18):

$$\begin{cases} U(h) = \max\{\hat{G}_i(h)\}, i = 1, \dots, k \\ L(h) = \min\{\hat{G}_i(h)\}, i = 1, \dots, k \end{cases} \quad (2.18)$$

Dessa forma o gráfico da distribuição estimada  $\hat{G}(h)$ , com a adição dos envelopes inferior e superior, permite medir a significância dos desvios da aleatoriedade. Se a condição *CSR* for válida para os dados observados, o gráfico da curva de  $\hat{G}(h)$  versus  $\bar{G}(h)$  deve ser praticamente linear com um ângulo de  $45^\circ$ . Se o dado apresentar tendências para agrupamentos, os traçados no gráfico estarão acima da linha de  $45^\circ$  ao passo que para padrões de regularidade os traçados ficarão abaixo da linha de  $45^\circ$ .



Embora o método do *vizinho mais próximo* forneça uma indicação inicial da distribuição espacial, ele considera apenas distâncias pequenas. Para analisar distâncias maiores o método mais adequado é o da *função K* (BAILEY e GATTREL, 1995).

### 2.7.3 Função K com simulação

A *função K*, também denominada de medida de *momento de segunda ordem reduzido*, é definida para o processo univariado como (Equação 2.19):

$$\lambda K(h) = E(\# \text{ eventos contidos a uma distância } h) \quad (2.19)$$

onde # está associado ao número de eventos,  $E$  é o operador de esperança, e  $\lambda$  é a intensidade ou número médio de eventos por unidade de área, assumida constante na região. Uma estimativa de  $K(h)$  é (Equação 2.20):

$$\hat{K}(h) = \frac{A}{n^2} \sum_i^n \sum_{j, i \neq j}^n \frac{I_h(d_{ij})}{w_{ij}} \quad (2.20)$$

onde  $A$  é a área da região,  $n$  é o número de eventos observados,  $I_h(d_{ij})$  é uma função indicatriz cujo valor é 1 se  $(d_{ij}) \leq h$  e 0 em caso contrário, e  $w_{ij}$  é a proporção da circunferência do círculo centrado no evento  $i$  que está dentro da região.

A *função K* é usada como ferramenta exploratória na comparação entre estimativa empírica  $\hat{K}(h)$  e a resultante de um processo de padrão de pontos espacial aleatório  $\hat{K}(h)$ . Para um processo aleatório  $K(h)$  seria  $\pi h^2$ . Portanto, uma forma de comparar a estimativa  $K$  de um conjunto de dados observados com  $\pi h^2$  é dada pela função  $\hat{L}(h)$  definida como (Equação 2.21):

$$\hat{L}(h) = \sqrt{\frac{\hat{K}(h)}{\pi}} - h \quad (2.21)$$

O gráfico de  $\hat{L}(h)$  (Figura 2.9), em função da distância  $h$ , indica atração espacial entre eventos para valores positivos e indica repulsão espacial ou regularidade quando os valores são negativos. Uma abordagem similar à do vizinho mais próximo pode ser feita

para se estimar a significância dos desvios da distribuição  $\hat{L}(h)$  em relação à condição de aleatoriedade. Os envelopes, inferior e superior são construídos a partir de  $k$  simulações independentes de  $n$  eventos na região  $A$ . Segundo BAILEY e GATTREL (1995), na análise do gráfico com a distribuição e os envelopes, picos positivos na função  $\hat{L}(h)$  estiveram acima do envelope superior evidenciam ocorrência de agrupamento na escala considerada, portanto, se todos os valores da função  $\hat{L}(h)$  que estiverem abaixo do envelope inferior, evidenciam regularidade nessa escala, portanto, se todos os valores de  $\hat{L}(h)$  estiverem abaixo do envelope inferior e com valores negativos, tem-se regularidade em todas as escalas.

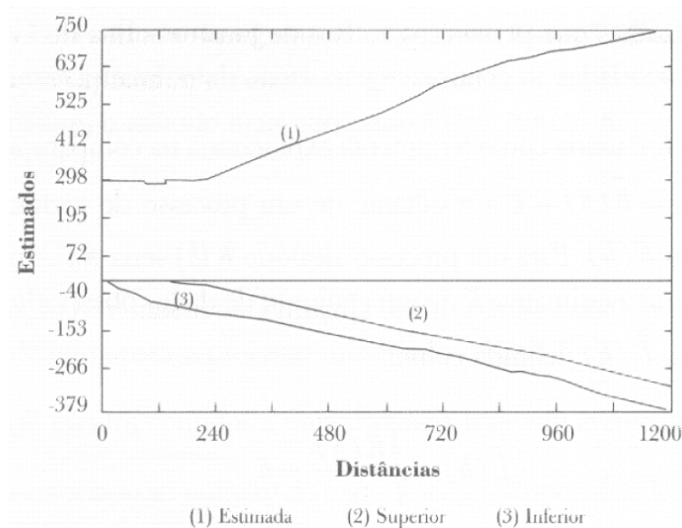


FIGURA 2.9: Exemplo hipotético de gráfico gerado pelo método da função L com simulação  
 Fonte: CÂMARA e CARVALHO (2004).

## 2.8 Modelos de Regressão espacial

O modelo de regressão é uma ferramenta estatística na qual se utiliza a relação existente entre duas ou mais variáveis, de maneira que uma delas possa ser descrita ou seu valor estimado a partir das demais. Em se tratando de dados espaciais, quando está presente a autocorrelação espacial, as estimativas do modelo devem incorporar essa estrutura espacial, uma vez que a dependência entre as observações altera o poder explicativo do

modelo. A significância dos parâmetros é usualmente superestimada, e a existência de variações em larga escala pode até mesmo induzir a presença de associações espúrias (ANSELIN, 2003).

Neste tópico não será feita uma descrição detalhada dos modelos tradicionais de regressão, pois o enfoque aqui são os modelos de regressão espacial. Para maiores detalhes de modelos tradicionais de regressão ver NATER *et al.* (1996).

Serão apresentados alguns tipos de modelos de regressão que permitem incorporar efeitos espaciais, desde aqueles que tratam a estrutura espacial de forma global (como um único parâmetro) até modelos em que os parâmetros variam continuamente no espaço.

### 2.8.1 Modelos com Efeitos Espaciais Globais

A inclusão explícita de efeitos espaciais em modelos de regressão pode ser feita de diferentes formas. A classe de modelos de regressão espacial mais simples, chamada de modelos com efeitos espaciais globais, supõe que é possível capturar a estrutura de correlação espacial num único parâmetro, que é adicionado ao modelo de regressão tradicional. Nesse caso, têm-se duas alternativas para tratar a autocorrelação global em um modelo de regressão (ANSELIN, 2003).

1) A autocorrelação espacial ignorada é atribuída à variável dependente  $Y$ . Essa abordagem é denominada como *modelo espacial auto-regressivo misto* (*Spatial AutoRegressive-SAR* ou *Spatial Lag Model*). Considera-se a dependência espacial por meio da adição ao modelo de regressão do novo termo na forma de uma relação espacial para a variável dependente. Formalmente isto é expresso como (Equação 2.22):

$$\gamma = \rho W\gamma + X\beta + \varepsilon \quad (2.22)$$

onde  $\gamma$  é o vetor da variável dependente,  $W$  é a matriz de proximidade espacial, e o produto  $W\gamma$  expressa a dependência espacial em  $\gamma$ ,  $\rho$  é o *coeficiente espacial auto-regressivo*,  $\beta$  é o vetor do coeficiente de regressão. A hipótese nula para a não-existência de autocorrelação é que  $\rho=0$ . A idéia básica nesse modelo é incorporar a autocorrelação espacial como componentes individuais. Esse modelo pode ser expresso como (Equação 2.23):

$$y_i = \rho \left( \sum_j w_{ij} y_j \right) + \sum_{i=1} x_i \beta_i + \varepsilon_i \quad (2.23)$$

2) O segundo tipo de modelo de regressão espacial, com parâmetros globais, considera que os efeitos espaciais são um ruído, ou perturbação, ou seja, fator que precisa ser removido. Nesse caso, os efeitos da autocorrelação espacial são associados ao termo de erro  $\varepsilon$  e o modelo pode ser expresso por (Equação 2.24):

$$y = X\beta + \varepsilon, \quad \varepsilon = \lambda W\varepsilon + \xi \quad (2.24)$$

onde  $W\varepsilon$  é a componente erro com o efeito espacial,  $\lambda$  é o coeficiente autoregressivo e  $\xi$  é a componente do erro com a variância constante e não correlacionada. A hipótese nula para a não-existência de autocorrelação é que  $\lambda = 0$ , ou seja, o termo de erro não é espacialmente correlacionado. Esse modelo é também chamado de modelo do erro espacial (*Spatial error model* ou ainda *AutoRegressive – CAR*).

Na prática, a distinção entre os dois tipos de modelos de regressão com parâmetros globais é difícil, pois apesar da diferença no seu enfoque, eles são muito próximos em termos formais. Nos modelos de regressão espacial com efeitos globais, parte-se do princípio de que o processo espacial subjacente aos dados analisados é estacionário. Isto implica que os padrões de autocorrelação espacial existentes nos dados podem ser capturados num único parâmetro (CÂMARA *et al.*, 2004).

### 2.8.2 Modelos de Regressão com Efeitos Espaciais Locais

Quando o processo espacial é não estacionário, os coeficientes de regressão precisam refletir a heterogeneidade espacial. Para tanto, há duas possibilidades:

- a) Modelar a tendência espacial de forma contínua, com parâmetros variantes no espaço;
- b) Modelar a variação espacial de forma discreta, ao dividir o espaço em sub-regiões estacionárias, chamadas de regimes espaciais.

A idéia de *regimes espaciais* é dividir a região de estudo em sub-regiões, cada uma com seu padrão espacial próprio e realizar regressões separadas, uma para cada região. As

observações são classificadas em dois ou mais subconjuntos, a partir de uma variável por indicação, a saber (Equação 2.25 e 2.26):

$$\gamma_1 = X_1\beta_1 + \varepsilon_1, \text{ indicação}=1 \quad (2.25)$$

$$\gamma_2 = X_2\beta_2 + \varepsilon_2, \text{ indicação}=2 \quad (2.26)$$

Apesar de cada regime possuir os seus próprios valores de coeficientes, esses valores são estimados conjuntamente, ou seja, todo o conjunto de observações disponível é utilizado na regressão.

### 2.8.3 Diagnóstico de Modelos com Efeitos Espaciais

Como os estimadores e os diagnósticos tradicionais de regressão não levam em conta os efeitos espaciais, as inferências, como, por exemplo, às indicações de qualidade de ajuste, baseadas em  $R^2$  (coeficiente de determinação) serão incorretas. Essas consequências são similares às que acontecem quando uma variável explicativa significativa é omitida do modelo de regressão. Quando se quer comparar um ajuste obtido de um modelo-padrão de regressão com um ajuste obtido dos modelos cuja especificação considera a autocorrelação espacial, uma medida como o  $R^2$  não é mais confiável (ANSELIN, 2003).

O método mais usual de seleção de modelos de regressão baseia-se nos valores de *máxima verossimilhança* dos diferentes modelos, ponderado pela diferença do número de parâmetros estimados. Nos modelos com estrutura de dependência espacial ou temporal utilizam-se os *critérios de informação* em que a avaliação do ajuste é penalizada por uma função do número de parâmetros. Cabe observar que é necessário ainda levar em conta o número de parâmetros independentes ao se incluir funções espaciais nos modelos. Para cada nova variável em modelo de regressão, acrescenta-se um parâmetro.

Usualmente, a comparação de modelos é feita utilizando o logaritmo da máxima verossimilhança que é o que possui melhor ajuste para os dados observados. O critério de informação de Akaike (*AIC*) é expresso por (Equação 2.27):

$$AIC = -2 * LIK + 2K \quad (2.27)$$

onde, *LIK* é o log de verossimilhança maximizado e *K* é o número de coeficientes de regressão. Segundo esse critério, o melhor modelo é o que possui menor valor de *AIC*. Diversos outros critérios de informação estão disponíveis. A maior parte deles são variações do *AIC*, com mudanças na forma de penalização de parâmetros ou observações (ANSELIN, 1992).

## CAPÍTULO 3

### MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1 Área de Estudo

A bacia amazônica drena uma área superficial de aproximadamente 6.000.000 km<sup>2</sup>, constituindo cerca de 5% da superfície terrestre global. A Amazônia Central é acompanhada por grandes 'várzeas' que cobrem uma área de aproximadamente 300.000 km<sup>2</sup> (JUNK, 1997), incluindo 110.000 km<sup>2</sup> de canais principais (MELACK e FISHER, 1990). Durante as maiores descargas líquidas do Rio Amazonas, os lagos temporários e permanentes crescem em tamanho e se conectam. A várzea do Lago Grande de Curuai (Figura 3.1) possui uma área de inundação que varia de 1340 a 2000 km<sup>2</sup> (BARBOSA, 2005), de acordo com o nível da água.

A várzea está localizada 850 km a oeste do Oceano Atlântico, próximo à cidade de Óbidos (Pará, Brasil). A várzea é compreendida por lagos de águas brancas (caracterizadas por altas cargas de sedimentos) e lagos de água preta (caracterizadas pela alta concentração de ácidos húmicos e baixa concentração de sólidos em suspensão), interconectados um com o outro e permanentemente conectados com o Rio Amazonas através de diferentes canais (MOREIRA-TURCQ *et al.*, 2004; DOSSETO *et al.*, 2006).

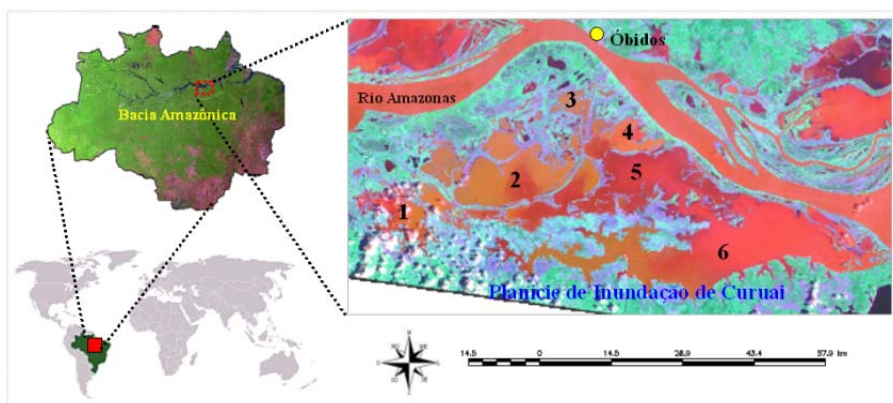


FIGURA 3.1: Várzea do Lago Grande de Curuai e seus respectivos lagos: 1 – Salé; 2 – Lago do Poção; 3 – Açaí; 4 – Santa Ninha; 5 – Lago Grande do Poção e 6 – Lago Grande de Curuai.

Segundo BARBOSA (2005), a circulação da água na planície se faz de oeste para leste no período de início de dezembro até o final de janeiro. Esta informação também é corroborada por BARROUX (2006). As entradas principais de água, provenientes do rio Amazonas para a várzea são: o lago Grande de Curuaí, situado a leste da planície; o lago Salé ao noroeste; os igarapés “Quem diria” e “Cassiano” ao norte e o lago “Santa Nina” ao nordeste. BARROUX (2006) levanta a hipótese de que o canal principal do lago Grande de Curuaí sofre influência da maré dinâmica<sup>13</sup>, da ordem de 5 à 10 cm, durante o período de águas baixas e pode nesse momento tornar-se um canal de entrada de água.

O pulso de inundação na planície de Curuai é amplamente modulado pela flutuação do nível da água próximo à cidade de Óbidos (PA), sendo que essa flutuação em geral é alta ao longo do ano e gera quatro condições dinâmicas (enchente, águas altas, vazante e águas baixas), ver Figura 3.2.

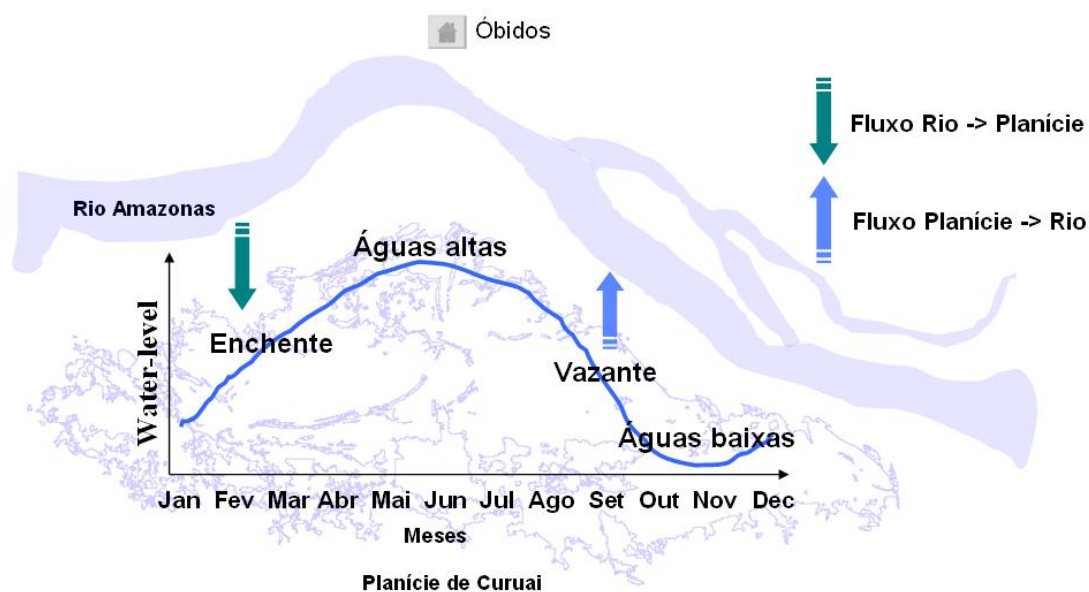


FIGURA 3.2: Características do pulso de inundação no sistema planície de Curuai/Rio Amazonas.

FONTE: Modificado de BARBOSA (2005).

<sup>13</sup> Maré dinâmica é o processo hidráulico de pressão causado pela entrada da água do mar (Miranda *et al.*, 2002).



## 3.2 Materiais

### 3.2.1 Dados de Sensoriamento Remoto

#### 3.2.1.1 Imagens EOS-MODIS

Para o presente estudo, foram adquiridas imagens de reflectância diárias, correspondentes ao produto MOD-09. Estas imagens foram adquiridas através do portal EOS Gateway do Goddard Space Flight Center, NASA (<http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome/>). Dessa forma, a busca realizada foi para os anos de 2003 a 2005 e englobou tanto os produtos do sensor Aqua MODIS quanto o Terra MODIS, para que assim fosse possível obter o maior número possível de imagens livres de nuvens na região de estudo. No entanto, devido ao horário de passagem do Aqua MODIS (13:30 h no equador), no horário da tarde, essas imagens sempre apareciam com nuvens. Por isso somente as imagens do Satélite Terra/ MODIS foram utilizadas neste trabalho. As imagens adquiridas para este estudo estão listadas na Tabela 3.1.

TABELA 3.1: Disponibilidade (sem cobertura de nuvens) das imagens MODIS (produto MOD09) para a área de estudo.

		<i>Meses</i>											
		Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
Anos	2003	1	0	1	1	1	1	2	1	4	1	1	1
	2004	0	1	0	1	1	0	0	2	2	1	3	0
	2005	2	0	0	1	0	3	1	4	3	1	0	0
	Total	3	1	1	3	2	4	3	7	9	3	4	1

#### 3.2.1.2 Imagens Landsat TM

Foram obtidas imagens do satélite Landsat 5 sensor TM, correspondentes aos estados do sistema (Figura 3.2). A cena de interesse utilizada foi a órbita/ponto 228/61. Uma vez que parte da área de estudo se encontra fora desta cena, as imagens foram requisitadas com um deslocamento de 5% para sul. As imagens foram obtidas junto à Divisão de Geração de Imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (DGI/INPE), em nível de calibração 1G. A tabela 3.2 sumariza as imagens TM utilizadas neste trabalho.

Além destas imagens, foi adquirida uma imagem Landsat TM de 06/09/1992, órbita ponto 228/61, a partir do Global Land Cover Facility, da Universidade de Maryland (<http://glfc.umiacs.umd.edu>). Esta imagem foi processada de modo a proporcionar, após um processo de ortorretificação, um erro de posicionamento inferior a 50m (Tucker *et al.*, 2004). A imagem em questão foi utilizada como referência para o registro das demais cenas Landsat adquiridas.

TABELA 3.2: Imagens Landsat 5 TM utilizadas para confecção das mascaras em cada estado do sistema.

<b>Imagens TM Representativas dos Estados do Sistema</b>				
	Vazante	Águas baixas	Enchente	Águas altas
Estados do sistema	07/09/2004	08/11/2003	27/01/2004	02/05/2004

### 3.3 Série Temporal de Turbidez Medida pelo SIMA

O SIMA - Sistema de Monitoramento Ambiental, concebido e desenvolvido pelo INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais em parceria com a UNIVAP – Universidade do Vale do Paraíba destina-se à coleta de dados de ambientes aquáticos em locais remotos e sua transmissão, via satélite, em tempo quase-real, para a comunidade de usuários. O sistema de monitoramento compõe-se de uma bóia de coleta de dados ancoradas que transmitem os dados coletados via enlace de satélites (SCD-2, CBERS-1 ou CBERS-2, brasileiros, ou da série NOAA, americanos) e de um sistema de recepção dos sinais dos satélites. A localização do SIMA e a disposição dos sensores na bóia podem ser vistas na Figura 3.3 (STEVENSON *et al.*, 1993). Esse sistema faz parte do projeto de Monitoramento automático de variáveis limnológicas em sistemas aquáticos amazônicos sujeitos à diferentes graus de interferência antrópica (processo FAPESP 02/09911-1).

Cada bóia do sistema de monitoramento, também chamada de bóia SIMA-1, é composta por três partes principais: conjunto dos sensores das variáveis ambientais, eletrônica de coleta e transmissão de dados e plataforma estrutural (STECH *et al.*, 2006). A bóia SIMA-1 permite a instalação de sensores com sinal de saída do tipo analógico, digital,

pulsos e com interface serial (RS-232) o que resulta em uma razoável flexibilidade para a configuração do conjunto de sensores dos parâmetros ambientais. O SIMA original foi adaptado para incorporar o monitoramento de variáveis diagnósticas da qualidade da água. O sistema foi configurado para medir as seguintes variáveis ambientais: pH, concentração de clorofila-*a*, oxigênio dissolvido, condutividade, temperatura da água em quatro níveis, temperatura do ar, umidade relativa, pressão atmosférica, radiação solar, direção e intensidade do vento, direção e intensidade da corrente, e o objeto de estudo nesse trabalho, a turbidez.

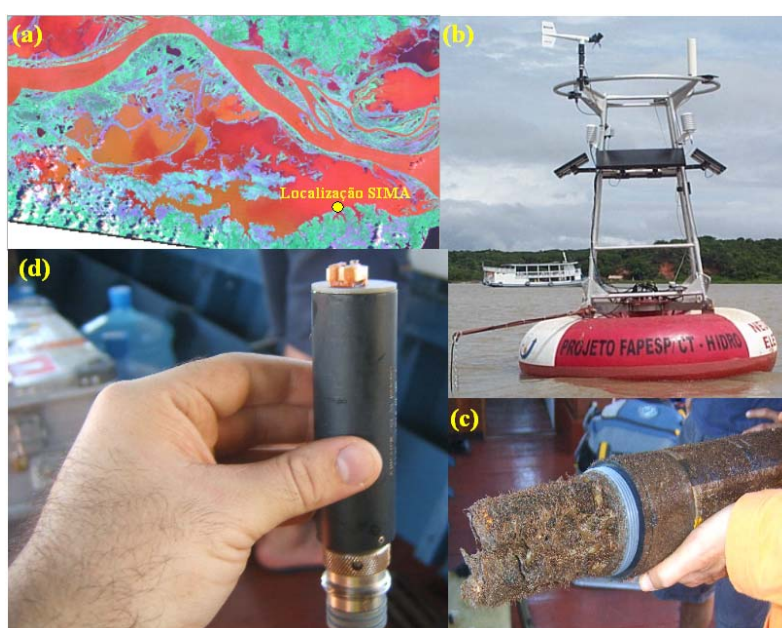


FIGURA 3.3: Localização do SIMA na planície de inundação de Curuaí, com enfoque no sistema. (a) planície de inundação de Curuaí enfocando a localização do SIMA; (b) O sistema SIMA; (c) instrumento que carrega os sensores de qualidade de água; (d) o sensor de turbidez.

Para este estudo foi utilizada somente a série temporal de turbidez medida pelo SIMA. A série temporal de Turbidez conta com dados de 20 de Novembro de 2004 a 26 de Abril de 2005, totalizando 3769 amostras realizadas em intervalos de 1 hora. Apenas esse período foi utilizado porque a sonda foi roubada e logo depois foi resposta, assim durante este período ficou impossibilitado o envio de dados.

O sensor de turbidez que está montado no SIMA é da marca YSI. É um sensor óptico com 90° de espalhamento, e possui um mecanismo de limpeza ótica antes de efetuar a

medida de turbidez. Possui um range de medida de 0 a 1000 NTU; acurácia de 2 NTU dependendo dos padrões de calibração e resolução de 1 NTU (YSI, 2002).

### 3.4 Amostras realizadas *in-situ*

Neste trabalho são utilizadas amostras de turbidez (NTU), concentração de clorofila-*a* ( $\mu\text{g/L}$ ), matéria orgânica dissolvida ( $\text{mg/L}$ ), e concentração de partícula inorgânica ( $\text{mg/L}$ ). Essas amostras foram coletadas durante quatro campanhas, entre 2003 e 2004, na planície de inundação de Curuaí (BARBOSA, 2005). As análises de clorofila-*a* foram realizadas em laboratório utilizando os procedimentos descritos em MUSH (1980); e as análises de matéria orgânica dissolvida e partícula inorgânica foram realizadas de acordo com os procedimentos descritos em WETZEL E LIKENS (1991). As amostras de turbidez foram coletadas utilizando um aparelho multi-sensor da marca HORIBA U-10. Este aparelho possui uma resolução de 1 NTU e intervalo de sensibilidade de 0 a 800 NTU. Informações sobre determinação da clorofila-*a*, matéria orgânica dissolvida e partícula inorgânica podem ser encontradas em BARBOSA (2005). A Tabela 3.3 sumariza as datas das campanhas de campo, o estado do sistema e o número de amostras coletadas.

TABELA 3.3: Sumário das campanhas de campo e o número de amostras coletadas.

Variável	Campanhas	Estado	Nº de amostras
<b>Turbidez (NTU)</b>			208
			148
			221
			68
<b>Clorofila (<math>\mu\text{g/L}</math>)</b>			71
			71
	23/09 a 09/10/2003	Vazante	72
	19/11 a 01/12/2003	Águas baixas	74
<b>Partícula Inorgânica (<math>\text{mg/L}</math>)</b>	01/02 a 14/02/2004	Enchente	72
	31/05 a 21/06/2004	Águas altas	73
			70
			75
<b>Matéria orgânica dissolvida (<math>\text{mg/L}</math>)</b>			72
			73
			70
			75

A Figura 3.4 mostra a distribuição de amostragem realizada por BARBOSA (2005) para as variáveis em estudo. Através da Figura se verifica que as amostragens foram adequadas aos estados do sistema. No período de águas baixas, por exemplo, em que o nível da água na planície está no seu mínimo, o planejamento da amostragem é passo importante para não se ter problemas em campo. Pois, em alguns lagos se torna muito difícil o tráfego com barco devido ao baixo nível da água.

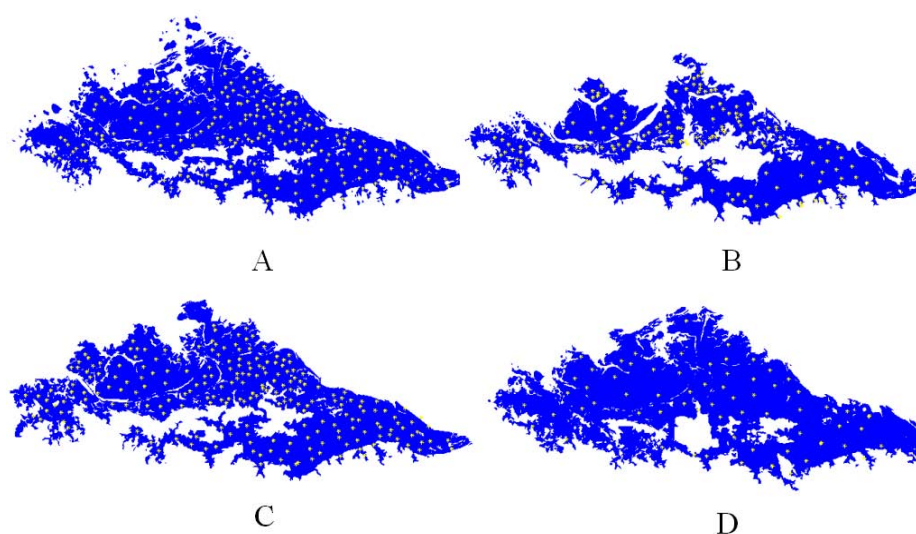


FIGURA 3.4: Distribuição das amostras realizadas in-situ por estado do sistema. (A) Águas altas; (B) Águas baixas; (C) Enchente e (D) Vazante.

Em junho de 2005 foi conduzida uma nova campanha de campo para realização de amostragens de turbidez ao redor do SIMA com o objetivo de verificar e/ou validar uma possível área de homogeneidade em sua volta. A Tabela 3.4 sumariza as datas das campanhas de campo, o estado do sistema e o número de amostras.

TABELA 3.4: Sumário das campanhas de campo realizadas para validar as ocorrências de áreas homogêneas em volta do SIMA.

Variável	Campanhas	Estado	Nº de amostras
Turbidez (NTU)	23/06/2006	Águas altas	52
	27/06/2006	Águas altas	52

A Figura 3.5 mostra a configuração de amostragem para as duas campanhas realizadas no período de águas altas, em 23 e 27/06/2006.

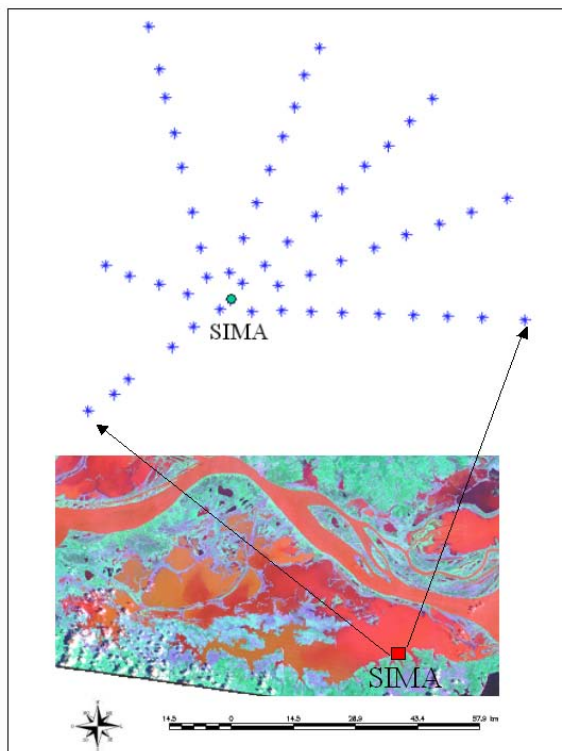


FIGURA 3.5: Configuração amostral da turbidez para validação do *Footprint*.

### 3.5 Métodos

#### 3.5.1 Análise da Série Temporal de Turbidez Medida pelo SIMA

Esse tópico descreve o método utilizado para a aplicação da Transformada de Wavelet (TW) na série temporal de turbidez. A TW foi aplicada para verificar a magnitude dos valores de turbidez e detectar momentos de maior e menor variância na serie temporal e uma possível relação entre a variação de turbidez medida pontualmente pelo SIMA e sua resposta ao pulso de inundação.

##### 3.5.1.1 Transformada de Wavelet

Para realizar a análise da série temporal de turbidez medida pelo SIMA através da TW, a mesma foi inserida em um arquivo “.TXT” e importada para o software Matlab<sup>®</sup> 6.5. O arquivo foi então salvo em formato “M-file” que é o formato dos arquivos gerados pelo Matlab. Uma rotina foi escrita em formato “M-file” contendo todas as premissas da

TW (ver fundamentação teórica), (Apêndice A). A rotina escrita no Matlab foi aplicada à série de turbidez medida pelo SIMA.

Neste trabalho se optou pela utilização da wavelet complexa de Morlet, a qual constitui uma onda plana de frequência modulada por um envelope gaussiano de largura unitária. Não existe um consenso entre os pesquisadores que trabalham com a aplicação da transformada de wavelet, no entanto, se sugere que a *wavelet mãe* tenha uma forma parecida a da série temporal em estudo. Nesse enfoque foi escolhida a wavelet de Morlet (Figura 3.6).

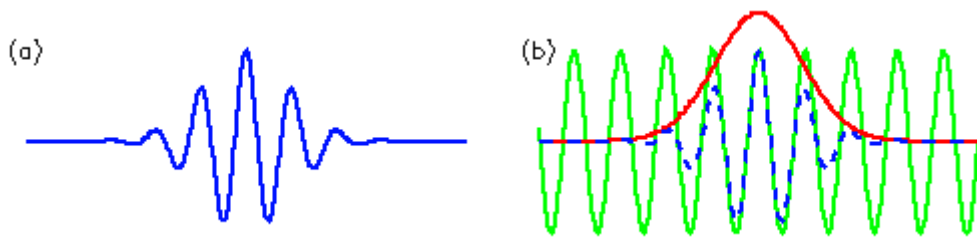


FIGURA 3.6: (a) Wavelet de Morlet com largura e amplitude arbitrários, com o tempo ao longo do eixo  $x$ . (b) Construção da Wavelet de Morlet (azul tracejado) como uma curva senoidal (verde) modulada por uma gaussiana (vermelho).

Na prática a Wavelet de Morlet mostrada na figura 3.6 (a) é definida como o produto entre uma onda exponencial complexa e um envelope gaussiano (Equação 3.1):

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2} \quad (3.1)$$

Onde  $\psi_0$  é o valor da Wavelet a um parâmetro de *tempo* “ $\eta$ ” não-dimensional, e  $\omega_0$  é a frequência (TORRENCE e COMPO, 1998). O envelope gaussiano é definido pela segunda exponencial do produto da equação 3.1, enquanto a onda exponencial complexa é a primeira exponencial. Esta é a função de Wavelet básica.

Para que a Wavelet de Morlet “deslize no tempo”, ou seja, a Wavelet vai percorrer toda a série temporal utiliza-se a equação 3.2:

$$\psi \left[ \frac{(n' - n)\delta t}{s} \right] = \left( \frac{\delta t}{s} \right)^{1/2} \psi_0 \left[ \frac{(n' - n)\delta t}{s} \right] \quad (3.2)$$

Onde:  $s$  é o parâmetro de dilatação usado para mudar a escala, e  $n$  é o parâmetro de translação usado para deslizar no tempo. O fator  $s^{-1/2}$  é a normalização para manter constante o total da energia da ondeleta escalonada.

Uma vez que uma função wavelet é escolhida, é necessária a escolha de um conjunto de escalas,  $s$ , para serem utilizadas na transformada de wavelet. Para a análise a ser realizada neste trabalho com a wavelet de Morlet, que é não-ortogonal, se utiliza um conjunto de escalas arbitrárias para sua construção. Dessa forma, as escalas foram escritas como (Equações 3.3 e 3.4):

$$s_j = s_0 2^{j\delta j}, j = 0,1,\dots,J \quad (3.3)$$

$$J = \delta j^{-1} \log_2(N\delta t / s_0) \quad (3.4)$$

onde  $s_0$  é a menor escala resolvível e  $J$  determina a largura da escala. O  $s_0$  deve ser escolhido de modo que o período de Fourier equivalente seja aproximadamente  $2\delta t$ . A escolha de um  $\delta j$  suficientemente pequeno depende da largura espectro-espacial da função wavelet. Para a wavelet de Morlet, a  $\delta j$  de aproximadamente 0.5 é o maior valor que garante uma amostragem adequada na escala (TORRENCE e COMPO, 1998).

Como se tem uma série temporal de turbidez, com valores  $x_n$ , com o índice  $n$  significando o tempo, cada valor é separado no tempo por um intervalo de tempo constante  $\delta t$ . A transformada de wavelet  $W_n(s)$  para série temporal de turbidez medida pelo SIMA é, portanto, o produto interno (também conhecido como convolução) da função de Wavelet da série temporal de turbidez original. Assim a Transformada  $W_n$  é definida como mostra a equação 3.5.

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \psi^* \left[ \frac{(n' - n)\delta t}{s} \right] \quad (3.5)$$

Onde: (\*) denota o complexo conjugado. Quanto a notação, notar que  $\Psi$  é a função da Wavelet, enquanto  $W_n$  é a Transformada de Wavelet.

A somatória de  $W_n(s)$  é feita em  $n'$ , variando de 0 a  $N-1$  ( $n'$  é o índice do tempo, com  $N$  igual ao número de pontos no tempo). Variando a escala da ondeleta  $s$  e transladando ao longo do índice de tempo localizado  $n$ , se construi uma figura bidimensional mostrando



a amplitude versus a escala e como a mesma varia com o tempo (notem que  $n'$  é diferente de  $n$ , onde  $n$  indica a translação no tempo).

O parâmetro  $Wn$  é obtido para cada escala  $s$  a qual é usualmente tomada como múltiplos da mais baixa frequência possível. O subscrito 0 foi removido de  $\Psi$  para indicar que esta  $\Psi$  foi normalizada (ver TORRENCE e COMPO 1998 para maiores detalhes).

Assim, é importante ressaltar que a normalização é feita para que as escalas possam ser comparáveis umas com as outras e para que a transformada de wavelet tenha energia unitária. A figura 3.7 mostra como foi a aplicação da metodologia da Transformada de Wavelet para analisar a série de turbidez medida pelo SIMA.

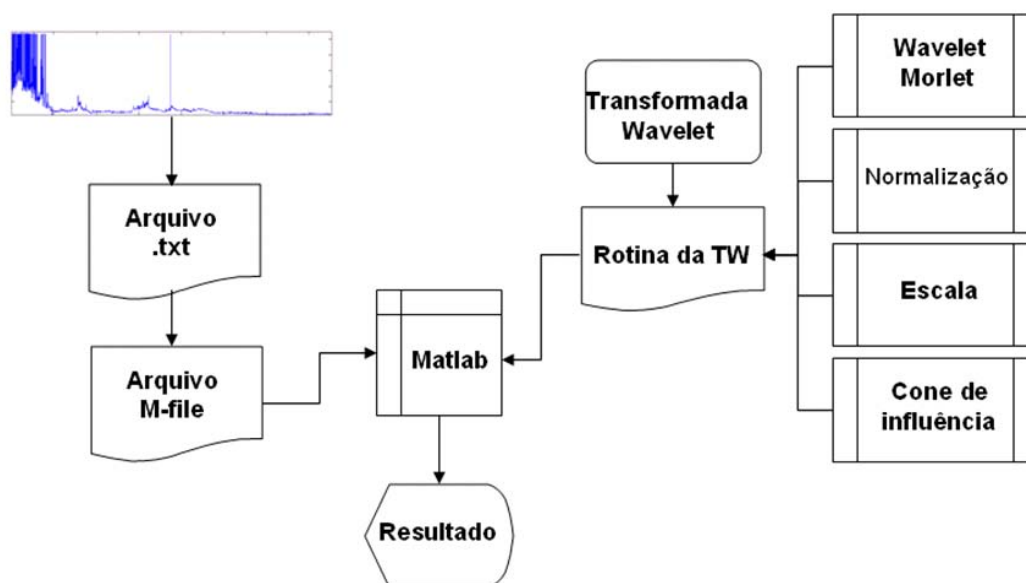


FIGURA 3.7: Fluxograma metodológico da aplicação da TW na série de turbidez do SIMA.

### 3.6 Análise espacial das variáveis medidas *in-situ*

As amostras de turbidez, matéria orgânica dissolvida, partícula inorgânica e clorofila medidas *in-situ* foram espacializadas utilizando a krigeagem ordinária. Para as amostras de turbidez foi utilizada a modelagem da anisotropia para verificar quais as direções de maior e menor variabilidade. Para as demais amostras (concentração de clorofila, partícula inorgânica e matéria orgânica dissolvida) a modelagem da anisotropia não foi necessária, uma vez que para estas o objetivo era apenas espacializar as amostras, e verificar o seu comportamento ao longo do pulso de inundação.

A espacialização das amostras de turbidez foi feita com o objetivo de verificar o comportamento da turbidez no contexto espacial. A krigeagem foi aplicada para diferentes níveis de água na planície, são eles: águas altas, vazante, águas baixas, enchente. A figura 3.8 mostra esquematicamente a aplicação da krigeagem ordinária nas amostras *in-situ*.

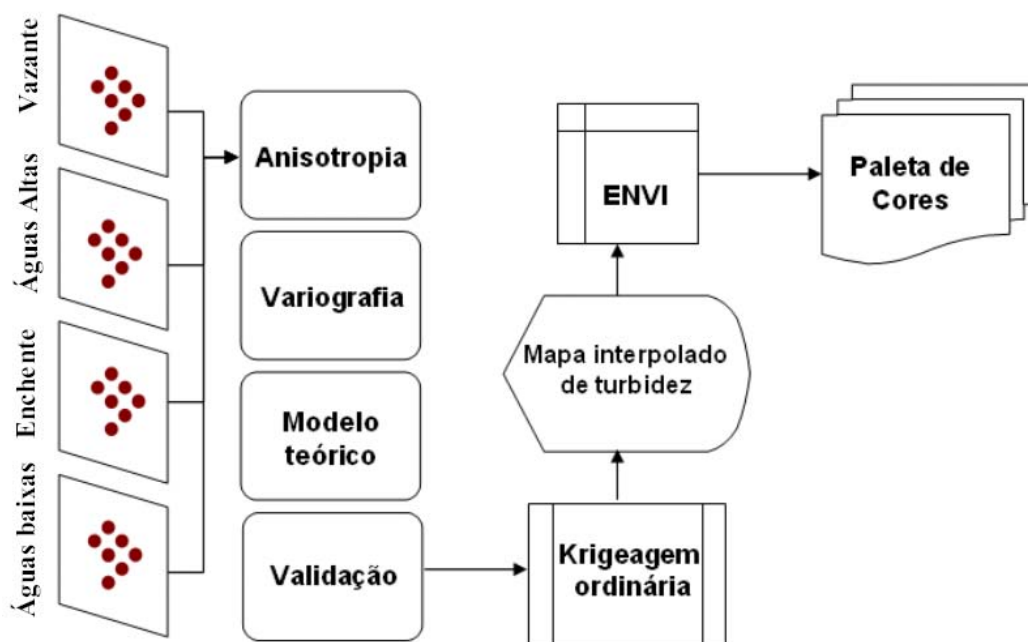


FIGURA 3.8: Fluxograma metodológico da aplicação da Krigeagem ordinária nas amostras coletadas *in-situ* na planície de Curuaí.

### 3.7 Análise da Área de Influência (*Footprint*) do SIMA

Sob a premissa de que poderia ocorrer uma área de homogeneidade ao redor do SIMA, tomando como base a distribuição de turbidez, foi aplicada uma metodologia para a busca dessa provável área. Os resultados obtidos com a krigeagem ordinária aplicado nos dados de turbidez, foram inseridos no software ENVI<sup>®</sup> 4.2. Utilizou-se a ferramenta *Cursor Location/ Value* para saber qual era o valor de turbidez presente no pixel em que se encontrava o SIMA. Feito isto, foi criada uma região de interesse através da ferramenta *Region of Interest* → *Band Threshold to ROI* (essa região de interesse é o valor de turbidez no pixel de localização do SIMA).

Depois de criada essa região de interesse, foi realizada uma pesquisa no ENVI para saber as regiões onde aparecia o mesmo valor de turbidez que ocorria no pixel do SIMA. Essa consistiu apenas em colorir os pixels que continham o mesmo valor de

turbidez que a medida pelo SIMA. Assim, os *pixels* com o mesmo valor do pixel do SIMA foram coloridos com uma cor. Aqueles *pixels* que foram coloridos e que estavam fazendo conexão com o pixel do SIMA foram catalogados como áreas homogêneas. Com o objetivo de garantir que essas prováveis áreas ocorrem realmente, foi realizado o mesmo procedimento para os dados amostrados nas campanhas dos dias 23 e 27 de junho de 2006, que foram amostradas para esse fim. Esse procedimento pode ser visualizado na figura 3.9.

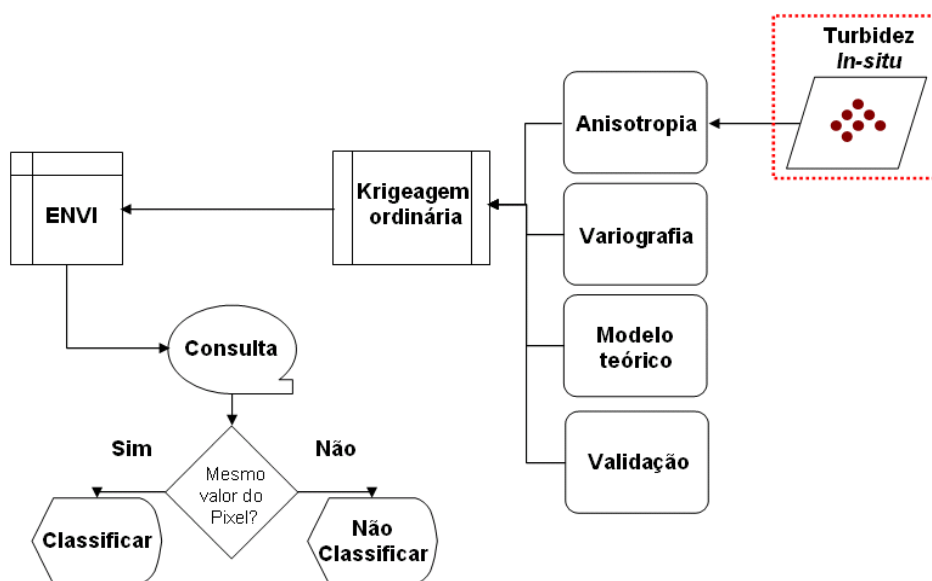


FIGURA 3.9: Fluxograma metodológico da aplicação da Krigeagem ordinária nas amostras coletadas *in-situ* na planície de Curuaí para verificar áreas homogêneas de turbidez próximas ao SIMA.

### 3.8 Processamento Digital de Imagens

#### 3.8.1 Processamentos realizados nas imagens MODIS

A primeira etapa deste processo foi a aquisição das imagens via FTP através do site de distribuição das imagens Earth Observing System Data Gateway. Após a aquisição das imagens (2003-2005), estas passaram por um processo de pré-tratamento, onde foram convertidas do formato *HDF* para o formato *Geotiff* através do aplicativo NASA-MRT. Antes de realizar qualquer processamento nas imagens do sensor MODIS, essas imagens foram georreferenciadas no software ENVI® 4.2, para garantir que as amostras coletadas em campo pudessem ser superpostas à imagem, com um erro pequeno.

A próxima etapa foi restaurar o valor de reflectância de cada pixel através da equação 3.6:

$$\text{reflectância} = ND / 10000 \quad (3.6)$$

Onde: ND é o nível de cinza correspondente a cada pixel na imagem MODIS.

### **3.8.2 Processamentos realizados nas imagens Landsat TM 5**

O processamento das imagens TM consistiu da aplicação da correção geométrica seguido de importação para o banco de dados SPRING 4.2 e recorte da área de interesse. As imagens selecionadas do sensor TM abordo do Landsat 5 foram utilizadas para geração das mascaras de água, ou seja, para deixar somente o que for água e retirar o que for terra firme.

### **3.9 Criação de Mascaras**

Foram criadas mascaras para garantir que o modelo linear de mistura espectral fosse aplicado apenas em regiões de água aberta. Como foi descrito por BARBOSA (2005) esta planície possui quatro estados que caracterizam a variação de nível d'água na planície (Figura 3.2).

Por este motivo foram utilizadas quatro mascaras uma para cada estado. Assim foram selecionadas quatro imagens do satélite Landsat 5 sensor TM representativas dos estados do sistema. Essas imagens selecionadas foram segmentadas, utilizando o segmentador por crescimento de regiões no software Spring 4.2. Após a segmentação, seguiu-se uma classificação simples: classe água e classe não-água. Somente a classe água da planície de Curuai foi salva como mascara. A Figura 3.10 mostra as mascaras para cada estado.

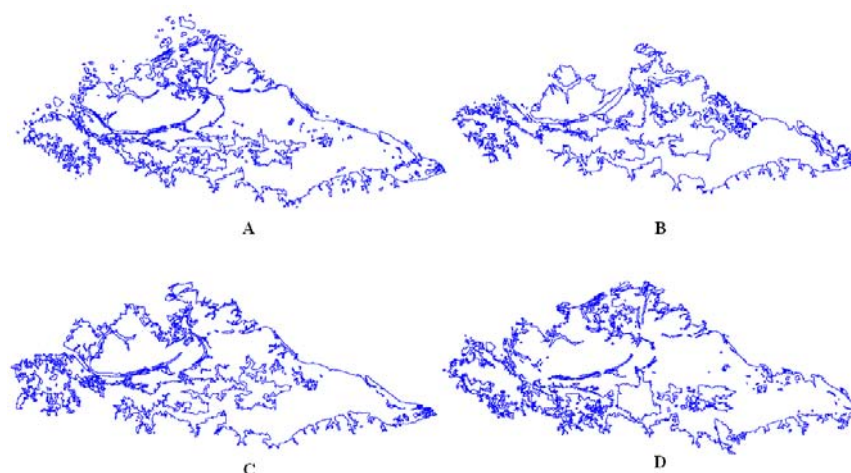


FIGURA 3.10: Máscaras confeccionadas para cada estado do sistema. (A) Águas altas; (B) Águas baixas; (C) Enchente e (D) Vazante.

### 3.10 Modelo Linear de Mistura Espectral

Tendo realizado os processamentos necessários nas imagens MODIS, o próximo passo foi a seleção dos end-members que alimentaram o Modelo Linear de Mistura Espectral (MLME). Neste trabalho foram escolhidos como end-members o fitoplâncton (clorofila), matéria orgânica dissolvida e a partícula inorgânica. Dessa forma assume-se que para o modelo de mistura a turbidez observada nas imagens MODIS é resultado da composição destes três elementos.

#### 3.10.1 Seleção dos End-members

A seleção dos end-members foi realizada de acordo com a definição de turbidez, ou seja, de forma a garantir que os componentes opticamente ativos na água pudessem representar a turbidez. Assim, tomando como base a definição sugerida por WETZEL (2001): “A turbidez na água é causada usualmente pela matéria inorgânica em suspensão e através da ocorrência de blooms de algas”, foram escolhidos como end-members a clorofila, a partícula inorgânica e a matéria orgânica dissolvida. Como a matéria orgânica não representa a turbidez, esta variável foi inserida para realizar um equilíbrio, pois locais onde a matéria orgânica é mais elevada terá uma menor turbidez. Por isso, se levou em consideração então que a turbidez poderia ser representada através dessas três variáveis.

O próximo passo foi a seleção dos *pixels* puros, ou seja, aqueles *pixels* que melhor representam a resposta espectral dos componentes escolhidos. A seleção dos end-members foi realizada nas próprias imagens MODIS com o objetivo de garantir a seleção de end-members que expressassem a composição da área de estudo. Dessa forma para a seleção dos end-members foi montada uma estratégia.

A estratégia foi a de interpolar através da krigeagem os dados de campo obtidos por BARBOSA (2005) relacionados às variáveis: clorofila, matéria orgânica dissolvida e partícula inorgânica.

Assim essa estratégia facilitou a busca pelos end-members, sendo estipulado que para cada end-member seria procurado primeiro nas épocas em que os dados *in-situ* interpolados mostravam ocorrer uma maior concentração do end-member em busca e menor abundância dos outros. Esse procedimento pode ser visualizado na figura 3.11.

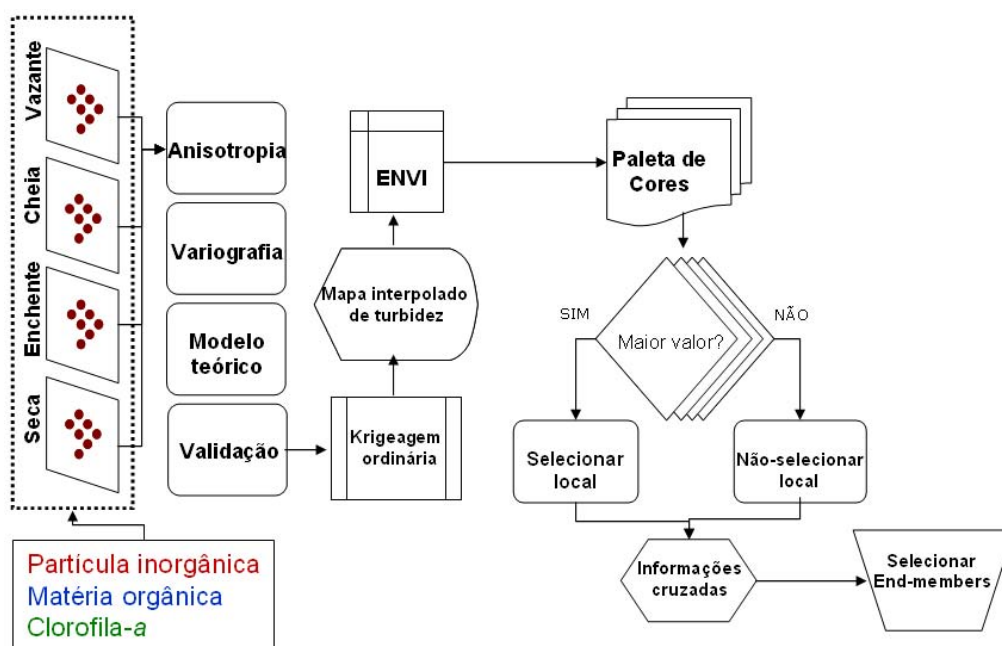


FIGURA 3.11: Fluxograma metodológico da aplicação do MLME nas imagens MODIS.

Tendo selecionado os end-members que serão utilizados no modelo linear de mistura espectral, a equação 3.7 mostra o modelo utilizado para decompor a reflectância do sinal da água nos end-members selecionados:

$$R_{is} = f_{Chl}r_{Chl} + f_{Dom}r_{Dom} + f_{Iss}r_{Iss} + \varepsilon_i \quad (3.7)$$

Onde:  $R_{is}$  é a reflectância da  $i_{th}$  banda na estação de amostragem  $s$ ;  $f_{Chl}$ ,  $f_{Dom}$  e  $f_{Iss}$  são as frações clorofila- $a$ , matéria orgânica dissolvida e partícula inorgânica em suspensão; e  $r_{Chl}$ ,  $r_{Dom}$ ,  $r_{Iss}$  são as reflectâncias dos end-members clorofila- $a$ , matéria orgânica dissolvida e partícula inorgânica em suspensão;  $\varepsilon_i$  é o erro no  $i_{th}$  comprimento de onda.

### 3.11 Relação Estatística entre as Imagens Fração e a Turbidez medida in-situ

Neste tópico tenta-se estabelecer uma relação estatística entre as imagens fração geradas pelo MLME e a turbidez medida *in-situ*. Dessa forma para cada estado do sistema foram amostrados os valores proporções das imagens fração de cada end-member selecionado. Para tanto, utilizando-se o software SPRING 4.2<sup>®</sup>, através da ferramenta *Estatística de imagem por polígono* foi coletado em cada localização (X,Y) os valores para as frações matéria orgânica dissolvida, partícula inorgânica e clorofila. Para melhor entender este processo, a Figura 3.12 esquematiza o que foi realizado.

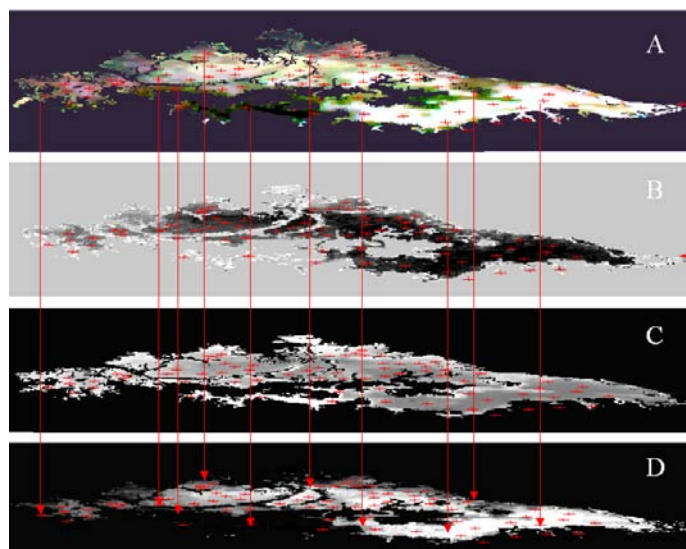


FIGURA 3.12: Processo de amostragem das proporções dos end-members em cada localização amostral. (A) imagem MODIS mostrando a localização das estações amostrais; (B) imagem fração partícula inorgânica; (C) imagem fração matéria orgânica dissolvida e (D) imagem fração clorofila.

Após a tabulação dos dados, foram aplicados métodos para verificar a dependência espacial das amostras dos resíduos derivados da regressão múltipla entre a turbidez e as proporções de partícula inorgânica, matéria orgânica dissolvida e clorofila. Os métodos

aplicados aos resíduos foram o *kernel estimation*, *vizinho mais próximo* e *função K*. O *kernel estimation* oferece uma visão geral da distribuição das amostras e um indicativo da ocorrência ou não de *clusters*. O *vizinho mais próximo* e a *função K* são utilizados para verificar a dependência espacial das amostras.

### 3.11.1.1 Regimes Espaciais

Tendo sido identificados *clusters* nos dados de turbidez medidos *in-situ*, o próximo passo foi criar um banco de dados no software TerraView 3.1.3<sup>®</sup> com os dados de turbidez medidos *in-situ* em formato *Shape File (shp)*. Com o banco de dados criado, foi aplicado um método de agrupamento implementado no TerraView chamado *Passos Iguais*. Esse algoritmo separa as amostras em classes (por faixas de valores). Esse método foi aplicado às amostras derivadas dos 4 estados do sistema. Assim, para cada regime espacial identificado foi aplicada a regressão espacial. Foram aplicados os modelos de regressão espacial *Spatial Lag* e *Spatial Error*, para verificar se a dependência espacial poderia ser atribuída a variável dependente (turbidez) ou ao erro (Figura 3.13).

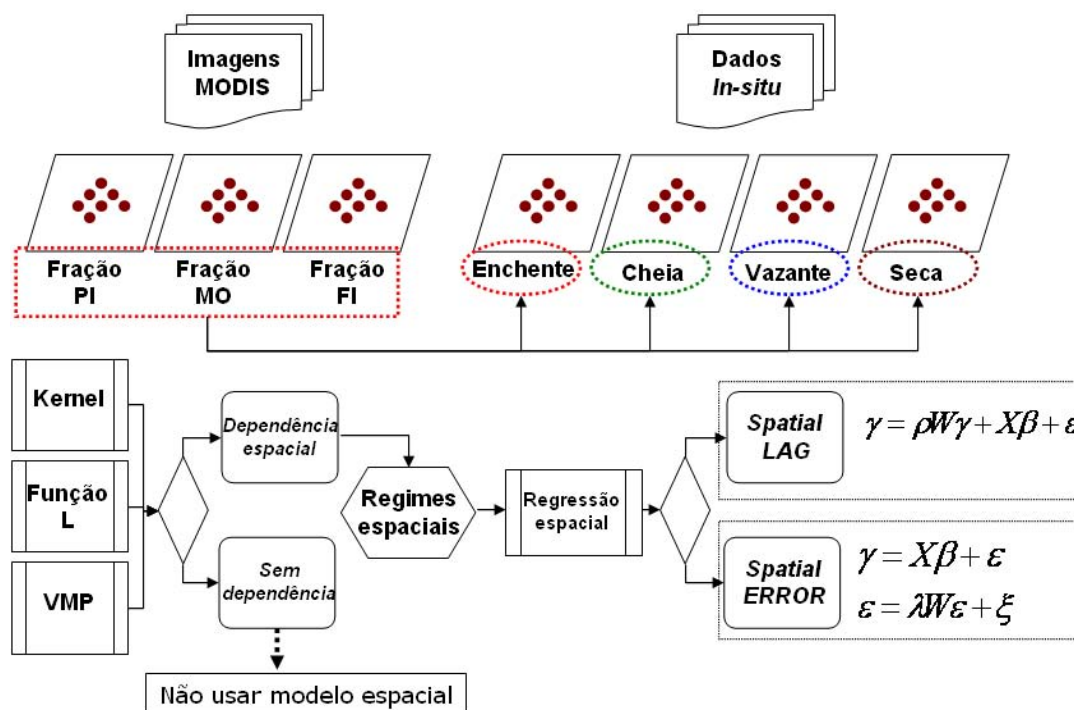


FIGURA 3.13: Processo metodológico para verificar a dependência espacial, criar os regimes espaciais e aplicar os modelos de regressão espacial entre a turbidez (*in-situ*) e as imagens fração derivadas do MLME.



Depois de aplicado a regressão espacial nos dados de turbidez (*in-situ*) e as frações (PI,FI, MO) foram construídas funções para cada regime. Cada equação foi aplicada aos dados do regime correspondente. Assim, para realizar a validação da função de cada regime foi utilizado os valores obtidos através da krigeagem ordinária. De posse do melhor ajuste, foi aplicada esta função de melhor ajuste a toda a planície, mostrando qual regime é mais parecido com o regime de melhor ajuste (Figura 3.14).

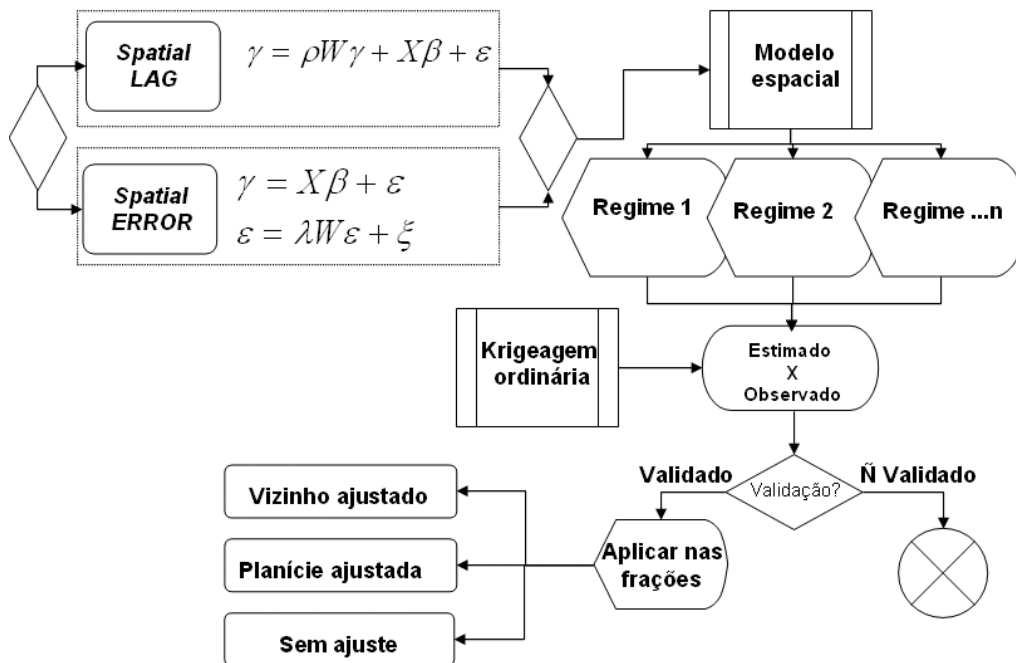


FIGURA 3.14: Processo de validação dos modelos espaciais por regime e verificação de regimes semelhantes na planície.

### 3.12 Calculo das Áreas de Alta Turbidez na Planície

Com os resultados do MLME em observar a distribuição da turbidez qualitativamente, a planície de Curuaí foi dividida nas regiões norte e sul. Essa divisão foi necessária para facilitar o calculo das áreas que apresentavam alta turbidez de acordo com a classificação do MLME. Além de indicar qual dos lagos apresentava as maiores áreas de alta turbidez durante os três anos em análise (2003, 2004 e 2005).

Para tanto, a classificação de turbidez do MLME foi importada para o Software ENVI 4.2 e através de uma da ferramenta disponível nesse software chamado *região de interesse*, foi delimitado e posteriormente calculado o tamanho das áreas de alta turbidez na região norte e na região sul (Figura 3.15).

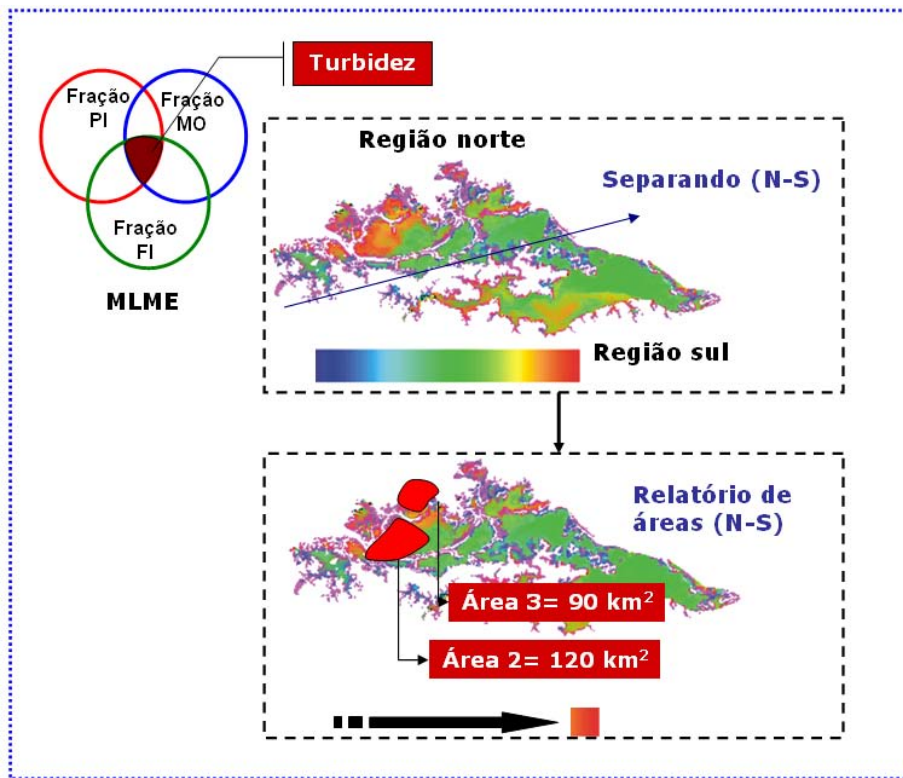


FIGURA 3.15: Esquema da metodologia para quantificação de áreas de alta turbidez na planície de Curuai através dos resultados do MLME.

## CAPÍTULO 4

### RESULTADOS

#### 4.1 Análise Exploratória da Série Temporal de Turbidez medida pelo SIMA

A série temporal de Turbidez utilizada nesse trabalho, conta com dados de 20 de Novembro de 2004 a 26 de Abril de 2005. A série temporal de turbidez apresenta um mínimo de 1,6 NTU, média de 126,9 NTU e máximo de 1091 NTU. Esse conjunto amostral apresenta um total de 3764 amostras com um desvio padrão de 176,5 NTU. A Figura 4.1 mostra a série temporal de turbidez.

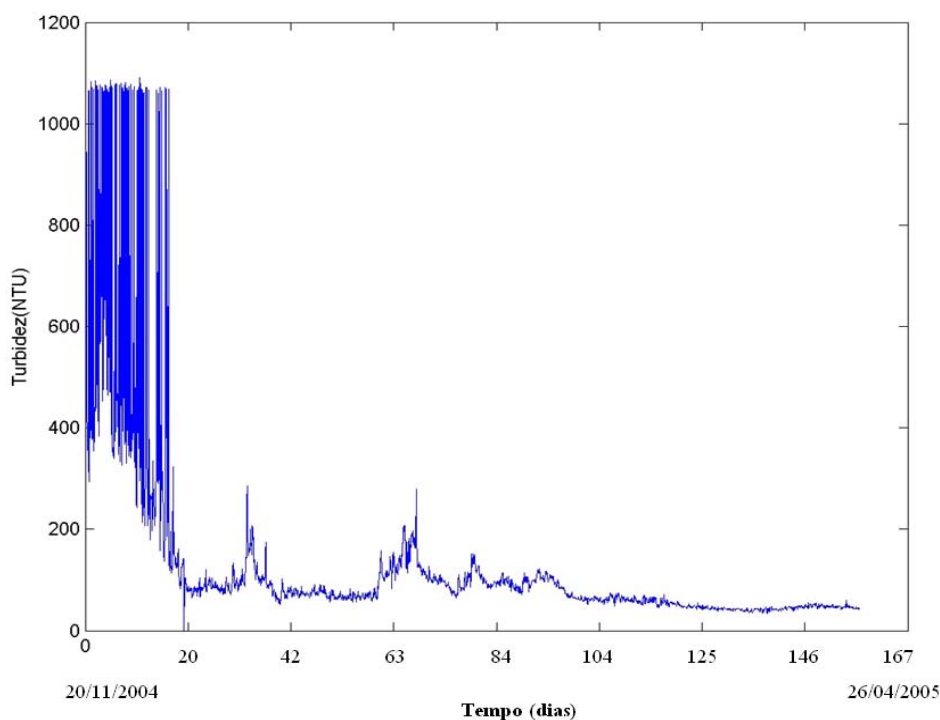


FIGURA 4.1: Série Temporal de Turbidez medida pelo SIMA.

No tocante ao comportamento da turbidez medida pelo SIMA, foi observada que há épocas do ano em que a turbidez se torna muito alta e depois vai decrescendo até se tornar muito baixa. Mas em que época do ano isso ocorre? Como isso ocorre? Essa variação de turbidez é em resposta ao pulso de inundação? Foi aplicada a Transformada

de Wavelet (TW) na série de turbidez medida pelo SIMA para responder a estas perguntas.

#### 4.1.1 Análise de Wavelet

A aplicação da Transformada de Wavelet a serie temporal de turbidez medida pelo SIMA esta na figura 4.2.

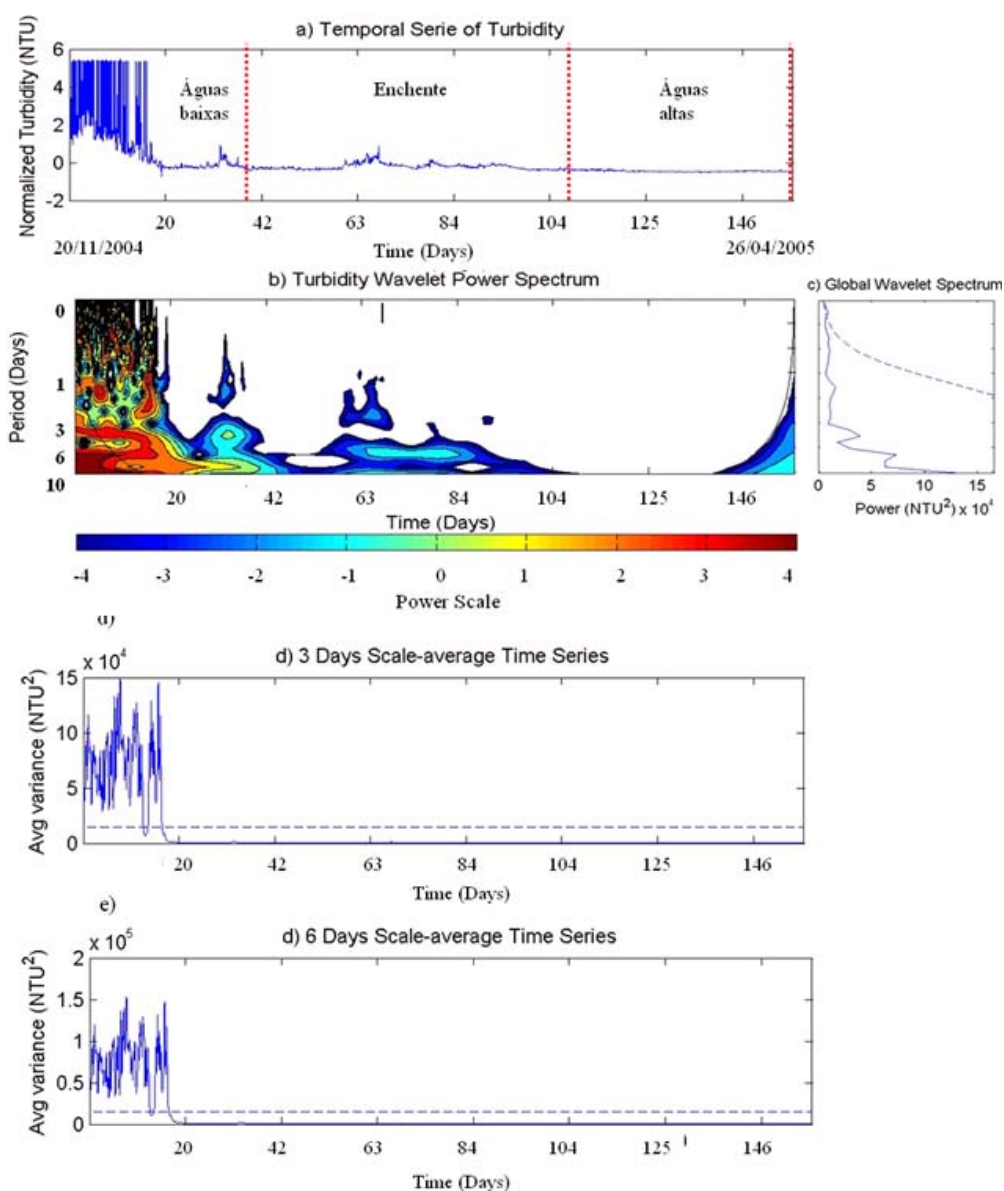


FIGURA 4.2: Aplicação da Transformada de Wavelet na Série Temporal de Turbidez. (a) Série temporal de turbidez; (b) espectro de energia da wavelet; (c) wavelet global; (d) escala de variância de 3 dias na série temporal de turbidez; (e) escala de variância de 6 dias na série temporal de turbidez.

De forma geral a turbidez apresenta um comportamento diferente ao longo do pulso de inundação. Isto é, em época de águas baixas a turbidez apresenta os maiores valores da série de turbidez, apresentando também as maiores variâncias e desvios padrão (4.2-a). Nesse período de águas baixas a ação do vento se torna uma forçante importante na geração de turbidez. Com ventos de até 11 m/s a região onde o SIMA se encontra instalado apresenta-se totalmente livre para que o vento atue na geração da turbidez, assim dependendo da intensidade, direção e duração do vento se terão maiores ou menores turbidezes (Figura 4.3). Além disso, foi verificado que a direção preferencial do vento para esta época se faz de sudeste para noroeste.

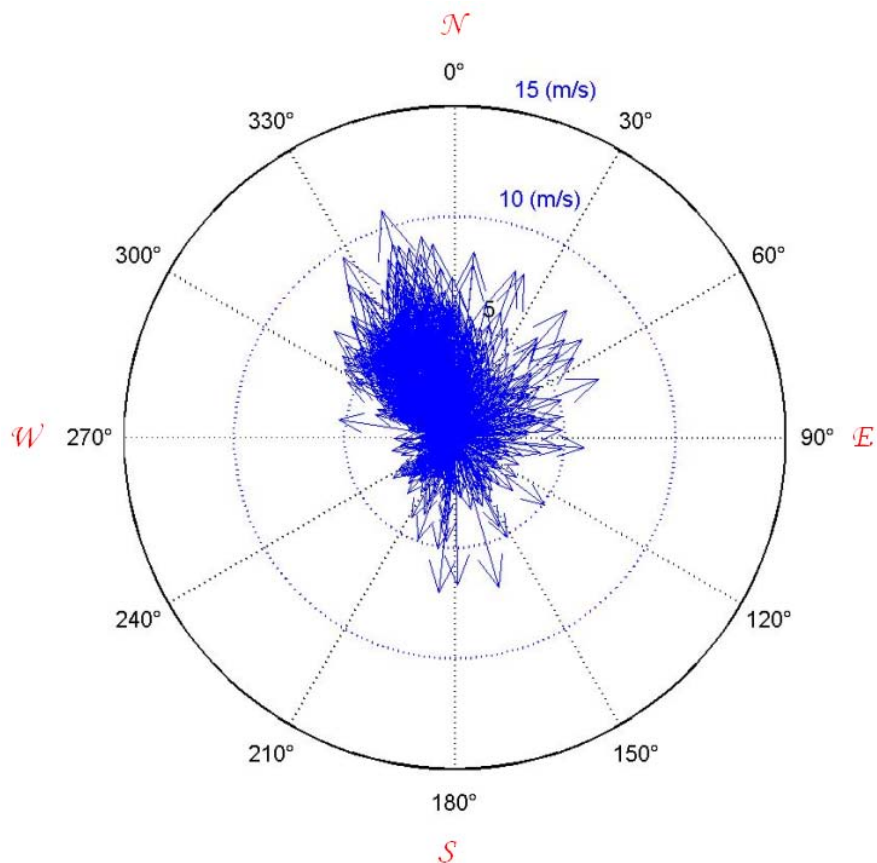


FIGURA 4.3: Diagrama de rosa dos ventos dos dados coletados pelo SIMA para o período de 20/11/2004 a 03/04/2005.

Foi observado que existem dois picos de turbidez que merecem destaque: o primeiro ocorre no período de águas baixas, aproximadamente ao quadragésimo dia depois do início da série (20/11/2004) o outro próximo do sexagésimo terceiro dia após o início da

série. De forma geral, o primeiro pico se refere à saída de água da planície para o rio Amazonas. Isso ocorre provavelmente devido essa época em que esse pico ocorre o nível da água na planície se encontra no seu mínimo e a ação do vento se torna importante na geração de turbidez. Assim, quando o nível da água na planície começa a subir, ocorre o segundo pico e aparece como resposta à entrada de água na planície vinda do rio Amazonas. Assim esses dois picos representam o final da saída da água da planície e a entrada da água na planície, respectivamente. A partir daí, com o aumento do nível da água na planície a turbidez decresce (4.2-b).

No tocante à análise de variância da série temporal de turbidez, foi verificada a ocorrência de dois períodos onde a variância na série é alta. Esses períodos são os relacionados a 3 e 6 dias aproximadamente (Figura 4.2-d e 4.2-e). Sendo que eventos que ocorrem de 6 em 6 dias apresentam a maior variância da série. Foi observado que dos eventos de 3 em 3 ou de 6 em 6 dias estão relacionadas com a região da série temporal da época de águas baixas.

Através desta análise se verifica que ocorre uma dependência pontual (medidas pelo SIMA) da turbidez com a variação de nível da água no sistema planície-rio Amazonas. No entanto, essa dependência também ocorre para a turbidez distribuída em toda a planície? Para responder a esta pergunta, foi aplicado a krigagem ordinária em amostras de turbidez distribuídas em toda a planície, nos quatro estados do sistema.

## **4.2 Análise Espacial da Turbidez na Planície**

Neste tópico será descrito o comportamento espacial e temporal da turbidez na planície de Curuaí através da Krigagem ordinária com modelagem da anisotropia.

A análise será sub-dividida em 4 épocas:

- 1) Setembro de 2003 (vazante);
- 2) Novembro de 2003 (águas baixas);
- 3) Fevereiro de 2004 (enchente);
- 4) Junho de 2004 (águas altas).

### **4.2.1 Setembro (vazante)**

Setembro de 2003 conta com 202 amostras realizadas entre 23/09/2003 a 09/10/2003. Nesse conjunto amostral o valor máximo encontrado de turbidez foi de 375 NTU, com

uma média de 163,05 NTU passando por uma mínima de 12 NTU. Esse conjunto amostral de 202 amostras possui um desvio padrão de 58,61 NTU. Estas informações estão sumarizadas na Tabela 4.1.

TABELA 4.1: Estatística descritiva da turbidez (NTU) amostrada em setembro de 2003.

<b>Data de amostragem</b>	<b>23/09/2003 a 09/10/2003</b>
Número de amostras	202
Valor máximo	375
Valor mínimo	12
Valor médio	163,06
Variância	3435,32
Desvio padrão	58,61

Utilizando o software GeoDa<sup>TM</sup> 0.9.5-i5 foi calculado o desvio padrão das amostras de campo referentes ao período de vazante, para melhor descrever como esse conjunto amostral varia no espaço. A Figura 4.4 mostra que dos 202 pontos amostrais, 112 amostras estão abaixo da média (163,06 NTU), sendo que destes 85 amostras estão com valor entre 104,30 a 163,06 NTU, 25 com valores entre 45,54 a 104,30 NTU, 2 amostras com valor menor do que 45,54 NTU.

Acima da média estão 90 amostras, sendo que destes 59 estão com concentrações entre 163,06 a 221,82 NTU, 22 amostras com valores entre 221,82 a 280,57 e finalmente 9 amostras com valores maiores que 280,57 NTU.

A Figura 4.4 também mostra a localização dos pontos com maior valor de turbidez na planície, o que já oferece um indicativo das regiões em que a turbidez para este estado é maior. Todos os pontos que estão com a cor vermelha, são aqueles em que a turbidez é maior do que 280,57 NTU.

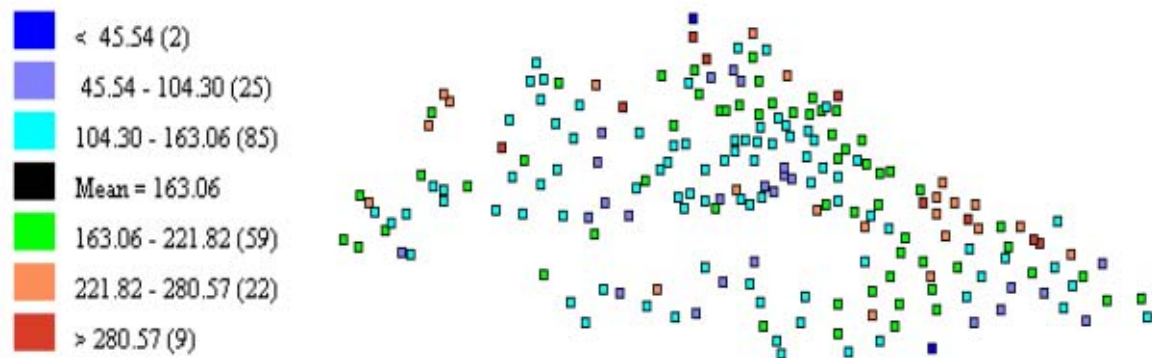


FIGURA 4.4: Agrupamento por faixa de desvio padrão das amostras de turbidez na vazante.

Através da aplicação da krigeagem ordinária será possível verificar exatamente onde estão localizadas os maiores valores de turbidez e como ela varia no espaço, os procedimentos para realização da krigeagem para a vazante estão descritos no Apêndice B. O modelo que melhor se ajustou aos dados de turbidez da vazante foi um modelo exponencial.

A Figura 4.5 mostra que para o período de vazante ocorre uma variação espacial da turbidez com uma transição gradual. Provavelmente este tipo de padrão pode estar relacionado com o comportamento do nível da água neste estado. Os pontos de maior turbidez estão na transição entre os lagos Grande do Poçã e Grande de Curuaí (região nordeste); lago Grande do Poçã (região noroeste) e lago Açaí na porção norte da planície. Sendo que os menores valores ocorreram na porção sul do lago Grande de Curuaí (região sul), região norte do lago Grande do Poçã (região noroeste), na região sul do lago Grande do Poçã (região nordeste da planície).

Como a vazante é caracterizada pela troca de água da planície para o rio Amazonas, os maiores valores de turbidez estão nos canais que levam o fluxo de água da planície para o rio. Isso ocorre porque além de levar um volume de água, esse fluxo também carrega uma quantidade de partículas em suspensão e provavelmente sedimento através do processo de arraste de fundo. Como o canal que faz conexão planície-rio é estreito, há um atrito da água (devido a corrente) com as margens fazendo com que também ocorra carreamento de partículas oriundas das margens (alóctone).



Por isso neste estado a região Sul da planície se apresenta com menor turbidez. Provavelmente nessa época ocorra deposição de partículas finas (silte e argila) na região sul da planície e erosão ou carreamento de partículas nas regiões nordeste, norte e noroeste (Figura 4.5).

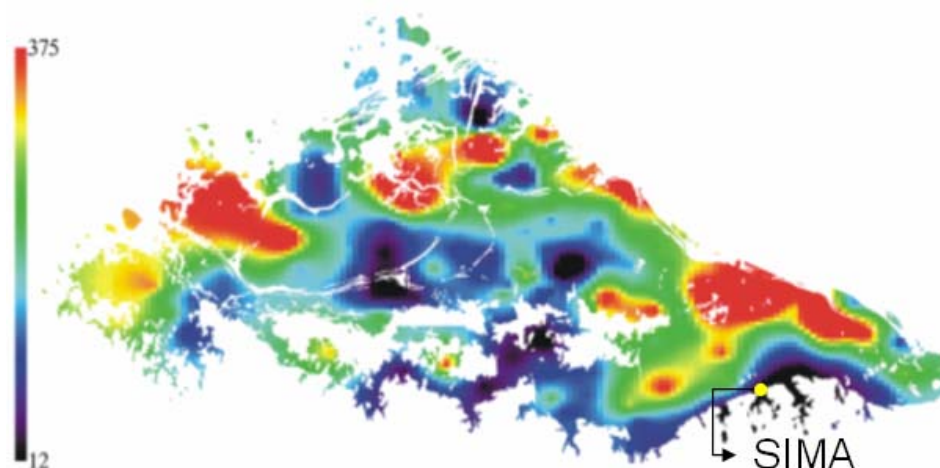


FIGURA 4.5: Distribuição da turbidez (NTU) na planície de Curuaí através da krigagem ordinária.

#### 4.2.2 Novembro (águas baixas)

Em Novembro de 2003 foram realizadas 146 amostras entre 19/11/2003 a 01/12/2003. Nesse conjunto amostral o valor máximo encontrado de turbidez foi de 1645 NTU, com uma média de 777,10 NTU passando por um mínimo de 39 NTU. Esse conjunto amostral de 146 amostras possui um desvio padrão de 306,14 NTU. Estas informações estão sumarizadas na Tabela 4.2.

TABELA 4.2: Estatística descritiva da turbidez (NTU) amostrada em novembro.

<b>Data de amostragem</b>	<b>19/11/2003 a 01/12/2003</b>
Número de amostras	146
Valor máximo	1645
Valor mínimo	39
Valor médio	777,10
Variância	93722,83
Desvio padrão	306,14

A Figura 4.6 mostra que dos 146 pontos amostrais, 68 amostras estão abaixo da média (777,11 NTU), sendo que destes, 45 amostras estão com valor entre 469,91 a 777,11 NTU, 20 com valores de turbidez entre 162,72 a 469,91 NTU, 3 amostras com valores menores que 162,72 NTU. Acima da média estão 78 amostras, sendo que destes, 59 estão com valores entre 777,11 a 1084,31 NTU, 17 amostras com valores entre 1084,31 a 1391,50 NTU e finalmente 2 amostras com valores maiores que 1391,50 NTU.

A Figura 4.8 mostra a localização dos pontos com maior valor de turbidez na planície, o que já oferece um indicativo das regiões em que a turbidez para este estado é maior. Todos os pontos que estão com a cor vermelha, são aqueles em que a turbidez é maior do que 1391,50 NTU.

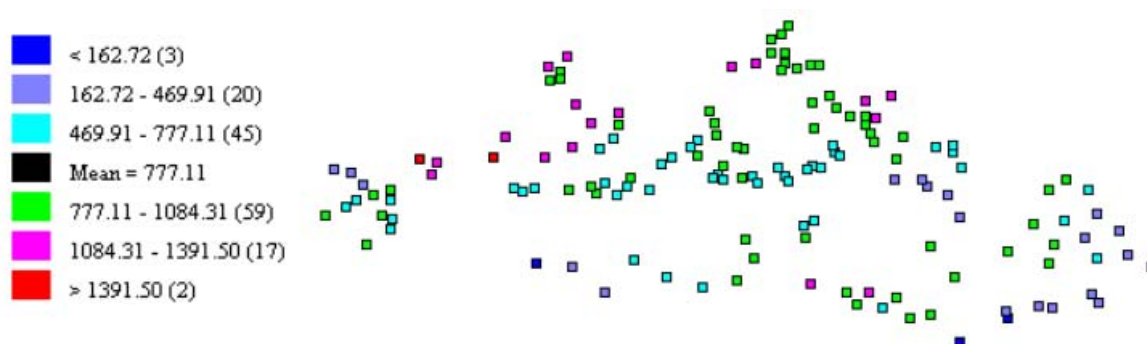


FIGURA 4.6: Agrupamento por faixa de desvio padrão das amostras de turbidez no período de águas baixas.

A Figura 4.7 mostra a distribuição da turbidez para o período de águas baixas obtida através da krigeagem ordinária com modelagem da anisotropia ajustado a um modelo gaussiano (Apêndice C).



FIGURA 4.7: Distribuição da turbidez (NTU) na planície de Curuaí através da krigagem ordinária.

Segundo BURROUGH e MCDONELL (1998) o ajuste a um modelo gaussiano indica que os dados apresentam um padrão suave de variação espacial, sem transição brusca e com tendências a possuírem maior continuidade espacial ao longo da área de estudo.

Como este estado do sistema é caracterizado por apresentar um nível de água mínimo na planície e sem trocas de água com o rio Amazonas, ocorrerá o processo inverso ao descrito para o período de vazante.

Nas regiões mais profundas da planície como o centro do lago Grande de Curuaí ocorrerá baixos valores de turbidez devido ao processo de decantação das partículas em suspensão em razão da falta de turbulência na planície. As regiões menos profundas tenderão a possuir uma maior turbidez devido a ação do vento que revolve o sedimento para a superfície, como ocorre na porção sudoeste do lago Grande do Poção (porção noroeste da planície). Como não há mais influência da entrada do rio Amazonas na planície, a região norte da planície aparecerá com baixa turbidez. No lago Salé é observado na região central uma alta turbidez, este lago nessa época fica isolado do restante dos lagos, e como sua profundidade é baixa, provavelmente a turbidez foi causada por rajadas de vento.

### 4.2.3 Fevereiro (enchente)

As amostras de fevereiro de 2004 contam com 215 amostras realizadas entre 01/02/2004 a 14/02/2004. Nesse conjunto amostral o valor máximo encontrado de turbidez foi de 569 NTU, com uma média de 232,29 NTU passando por um mínimo de 101 NTU.

Esse conjunto amostral de 215 amostras possui um desvio padrão de 84,61 NTU. Estas informações estão sumarizadas na Tabela 4.3.

TABELA 4.3: Estatística descritiva da turbidez (NTU) amostrada em Fevereiro.

<b>Data de amostragem</b>	<b>01/02/2004 a 14/02/2004</b>
Número de amostras	215
Valor máximo	569
Valor mínimo	101
Valor médio	232,29
Variância	7160,21
Desvio padrão	84,61

A Figura 4.8 mostra que dos 215 pontos amostrais, 129 amostras estão abaixo da média (232,29 NTU), sendo que destes, 103 amostras estão com valor entre 147,48 a 232,29 NTU, 26 com turbidez entre 101 a 147,48 NTU. Acima da média estão 86 amostras, sendo que destes, 55 estão com valores entre 232,29 a 317,11 NTU, 19 amostras com valores entre 317,11 a 401,92 NTU e finalmente 12 amostras com turbidez maiores que 401,92 NTU.

A Figura 4.8 mostra a localização dos pontos com maior turbidez na planície, o que já oferece um indicativo das regiões em que a turbidez para este estado é maior. Todos os pontos que estão com a cor vermelha, são aqueles em que a turbidez é maior do que 401,92 NTU. Através da aplicação da krigeagem ordinária foi possível verificar exatamente onde estão localizadas os maiores valores de turbidez na planície.

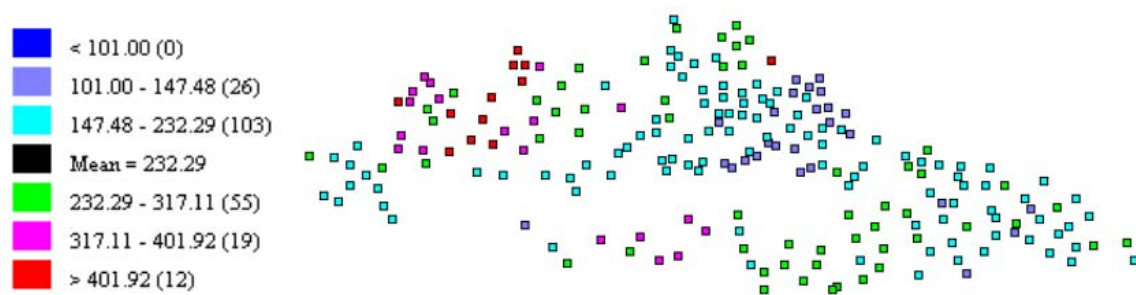


FIGURA 4.8: Agrupamento por faixa de desvio padrão das amostras de turbidez no período de enchente.

Para a enchente a krigagem ordinária foi ajustada a um modelo gaussiano (Apêndice D). A distribuição da turbidez para este estado pode ser visualizada na Figura 4.9.

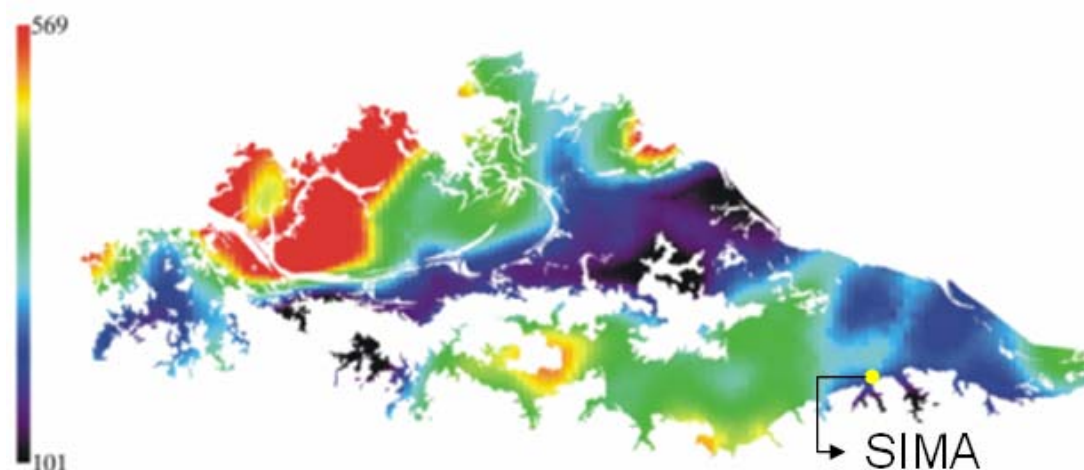


FIGURA 4.9: Distribuição da turbidez (NTU) na planície de Curuaí através da krigagem ordinária.

Na enchente, onde ocorre uma subida do nível da água na planície, com entrada de água do rio Amazonas, ocorre uma distribuição bem comportada da turbidez. Com uma variação espacial suave e com maior continuidade das faixas de valores.

Apresenta uma região de alta turbidez bem definida, localizada nos canais que dão acesso ao rio Amazonas. Essa região está localizada no lago Grande do Poção (porção noroeste da planície). A turbidez diminui em direção ao lago Grande do Poção na sua porção Lês-nordeste, voltando a aumentar em boa parte do lago Grande de Curuaí,

sendo que sua porção leste a turbidez volta a decrescer. Esse resultado mostra que nesse estado do sistema, regiões onde o contato com o rio Amazonas a turbidez é alto, e regiões abrigadas como o lago Salé e Grande do Poção apresentam uma turbidez mais baixa.

#### 4.2.4 Junho de 2004 (águas altas)

As amostras de junho de 2004 contam com 68 amostras realizadas entre 31/05/2004 a 21/06/2004. Nesse conjunto amostral o valor máximo encontrado de turbidez foi de 81 NTU, com uma média de 30,73 NTU passando por um mínimo de 6 NTU. Esse conjunto amostral de 68 amostras possui um desvio padrão de 11,12 NTU. Estas informações estão sumarizadas na Tabela 4.4.

TABELA 4.4: Estatística descritiva da turbidez (NTU) amostrada em Junho.

Data de amostragem	31/05/2004 a 21/06/2004
Número de amostras	68
Valor máximo	81
Valor mínimo	6
Valor médio	30,73
Variância	123,87
Desvio padrão	11,12

A Figura 4.10 mostra que dos 68 pontos amostrais, 35 amostras estão abaixo da média (30,74 NTU), sendo que destes, 27 amostras estão com valor entre 19,52 a 30,74 NTU, 7 com valores entre 8,31 a 19,52 NTU. Acima da média estão 33 amostras, sendo que destes, 23 estão com valores entre 30,74 a 41,95 NTU, 9 amostras com valores entre 41,95 a 53,16 NTU e finalmente 1 amostra com turbidez maior que 53,16 NTU.

A Figura 4.10 mostra a distribuição espacial pontos coletados ao longo da planície de Curuai. As cores associadas aos pontos representam faixas de valores de turbidez em NTU. Todos os pontos que estão com a cor vermelha, são aqueles em que a turbidez é maior do que 53,16 NTU. Através da aplicação da krigeagem ordinária foi possível identificar as regiões de maior concentração de turbidez na planície.

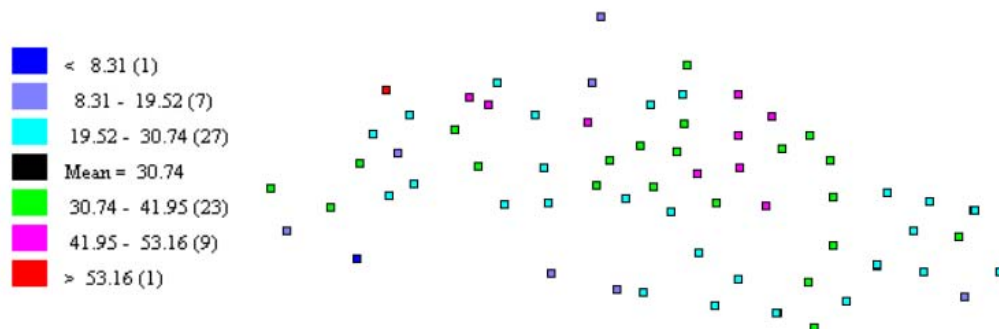


FIGURA 4.10: Agrupamento por faixa de desvio padrão das amostras de turbidez no período de águas altas.

A variabilidade espacial da turbidez durante o período de águas altas foi ajustado através de um modelo gaussiano (Apêndice E), e o resultado da aplicação da krigagem ordinária modelando a anisotropia pode ser verificado na Figura 4.11.

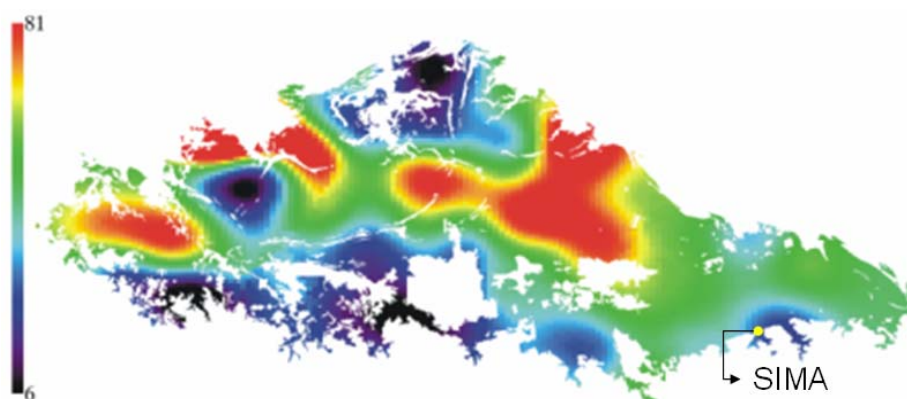


FIGURA 4.11: Distribuição da turbidez na planície de Curuaí através da krigagem ordinária.

Este mostra que no lago Salé a turbidez está alta na sua porção Oés-noroeste, e os lagos Santa Ninha e Grande do Poção também apresentam uma turbidez elevada. Somente na região sul-sudoeste da planície, e no lago Açaí, que a turbidez é baixa em relação às outras áreas. Como nessa época o nível da água está no seu máximo, e ocorre um equilíbrio entre a planície e o rio Amazonas, a tendência é de que as partículas em suspensão na superfície da água decantem, fazendo com que a turbidez seja a mais baixa em relação aos outros estados.

O comportamento da turbidez no espaço também mostrou uma estreita ligação com o pulso de inundação. Isso pôde ser observado nos mapas de espacialização da turbidez na planície através da krigeagem ordinária.

Os resultados da krigeagem indicaram que os maiores valores de turbidez estão presentes no período de águas baixas (novembro de 2003), seguido pelo período de enchente (fevereiro de 2004), passando a uma queda do valor máximo em relação aos anteriores está a vazante (setembro de 2003) e com os menores valores está no período de águas altas (junho de 2004). O que corrobora com os resultados obtidos pela análise de wavelet dos dados de turbidez medidos pelo SIMA.

#### **4.3 Detecção de Áreas homogêneas de turbidez ao redor do SIMA (*Footprint*)**

Se tanto os dados pontuais (SIMA) quanto os espacializados (*in-situ*) apresentaram uma dependência em relação ao pulso de inundação, é possível existir uma área/ perímetro ao redor do SIMA que possa ser considerada a impressão digital (*Footprint*) das medidas efetuadas por ele? Ou seja, em que época do ano, ocorrerá uma maior ou menor área homogênea? Para responder a estas perguntas, foi mapeada essa área utilizando os resultados da krigeagem ordinária.

Após aplicar a metodologia proposta para este fim, se observa que para a vazante ocorreu uma área homogênea de 0,3591 km<sup>2</sup>, e um perímetro de 4,2922 km. A área homogênea encontrada para o período de águas baixas, sendo esta área equivalente a 0,4671 km<sup>2</sup> e um perímetro de 5,0421 km. Para a enchente (fevereiro de 2004) a área homogênea observada foi de 0,0684 km<sup>2</sup> com um perímetro de 1,6093. No tocante ao período de águas altas (junho de 2004) sua área de homogeneidade é de 0,1161 km<sup>2</sup> e um perímetro equivalente de 1,7621 km. As áreas homogêneas encontradas para os quatro estados podem ser visualizadas na Figura 4.12.



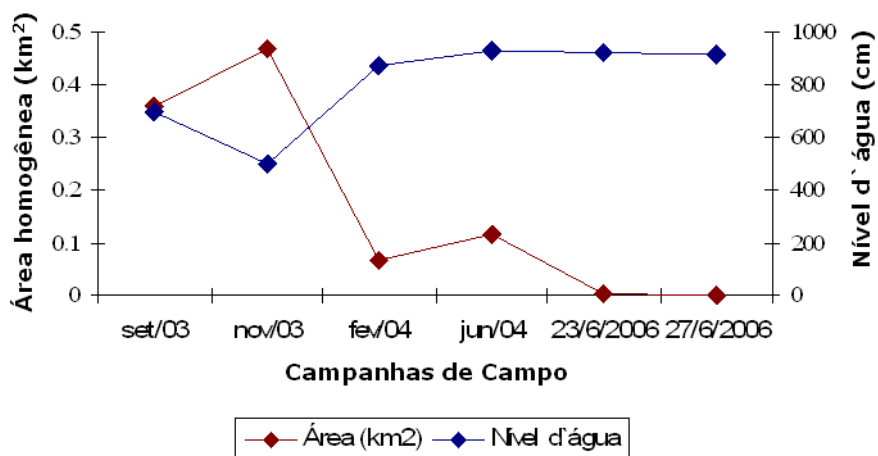


FIGURA 4.12: Áreas de turbidez homogêneas ao redor do SIMA em relação ao nível d'água.

Os resultados mostram que nas épocas em que a água está vazando e na época de águas baixas as áreas homogêneas são maiores do que nas épocas em que ocorre a enchente e as águas altas. Esse resultado só vem a corroborar com os resultados até agora alcançados, ou seja, a dependência da turbidez em relação ao pulso de inundação. Isso porque, a maior área de influência encontrada foi no período de águas baixas, onde a turbidez é maior entre todos os outros estados, possui também o maior desvio padrão, no entanto o sistema possui uma baixa hidrodinâmica, conseqüentemente com baixa turbulência, gerando um ambiente propício para uma menor variação (ou uma variação suave) de concentrações em pequena escala.

Na vazante onde o nível da água está baixando, os processos turbulentos e de mistura estão mais atuantes devido a alta hidrodinâmica no sistema. No entanto ainda apresenta a segunda maior área encontrada em relação aos outros estados.

Quando o sistema começa a subir o nível de água e atinge o pico de cheia a área homogênea se torna menor em relação aos estados de vazante e águas baixas. Talvez isso possa ser explicado pelo modo como a planície recebe água do rio Amazonas. Como foi descrito por BARBOSA (2005), durante o início da enchente a direção preferencial de entrada de água na planície é de leste para oeste. E durante o período de águas altas e vazante, a entrada de água se torna mais intensa pelos canais encontrados a norte e noroeste da planície. BARBOSA (2005), explica que a relação entre o total de sólidos em suspensão no rio Amazonas e na planície é inversamente proporcional.

Dessa forma, na enchente (de leste para oeste) entra na planície uma água (do rio Amazonas) com menor quantidade de sólidos em suspensão, gerando uma forçante entre as duas massas de água (do Amazonas e da planície) gerando através da turbulência produzida pela transferência de volume, um processo de mistura na planície, levando a uma diminuição de áreas homogêneas ao redor do SIMA.

Em período de águas baixas já não haveria transferência de volume entre o rio Amazonas e a planície, se isso ocorre, como explicar uma área homogênea maior em volta do SIMA? Provavelmente isto ocorre devido à localização do SIMA na planície. O SIMA se localiza em frente a um canal que escoar água da chuva para a planície, que drena água com baixa concentração de partículas em suspensão (*águas claras*).

Uma vez que o SIMA recebe influência de uma água com menor quantidade de sólidos em suspensão (recebidas pelo canal) e outra com maior quantidade (a da própria planície). Os resultados obtidos estão sumarizados na Tabela 4.5.

TABELA 4.5: Áreas homogêneas em torno do SIMA

	Setembro 2003	Novembro 2003	Fevereiro 2004	Junho 2004
Perímetro (km)	4,2922	5,0421	1,6093	1,7621
Área (km <sup>2</sup> )	0,3591	0,4671	0,0684	0,1161

Com o objetivo de verificar se isso realmente procede, foi realizada uma saída de campo em junho de 2006. Nessa campanha foram amostrados 52 pontos (espaçados 190 m) ao redor do SIMA em dois dias (23/06/2006 e 27/06/2006).

#### 4.3.1 23 de Junho de 2006 (águas altas)

Na campanha do dia 23 de junho de 2006 foram amostrados 52 pontos ao redor do SIMA. Nesse conjunto amostral o valor máximo encontrado de turbidez foi de 19 NTU, com uma média de 13,07 NTU passando por um mínimo de 9 NTU. Esse conjunto amostral possui um desvio padrão de 2,86 NTU. Estas informações estão sumarizadas na Tabela 4.6.

TABELA 4.6: Estatística descritiva da turbidez (NTU) amostrada em 23 de junho de 2006 (águas altas).

Data de amostragem	23/06/2006
Número de amostras	52
Valor máximo	19
Valor mínimo	9
Valor médio	13,08
Variância	8,18
Desvio padrão	2,86

A Figura 4.13 mostra a localização dos pontos com maior turbidez na planície, o que já oferece um indicativo das regiões em que a turbidez para este estado é maior. Todos os pontos que estão com a cor vermelha, são aqueles em que a turbidez é maior do que 18,86 NTU. Através da aplicação da krigeagem ordinária será possível verificar se existe a estratificação mencionada acima e como ela ocorre.

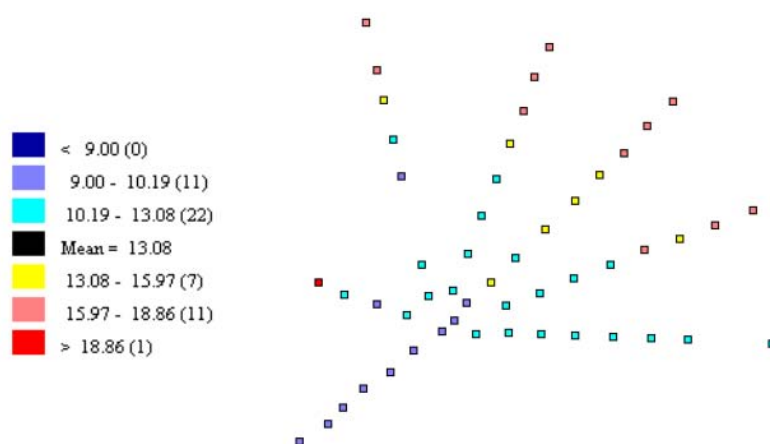


FIGURA 4.13: Agrupamento por faixa de desvio padrão das amostras de turbidez no período de águas altas.

A Figura 4.14 mostra que para o dia 23 de junho de 2006 realmente ocorre um gradiente horizontal de turbidez. Foi verificado que o gradiente é crescente, ou seja, a turbidez aumenta do SIMA em direção a margem oposta do lago. Isso ocorre provavelmente porque a região onde o SIMA está fundeado é um dos pontos mais profundos da planície facilitando a deposição do material em suspensão no fundo. Além disso, a

região onde o SIMA está localizado está abrigada por barreiras naturais que diminuem a circulação da água nessa região, assim quando se afasta dessa região, a circulação da água aumenta e possibilita a ocorrência de uma maior turbidez. Os parâmetros geoestatísticos estão sumarizados no Apêndice F.

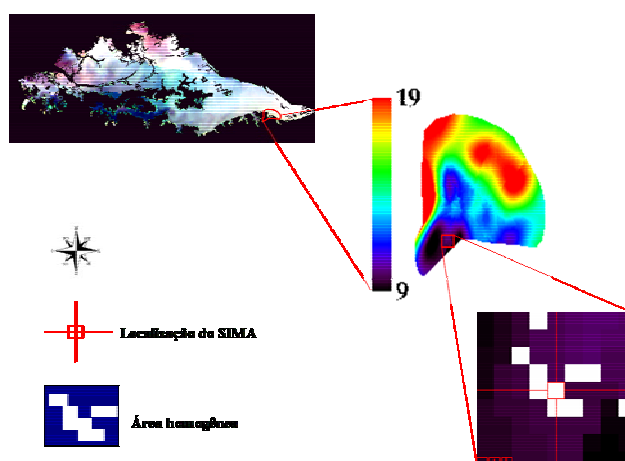


FIGURA 4.14: Área de homogeneidade de turbidez (NTU) medida pelo SIMA no dia 23 de junho de 2006.

#### 4.3.2 27 de Junho de 2006 (águas altas)

Na campanha do dia 27 junho de 2006 foi amostrado um total de 52 pontos distribuídos ao redor do SIMA, na mesma localização da campanha anterior (23/06/2005).

Nesse conjunto amostral o valor máximo encontrado de turbidez foi de 18 NTU, com uma média de 12,11 NTU passando por um mínimo de 7 NTU. Esse conjunto amostral possui um desvio padrão de 2,84 NTU. Estas informações estão sumarizadas na Tabela 4.7.

TABELA 4.7: Estatística descritiva da turbidez (NTU) amostrada em 27 junho de 2006 (águas altas).

Data de amostragem	27/06/2006
Número de amostras	52
Valor máximo	18
Valor mínimo	7
Valor médio	12,11
Variância	8,10
Desvio padrão	2,84

A Figura 4.15 mostra a localização dos pontos com maior turbidez na planície, o que já oferece um indicativo das regiões em que a turbidez para este estado é maior. Todos os pontos que estão com a cor vermelha, são aqueles em que a turbidez é maior do que 17,86 NTU. Através da aplicação da krigagem ordinária será possível verificar se existe a estratificação mencionada acima e como ela ocorre.

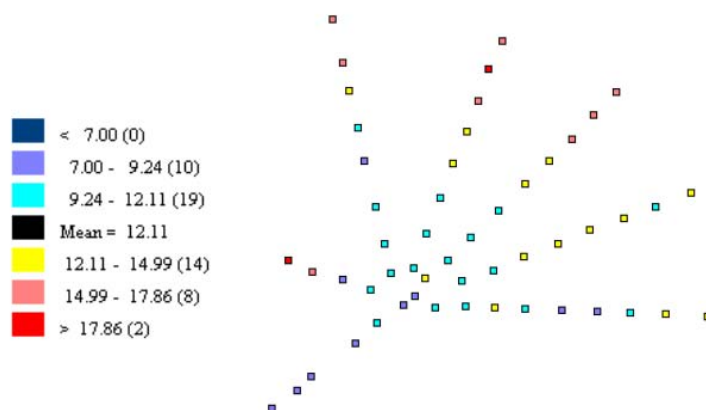


FIGURA 4.15: Agrupamento por faixa de desvio padrão das amostras de turbidez no período de águas altas.

A Figura 4.16 mostra que no dia 27 de junho de 2006 também ocorre um gradiente horizontal de turbidez, só que mais evidente. Neste o gradiente também é crescente, ou seja, a turbidez aumenta do SIMA em direção a margem oposta do lago. O Apêndice G sumariza os parâmetros geoestatísticos utilizados neste item.

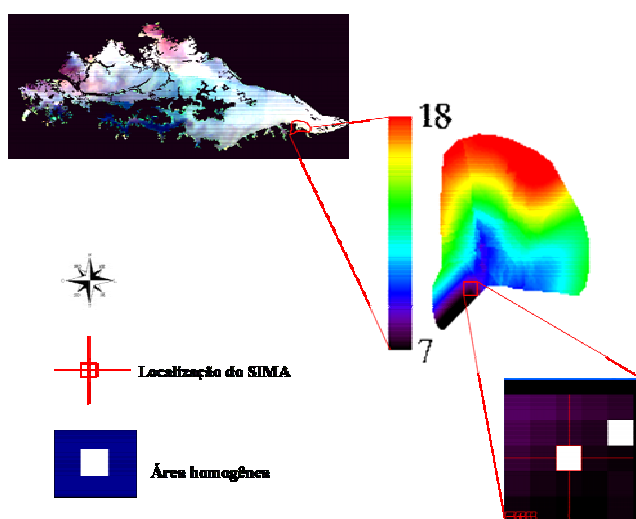


FIGURA 4.16: Área de homogeneidade de turbidez medida pelo SIMA no dia 27 de junho de 2005.

Devido à baixa turbulência na planície, o processo de mistura é menor possibilitando a ocorrência de tais gradientes. O que evidencia a presença nessa época de águas da bacia de drenagem levando até o SIMA água com baixa turbidez, sendo que à medida que se afasta do SIMA a influência dessas águas é diluída ou misturada às águas mais turbias (vindas dos canais de ligação norte e noroeste da planície com o rio Amazonas).

No entanto, para essas datas (23 e 27/06/2006) as áreas homogêneas são bem menores do que para a mesma época no ano de 2004. Isso pode ser explicado pela junção da grande cheia ocorrida este ano (2006) aliada ao aumento da malha amostral da turbidez. Provavelmente se tem um problema de suficiência amostral no caso de 2004 para o objetivo de avaliar áreas homogêneas. Enquanto que em 2006 os pontos foram espaçados de 180 metros, os de 2004 as amostras tinham um espaçamento médio de 4 km. Os resultados das áreas homogêneas obtidas com os dados de 2006 estão sumarizados na Tabela 4.8.

TABELA 4.8: Áreas homogêneas em torno do SIMA (período de águas altas).

	Junho 23/06/06	Junho 27/06/06
Perímetro (km)	0,5381	0,0963
Área (km <sup>2</sup> )	0,0045	0,0005

A Tabela 4.8 mostra que a área de homogeneidade no dia 23 teve uma área de 0,0045 km<sup>2</sup> enquanto que no dia 27 uma área de 0,0005 km<sup>2</sup>. Para uma distância de quatro dias em relação às datas amostradas, uma variação de área da ordem de 0,004 km<sup>2</sup>, evidencia que no período de águas altas não há como saber exatamente qual é a área de homogeneidade na área de influência do SIMA. Se para o período de águas altas que é um estado estável, não tem um padrão de homogeneidade, para os outros estados provavelmente não terá também.

Até o momento foi verificado que existe uma relação estreita entre a variação da turbidez e o pulso de inundação. No entanto, isso só foi possível através de amostras de

turbidez medidas em campo, com medidas pontuais (SIMA) e espacializados (amostrados utilizando o multiparameto da marca Horiba).

É possível através das imagens MODIS se encontrarem essa mesma dependência? É possível mapear a variação de turbidez na planície utilizando um modelo linear de mistura espectral? Para responder a estas perguntas foi aplicada a metodologia do modelo linear de mistura espectral nas imagens MODIS.

Mas antes, serão mostrados os resultados da espacialização das amostras das variáveis escolhidas como end-members.

#### **4.4 Distribuição das Variáveis Escolhidas como End-members**

##### **4.4.1 Clorofila-a**

A Figura 4.17 mostra a distribuição da concentração de clorofila para os estados de vazante, águas baixas, enchente e águas altas. Os mapas de clorofila foram obtidos através da krigagem ordinária sem modelagem da anisotropia. Não foi realizada a modelagem da anisotropia porque o objetivo aqui era apenas mostrar onde está localizada a maior concentração de clorofila para posterior seleção de imagens e conseqüentemente o end-member correspondente. O estado 4 se apresenta com uma concentração máxima de 350  $\mu\text{g/L}$ , mínima de 5,61  $\mu\text{g/L}$  e média de 68,78  $\mu\text{g/L}$ . A Figura 4.17 mostra que as maiores concentração de clorofila no estado 4 estão localizadas no lago Grande do Poção (porção Oés-sudoeste do lago), no lago Salé (porção Oés-sudoeste do lago) e no lago Grande do Poção (porção Sul do lago).

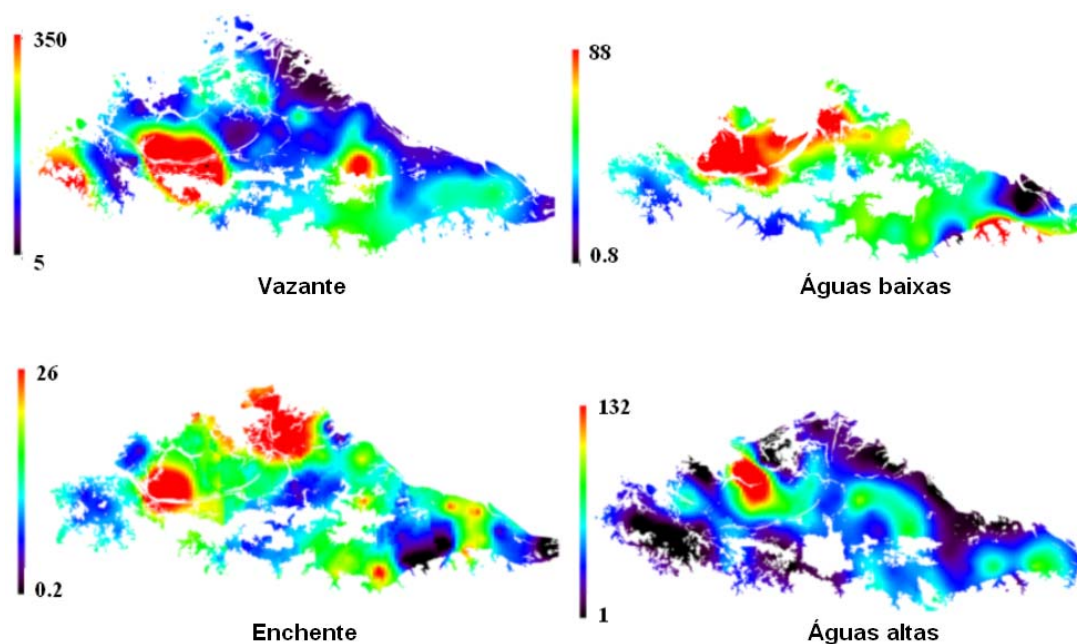


FIGURA 4.17: Distribuição das concentrações de clorofila-*a* ( $\mu\text{g/L}$ ) na planície de Curuaí para a vazante.

O período de águas baixas aparece com valores de concentrações entre  $87,86 \mu\text{g/L}$  e  $0,79 \mu\text{g/L}$ , com uma média de  $33,37 \mu\text{g/L}$ . As maiores concentrações de clorofila para este estado se apresentam no lago Grande do Poção e Açaí (região Sul-sudoeste da planície). O estado de enchente apresenta concentrações baixas, variando de  $25,79 \mu\text{g/L}$  a  $0,20 \mu\text{g/L}$ , com média de  $8,34 \mu\text{g/L}$ . Para este estado, as maiores concentrações estão no lago Salé (porção Sul-sudoeste do lago), lago Açaí (porção Nor-noroeste da planície) e alguns pontos isolados no lago Grande de Curuaí. O período de águas altas possui concentrações variando de  $131,27 \mu\text{g/L}$  a  $1,59 \mu\text{g/L}$  com média de  $30,61 \mu\text{g/L}$ . De modo geral as concentrações nas regiões norte a Lés-nordeste possuem concentrações muito baixas, assim como o lago Salé. Sendo que as maiores concentrações foram observadas no lago Grande do Poção.

Dentre os quatro estados analisados, o estado de vazante se apresentou com as maiores concentrações de clorofila, seguido pelo período de águas altas. Os períodos de águas baixas e vazante se apresentam com as menores concentrações. Um sumário descritivo das concentrações pode ser obtido na Tabela 4.9.



TABELA 4.9: Estatística Descritiva da concentração de clorofila nos 4 estados do sistema.

	Setembro 2003	Novembro 2003	Fevereiro 2004	Junho 2004
Número de pontos	71	71	72	68
Valor Mínimo	5,61	0,79	0,20	1,59
Valor máximo	350	87,86	25,79	131,27
Média	68,78	33,37	8,34	30,61
Variância	3975,13	250,90	17,38	468,50
Desvio padrão	63,04	15,84	4,16	21,64

#### 4.4.2 Partícula inorgânica

No tocante a distribuição da partícula inorgânica no estado de vazante a Figura 4.18 mostra que o lago Grande de Curuaí se apresenta com as maiores concentrações de partícula inorgânica em relação à planície (ao sul da planície). Esse estado apresenta um range de concentração que varia de 113,23 a 2,26 mg/L, com uma média de 47,26 mg/L. O mínimo ocorre no lago Grande do Poção.

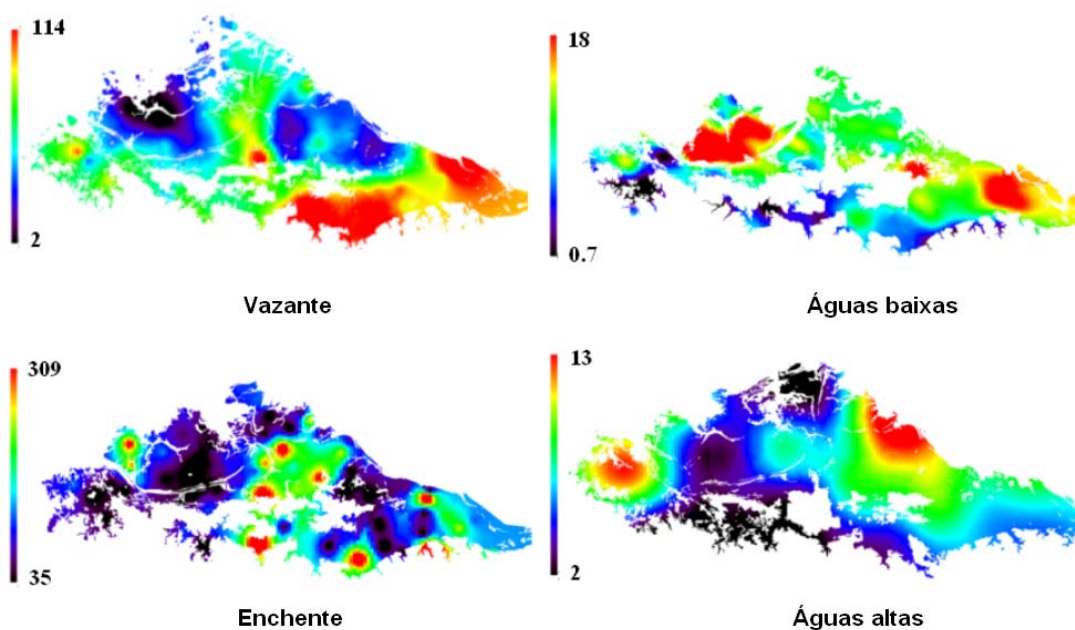


FIGURA 4.18: Distribuição das concentrações de partícula inorgânica (mg/L) na planície de Curuaí para o estado de vazante.

No estado de águas baixas as maiores concentrações estão no lago Grande do Poção e na porção leste do lago Grande de Curuaí. Sendo as menores concentrações no lago Salé (porção Sul-sudeste do lago). A distribuição de concentração de partícula inorgânica

nessa data, possui um range de concentração de 18,53 a 0,73 mg/L, com média 7,45 mg/L.

Para o estado de enchente existem pontos de máxima concentração espalhados pela planície, mostrando que nesse estado não ocorre um padrão de distribuição da concentração de partícula inorgânica. Para essa data o range de concentração de partículas vai de 308,62 a 35,85 mg/L, com média em torno de 93,22.

Quando em águas altas, a concentração de partícula inorgânica possuiu um máximo em torno de 13,05 mg/L, mínima de 2,70 mg/L com média em 7,41 mg/L. Para este caso, as maiores concentrações ocorrem no lago Poção (porção nordeste do lago), e no lago Salé (porção Oeste do lago).

Foi observado que o estado de enchente, onde o nível da água começa a subir na planície apresenta as maiores concentrações de partícula inorgânica. Assim na vazante as maiores concentrações se concentram no lago Grande de Curuaí, na água baixa os maiores valores de turbidez ainda se encontram no lago Grande de Curuaí, e no lago Grande do Poção. Durante a enchente, as máximas concentrações ficam difusas no espaço, sem um padrão aparente. No período de águas altas as maiores concentrações ocorrem no lago Grande do Poção e Salé. A Tabela 4.10 mostra um sumário da estatística descritiva da partícula inorgânica.

TABELA 4.10: Estatística Descritiva da concentração de partículas inorgânicas (mg/L) para os 4 estados do sistema.

	<b>Setembro 2003 (vazante)</b>	<b>Novembro 2003 (águas baixas)</b>	<b>Fevereiro 2004 (enchente)</b>	<b>Junho 2004 (águas altas)</b>
Número de pontos	68	73	68	68
Valor Mínimo	2,26	0,73	35,85	2,70
Valor máximo	113,23	18,53	308,62	13,05
Média	47,26	7,45	93,22	7,41
Variância	542,40	15,95	2921,61	5,27
Desvio padrão	23,28	3,99	54,05	2,29

#### **4.4.3 Matéria orgânica dissolvida**

A matéria orgânica dissolvida para o estado de vazante, se apresenta com concentrações de 42 a 3,19 mg/L, com média de 15,38 mg/L. A Figura 4.19 mostra que os lagos Santa

Ninha e Grande do Poção possuem as maiores concentrações de matéria orgânica dissolvida. E o lago Grande do Poção é o canal de ligação entre o lago Grande de Curuaí e o Grande do Poção possuem as menores concentrações para este estado.

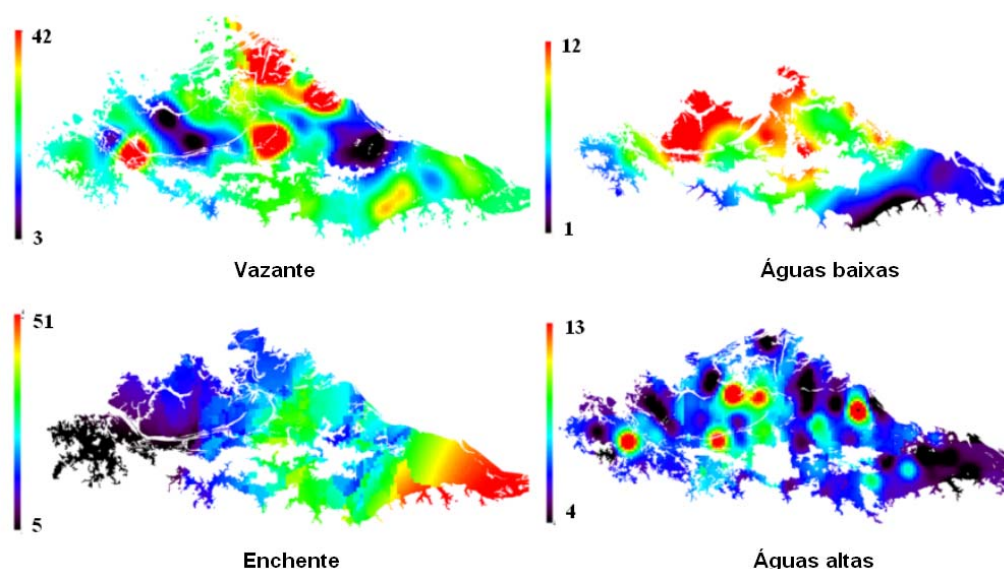


FIGURA 4.19: Distribuição das concentrações de matéria orgânica dissolvida (mg/L) na planície de Curuaí para o estado de vazante.

Para o estado de águas baixas as maiores concentrações de matéria orgânica dissolvida estão nos lagos Grande do Poção e Açaí. E o lago Grande de Curuaí possui a menor concentração. Apresenta um range de concentração de 11,38 a 1,03 mg/L, com média em 6,04 mg/L.

O resultado da krigagem para a matéria orgânica dissolvida na enchente, apresentou problemas no ajuste a um modelo teórico, provavelmente devido ao pouco número de amostras disponíveis, por isso este estado será descrito com cautela. De forma geral a matéria orgânica dissolvida se apresenta com maior concentração no lago Grande de Curuaí, e vai decrescendo em direção ao lago de Salé. Apresenta um valor máximo de 50,79 mg/L e mínimo de 5,88 mg/L com média em 15,48 mg/L.

No período de águas altas a distribuição da turbidez já não apresenta um padrão, ela se apresenta de forma dispersa no lago, aparecendo em alguns pontos valores de concentração mais elevados do que em outros (ex. lago de Salé). Sendo que na porção Leste do lago Grande de Curuaí aparecem as menores concentrações para esta época.

De forma geral, o estado de enchente apresenta as maiores concentrações de matéria orgânica dissolvida, seguido pelo período de águas baixas. Os períodos de águas altas e vazante apresentam as menores concentrações. Os altos valores de matéria orgânica nos períodos de água baixa e enchente se devem a excreção e decomposição de bancos de macrófitas (SILVA, 2004; BARBOSA, 2005). Uma estatística descritiva para os quatro estados está sumarizada na Tabela 4.11.

TABELA 4.11: Estatística Descritiva da concentração de matéria orgânica dissolvida para os 4 estados do sistema.

	<b>Setembro 2003 (vazante)</b>	<b>Novembro 2003 (águas baixas)</b>	<b>Fevereiro 2004 (enchente)</b>	<b>Junho 2004 (águas altas)</b>
Número de pontos	68	72	68	68
Valor Mínimo	3,19	1,03	5,88	4,37
Valor máximo	42	11,38	50,79	13
Média	15,38	6,04	15,48	6,58
Variância	50,43	2,67	69,09	2,88
Desvio padrão	7,10	1,63	8,31	1,69

#### 4.5 Seleção dos End-members

Com a análise da distribuição espacial e temporal das variáveis: clorofila *a*, partícula inorgânica e matéria orgânica dissolvida, foi possível estabelecer as melhores épocas em que cada end-member poderia ser encontrado nas imagens MODIS. A Tabela 4.12 sumariza estas épocas.

TABELA 4.12: Estado do sistema, localização e imagem selecionada na seleção dos end-members.

<b>Variável</b>	<b>Melhor época para seleção</b>	<b>Melhor localização</b>	<b>Imagem Selecionada</b>
Fitoplâncton (clorofila)	Vazante	Lago Grande do Poção	29/09/2003
Partícula inorgânica	Enchente	Lago Grande do Poção	27/02/2004
Matéria orgânica dissolvida	Vazante	Lago Açaí	06/09/2003

A Figura 4.20 mostra os end-members selecionados para a aplicação do MLME nas imagens MODIS/ Terra.

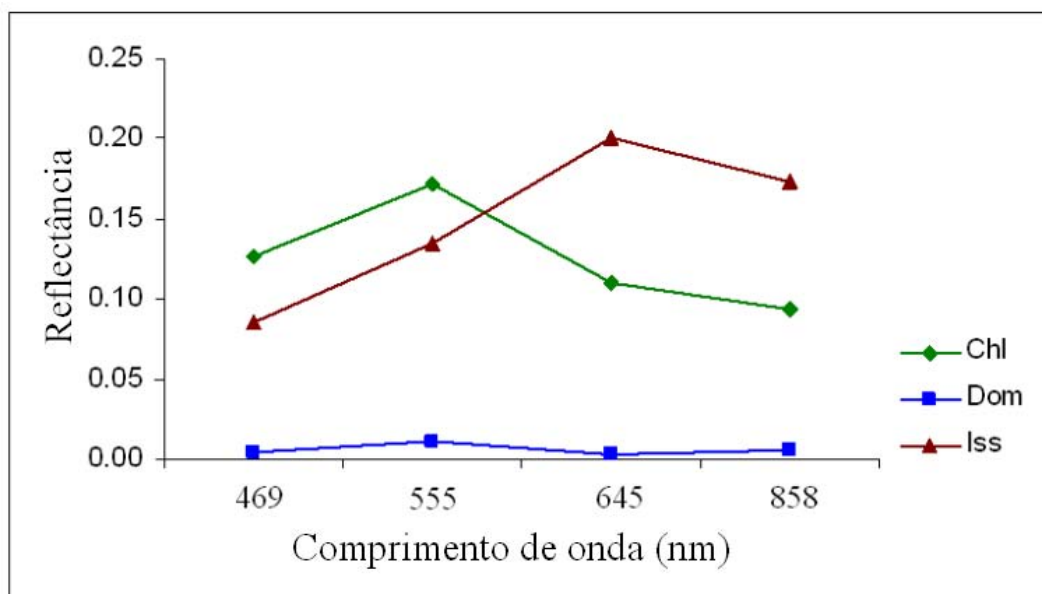


FIGURA 4.20: End-members selecionados para aplicação do MLME nas imagens MODIS. Clorofila *a* (Chl), Matéria orgânica dissolvida (Dom), Partícula inorgânica em suspensão (Iss).

Com a seleção e determinação dos end-members a serem utilizados no MLME para observar a distribuição da turbidez na planície, surgem alguns questionamentos: (1) os end-members selecionados podem ser representativos da turbidez na planície de Curuaí? Se sim, estes são válidos para todos os estados do sistema? (2) Qual a relação existente entre a distribuição da turbidez gerada pelo MLME e a turbidez medida *in-situ*? (3) É possível estimar a turbidez utilizando as imagens frações geradas pelo MLME?

Para responder a estas questões, foi realizada uma análise estatística espacial entre os dados de turbidez medidos *in-situ* durante os quatro estados do sistema e o resultado do MLME para quatro imagens MODIS correspondentes a cada estado do sistema.

#### 4.6 Construção dos Modelos de Regressão Espacial

A construção de modelos de regressão sem considerar a variável espacial mostrou através dos resultados que esses dados poderiam apresentar autocorrelação espacial, por este motivo foi utilizada a regressão espacial. Neste tópico mostram-se os modelos de

regressão espacial construídos para cada estado do sistema da planície de Curuaí. A construção dos modelos espaciais foi realizada para cada estado em separado para mostrar quais são as dificuldades encontradas ao longo do ciclo hidrológico. Além de mostrar se é viável aplicar o MLME para observar a distribuição da turbidez na planície.

#### 4.6.1 Dependência Espacial

O primeiro passo para a construção do modelo de regressão espacial foi verificar se ocorria ou não dependência espacial das amostras de turbidez nas datas em análise.

A dependência espacial como foi descrito na metodologia foi verificada através do estimador de intensidade Kernel, pelo método do vizinho mais próximo e pela Função L com simulação.

O estimador Kernel mostrou que o período de águas altas foi o que apresentou a maior área de dependência espacial e o período de águas baixas o de menor dependência espacial. Sendo que os estados de enchente e vazante apresentaram uma semelhança na distribuição da dependência espacial, como mostra a figura 4.21.

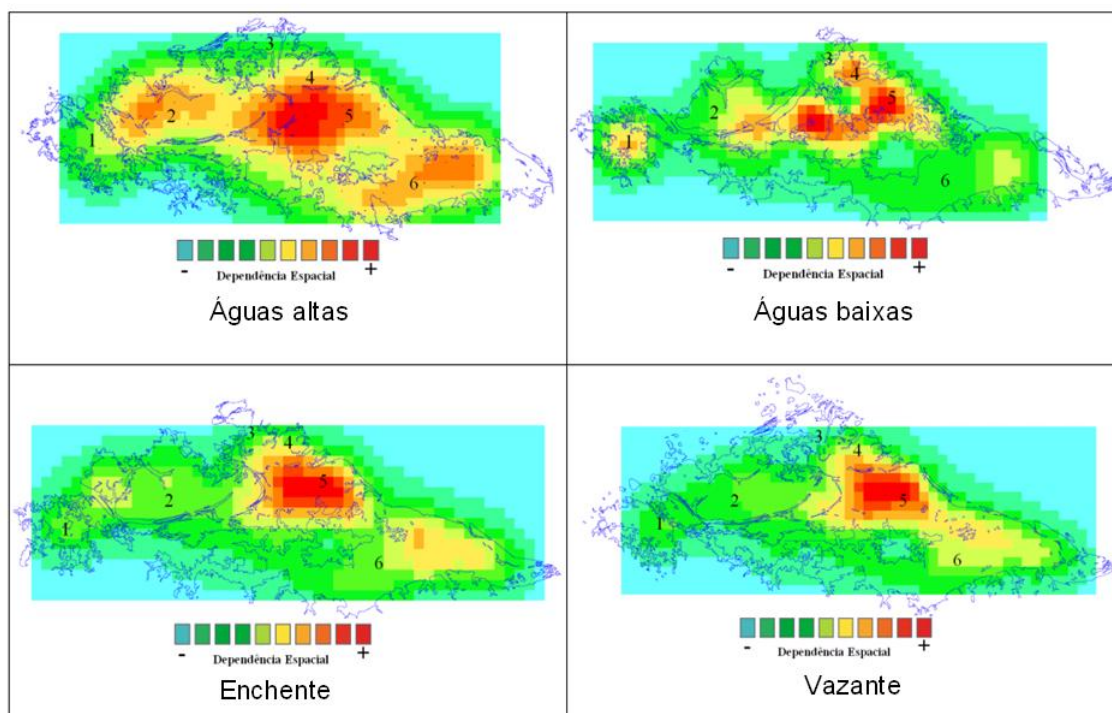


FIGURA 4.21: Distribuição da dependência espacial para os estados do sistema.

No período de águas altas há uma facilidade para realizar as amostragens de turbidez em campo; as amostras são mais bem distribuídas na planície; o tempo de amostragem diminui. Por isso, nesse estado ocorre uma dependência espacial mais pronunciada do que em relação aos outros estados.

No período de águas baixas se tem muita dificuldade em trafegar com o barco para realizar as amostragens, tornando difícil a tarefa de travessia do barco para alguns canais da planície. Assim, o tempo de amostragem aumenta. As amostras já não são tão bem distribuídas pela planície e se concentram em regiões de mais fácil acesso. Isso faz com que as áreas de maior dependência espacial fiquem restritas a apenas parte da planície.

Nos períodos de enchente e vazante, que são estados de transição (enchente e vazante, respectivamente) as dependências espaciais são semelhantes. No entanto, o estado de vazante possui uma menor dependência espacial por estar em época de vazante, por tanto começando estar sujeito aos mesmos problemas apresentados no estado de águas baixas. O Estimador Kernel oferece apenas um indicativo da ocorrência de regimes ou clusters nos dados de turbidez. A aplicação do método vizinho mais próximo e a função L com simulação mostraram que realmente ocorre formação de agrupamentos nos dados de turbidez para os quatro estados do sistema (Figura 4.22).

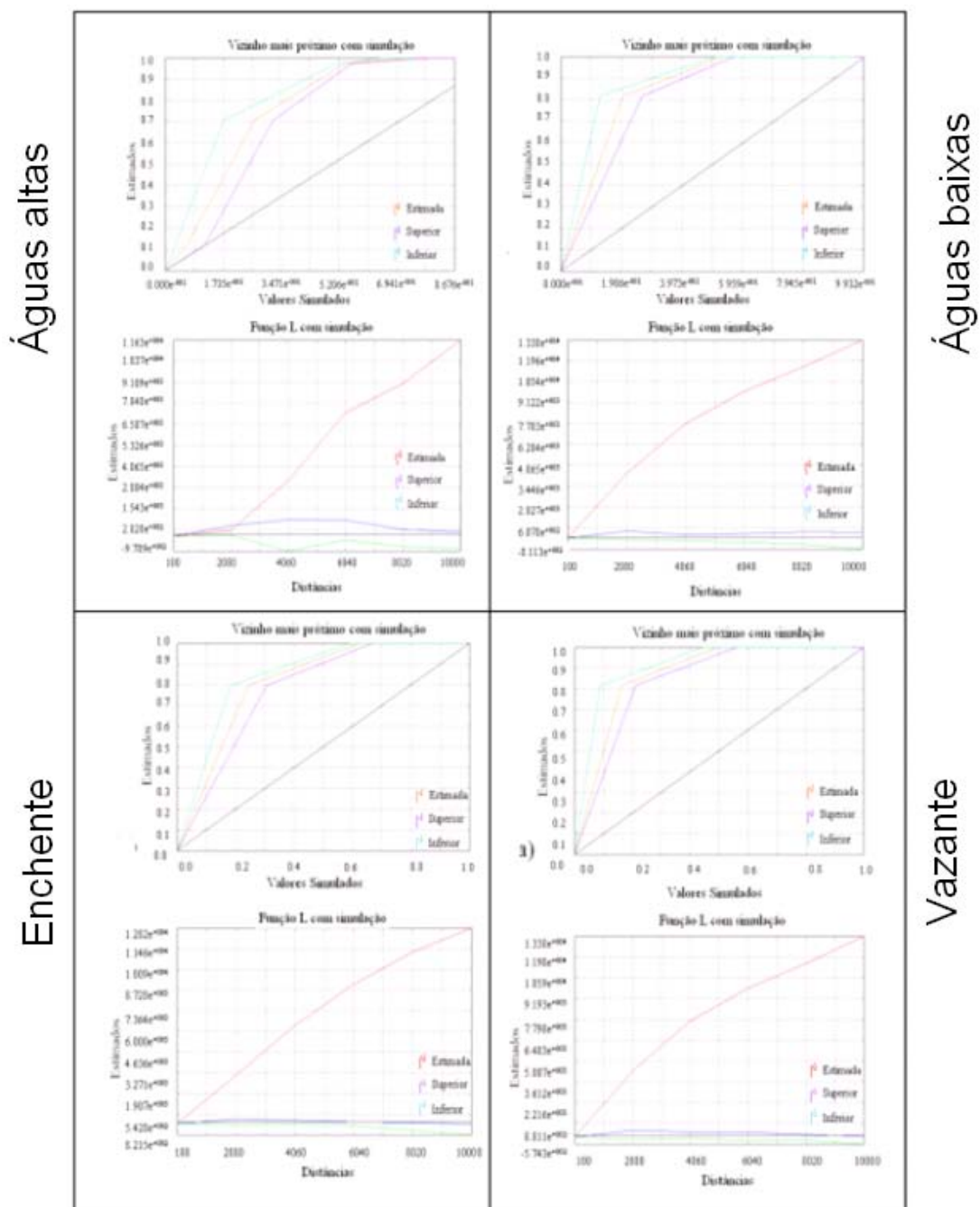


FIGURA 4.22: Método vizinho mais próximo e Função L com simulação aplicada aos diferentes níveis de água na planície.

De acordo com a metodologia do método vizinho mais próximo, descrita em CÂMARA e CARVALHO (2004), os dados apresentarem tendências para agrupamentos, os traçados no gráfico estarão acima da linha de 45°, ao passo que para padrões de regularidade os traçados ficarão abaixo da linha de 45°. Com isso se verifica através da



Figura 4.22 que os dados de turbidez para todos os estados apresentam tendência para formação de grupos (*clusters*). O resultado da função L com simulação também indicou a ocorrência de *clusters*.

Segundo CÂMARA e CARVALHO (2004), na análise do gráfico da função L com simulação, picos positivos na função que estão acima do envelope superior evidenciam ocorrência de agrupamento na escala considerada. Portanto, se todos os valores da função estiverem acima do envelope superior e com valores positivos, teremos agrupamentos em todas as escalas. Ao contrário, depressões negativas na função que estiverem abaixo do envelope inferior, evidenciam regularidade nessa escala, portanto, se todos os valores de L estiverem abaixo do envelope inferior e com valores negativos, tem-se regularidade em todas as escalas.

#### **4.6.2 Regimes Espaciais**

Como foi observado na figura 4.21 ocorrem regiões de maior e menor dependência espacial, e por isso podem ocorrer regimes diferentes. Além disso, a ocorrência de massas d'água diferentes na planície já oferece um indicativo de que regimes espaciais podem ocorrer. Com isso foi realizado a separação das amostras em regimes espaciais.

Para encontrar os regimes espaciais foram aplicados quatro tipos de parâmetros para agrupamentos (*passos iguais, quantil, desvio padrão e valor único*), disponíveis no software TerraView<sup>®</sup> 3.1.3. Dentre os quatro parâmetros de agrupamento aplicados o mais adequado para o objetivo deste trabalho foi o parâmetro *passos iguais*. Este separa as amostras por faixas de valores.

Este procedimento foi aplicado nas amostras de turbidez *in-situ* dos quatro estados do sistema (Figura 4.23).

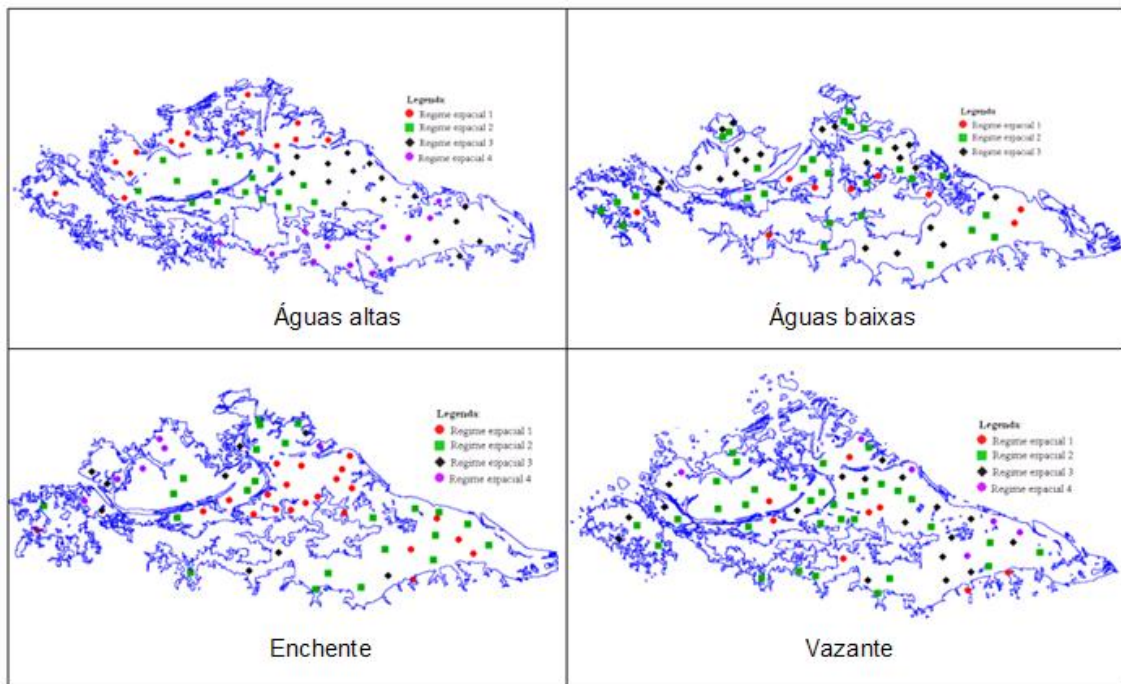


FIGURA 4.23: Agrupamento de regimes espaciais através do método *passos iguais* para os estados do sistema.

O período de águas altas mostrou uma formação de *clusters* bem definida, com quatro regimes, um regime na porção noroeste da planície; a segunda na porção central da planície; a terceira na porção sudeste e a última na região sul. A formação bem definida de *clusters* é um indicativo de que nesse estado ocorre pouca variação de turbidez e conseqüentemente baixo desvio padrão. Nesse período de águas altas ocorre uma tendência de decantação dos sólidos em suspensão devido à baixa troca de fluxo entre a planície e o rio Amazonas.

O agrupamento realizado para o período de águas baixas mostra que a formação de *clusters* é algo aleatório e dependente principalmente da ação do vento. Não há uma separação dos grupos, o que ocorre são pontos onde as suas concentrações são semelhantes. Isto mostra que apesar de ser um estado em equilíbrio hidráulico (com troca de volume entre a planície e o rio Amazonas próximo de zero), este estado para a turbidez não apresenta equilíbrio.

No estado de enchente, quando o nível da água no sistema começa a subir, foi observado que a formação dos *clusters* volta a ser mais comportada. Com a formação de quatro regimes espaciais esse estado ainda apresenta agrupamentos se superpondo.

No estado de vazante, com o nível da água na planície descendo, a formação “comportada” de *clusters* volta a ser comprometida. Pois no processo de saída de água da planície para o rio Amazonas ocorre uma perturbação do sedimento gerando uma mistura de massas d’água. Essa mistura dificulta a possibilidade de ocorrência de massas d’água com características semelhantes.

Então para este conjunto de dados o período de águas altas foi o que apresentou maior organização dos seus regimes e ao contrário o período de águas baixas foi o que apresentou maior instabilidade em relação a turbidez.

Tendo sido realizada a separação das amostras de turbidez por regimes espaciais, foi realizada a construção de modelos de regressão espacial por regimes em cada estado de nível da água na planície.

#### **4.6.3 Construção do Modelo de Regressão Espacial**

Para cada regime foram aplicados os modelos de regressão espacial ‘Spatial Lag’ e ‘Spatial Error’. Para avaliar qual modelo obteve o melhor ajuste, os estimadores mais indicados são: o logaritmo de máxima verossimilhança (LIK) e os critérios de Akaike e Schwartz (SC). Assim, quanto maior o LIK e menor os critérios AIC e SC, mais ajustado é o modelo.

Como foi enfatizado por ANSELIN (1988), o  $R^2$  não será utilizado nesta comparação, pois um pseudo  $R^2$  é computado pelos modelos espaciais, não sendo diretamente comparáveis. Como os estimadores e os diagnósticos tradicionais de regressão não levam em conta os efeitos espaciais, as inferências, como, por exemplo, as indicações de qualidade de ajuste baseadas somente no  $R^2$  (coeficiente de determinação), serão incorretas. As conseqüências são similares às que acontecem quando uma variável explicativa significativa é omitida do modelo de regressão. Quando se deseja comparar um ajuste obtido por um modelo de regressão padrão com um ajuste obtido por um dos modelos cuja especificação considera a autocorrelação espacial, uma medida como o  $R^2$  não é mais confiável.

Assim, para poder realizar a análise de regressão espacial, o MLME foi aplicado às imagens MODIS representativas (datas próximas) aos dados de turbidez medidos *in-situ* gerados nas campanhas de campo, para obtenção das imagens fração.

#### 4.6.3.1 Análise de Regressão Espacial para o estado de águas altas

O resultado da aplicação do algoritmo do MLME, cujo resultado da origem a três imagens fração (fração clorofila-*a*; fração partícula inorgânica e fração matéria orgânica). Assim, foi aplicado o MLME para estado de águas altas, referente a imagem MODIS (bandas do azul, verde, vermelho e infra-vermelho) de 02 de maio de 2004 pode ser visualizada na Figura 4.24.

Observando o resultado do MLME, verifica-se que a fração partícula inorgânica (PI) mostra médias proporções em praticamente toda a planície e alta proporção na região noroeste. Já a fração matéria orgânica dissolvida (MO) aparece com pequena proporção em grande parte da planície, aparecendo com alta proporção apenas na região oeste. Para a fração fitoplâncton (FI) as altas proporções estão concentradas na porção leste da planície, sendo que as baixas proporções aparecem na região oeste.

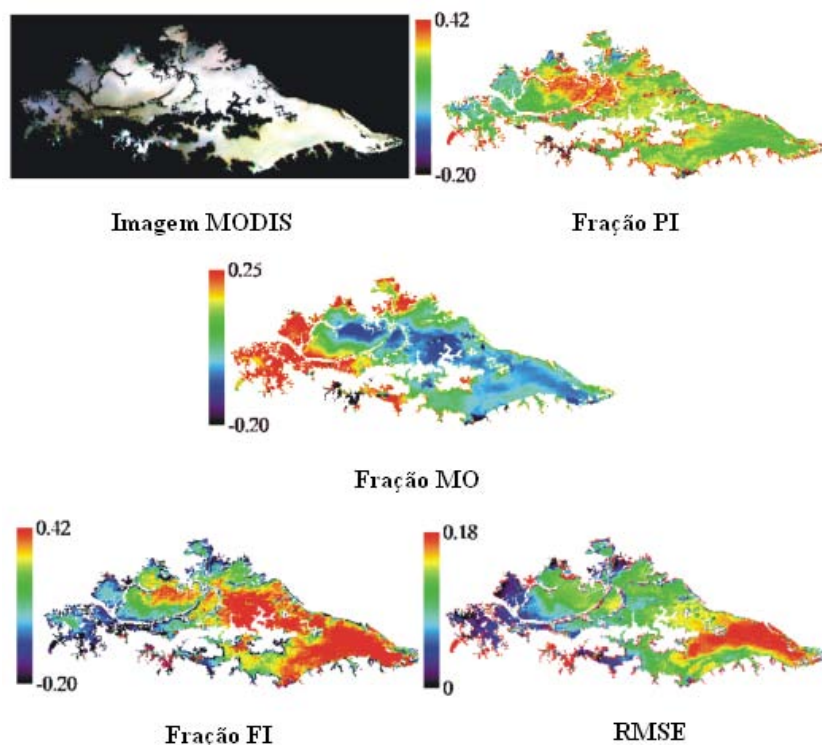


FIGURA 4.24: Aplicação do MLME na imagem MODIS de 2 de maio de 2004.

Depois de fazer uma rápida análise dos resultados do MLME a pergunta que surge é: Esse resultado pode oferecer um produto confiável para observar a distribuição da turbidez na planície de Curuaí? Quais são as épocas e as localizações onde o MLME pode falhar? Para responder essas perguntas, a construção de modelos de regressão espacial na tentativa de estabelecer relações entre as frações do MLME e a turbidez medida *in-situ* pode oferecer resultados que ajudem a entender esse relacionamento.

Os resultados obtidos através da regressão global efetuados no software GeoDa<sup>®</sup> 0.9.5.i mostraram que o modelo espacial *Spatial Error* apresentou o maior LIK e os menores valores de AIC e SC. Isso é um indicativo de que para a regressão de todo o conjunto de dados (global) existentes para o período de águas altas a dependência espacial existente pode ser atribuída ao erro. ANSELIN (2003) comenta que o modelo *Spatial Error* assume que os efeitos espaciais são ruídos, provavelmente resultantes da influência de variáveis que não foram incluídas no modelo.

Para melhorar as estimativas dos modelos, estes foram aplicados nos regimes espaciais mostrados na Figura 4.23. Os resultados do modelo mostraram que os regimes 1, 2 e 4 foram melhor ajustados através do modelo *Spatial Error*, sugerindo a presença de ruídos. E o regime 3 foi melhor ajustado através do modelo *Spatial Lag*. O modelo *Spatial Lag* sugere que a dependência espacial esteja no Y, variável dependente (ANSELIN, 2003). Os resultados estão sumarizados na Tabela 4.13.

TABELA 4.13: Sumário dos parâmetros para avaliação de ajuste dos modelos de regressão espacial.

	Regressão Global			Regressão com regimes espaciais							
	Clásica	Lag	Error	Lag				Error			
				Re1	Re2	Re3	Re4	Re1	Re2	Re3	Re4
<b>R<sup>2</sup></b>	0,31	0,40	<b>0,42</b>	0,36	0,57	<b>0,65</b>	0,73	<b>0,35</b>	<b>0,58</b>	0,58	<b>0,80</b>
<b>LIK</b>	-206,25	-203,17	<b>-202,50</b>	-51,38	-48,27	<b>-46,77</b>	-35,53	<b>-51,43</b>	<b>-48,23</b>	-48,05	<b>-34,15</b>
<b>AIC</b>	420,51	416,34	<b>413</b>	112,76	106,54	<b>103,54</b>	81,06	<b>110,86</b>	<b>104,47</b>	104,10	<b>76,30</b>
<b>SC</b>	428,85	426,81	<b>421,38</b>	115,96	110,40	<b>107,40</b>	84,26	<b>113,42</b>	<b>107,56</b>	107,19	<b>78,86</b>

O regime 3 foi o regime mais disperso, ou seja, este regime não apresentou *clusters* e sim valores próximos de turbidez (Figura 4.23). Neste caso, a dependência espacial esta associada ao Y, ou seja, a própria turbidez.

Dentre os regimes, o melhor ajuste foi o do regime 4, para o modelo *spatial error*. O regime 4 está localizado no lago Grande de Curuaí. Esta região da planície apresenta um desvio padrão entre 30 e 42 NTU (Figura 4.10). Além disso, é uma das regiões mais profundas da planície, facilitando o processo de decantação dos sólidos em suspensão. Como resultado do ajuste dos regimes a um modelo espacial são mostradas as equações utilizadas por cada regime para representar a turbidez: regime 1 (Equação 4.1); regime 2 (Equação 4.2); regime 3 (Equação 4.3); regime 4 (Equação 4.4):

$$Turbidez = -28203,77 - 0,14 + 112925,7 * PI + 112899,6 * MO + 113014 * FI \quad (4.1)$$

$$Turbidez = 8335,14 - 0,07 - 33161,34 * PI - 33322,33 * MO - 33176,11 * FI \quad (4.2)$$

$$Turbidez = -9496,76 + 0,52 + 38107,64 * PI + 37935,05 * MO + 38075,22 * FI \quad (4.3)$$

$$Turbidez = 3828,372 - 0,43 - 15176,65 * PI - 15304,75 * MO - 15162,38 * FI \quad (4.4)$$

Para cada regime foi aplicada a equação correspondente. Para a validação da equação de cada regime, foi utilizado o resultado da krigeagem. Assim para o processo de validação, foi tomada a krigeagem como referência, e em pontos diferentes daqueles onde se tinham dados de campo, foram realizadas amostras para comparação com o que foi estimado pelo modelo espacial.

Esse procedimento mostrou que apenas o regime 2 ( $R^2 = 0,62$ ) e o regime 4 ( $R^2 = 0,66$ ) apresentaram ajustes significativos. Os regimes 1 ( $R^2 = 0,06$ ) e 3 ( $R^2 = 0,007$ ) não apresentaram correlação (Figura 4.25).

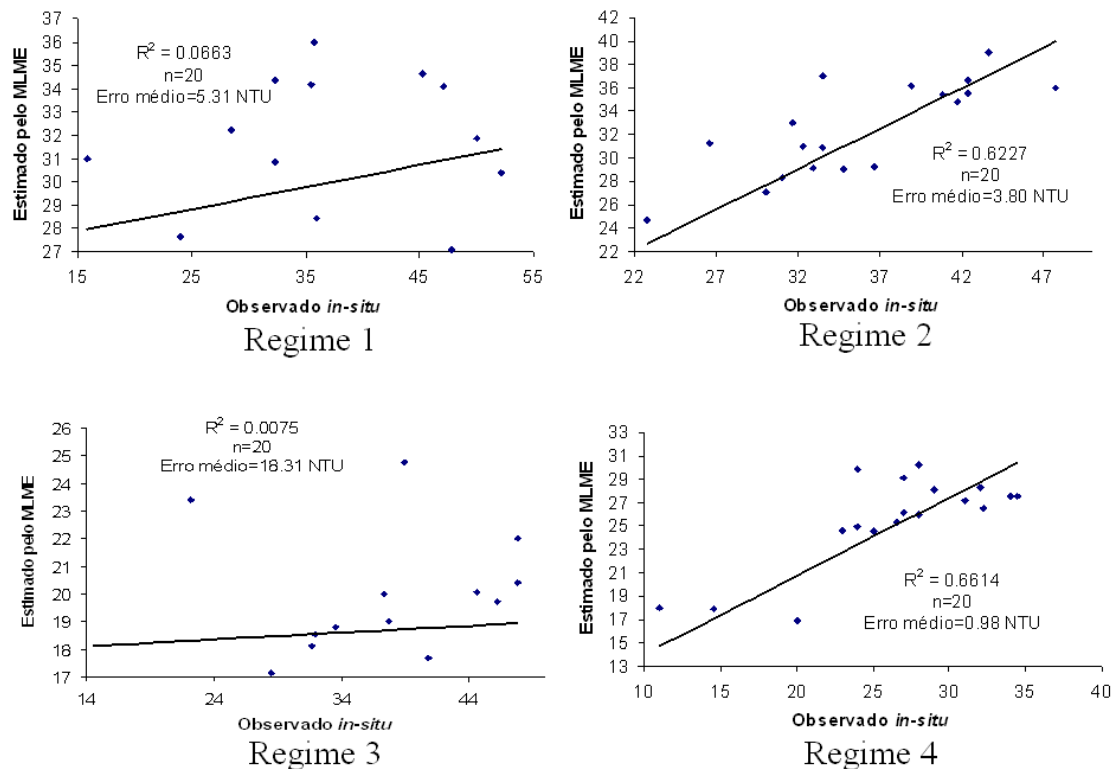


FIGURA 4.25: Validação dos modelos de regressão espacial para o período de águas altas.

A equação do modelo de regressão espacial de melhor ajuste (regime 4) foi aplicado a planície como um todo. Esse procedimento foi realizado com o objetivo de verificar se essa equação poderia ser utilizada como ‘padrão’ para estimativa da turbidez na planície. No entanto, a Figura 4.26 mostra que isso não é possível.

Segundo BARBOSA *et al.* (2003), a planície de Curuaí apresenta uma diversificada composição de massas d’água, recebendo influência de águas claras, brancas e pretas, isso justifica a dificuldade de se ter apenas um modelo para estimar a distribuição da turbidez na planície toda. Para que uma equação pudesse ser aplicada em toda a planície, a planície deveria ter massas de água com características similares. E isso não ocorre.

Mesmo no período de águas altas onde provavelmente os lagos que compõem a planície estão interconectados, essa mistura de massas de água não ocorre por completo. Assim apenas massas de água próximas, possuem uma pequena similaridade.

A Figura 4.26 também mostra a verificação da ocorrência de massas similares a massa d'água encontrada no regime 4 (Figura 4.23). A massa d'água encontrada no regime 4 (lago Grande de Curuaí) possui uma correlação de 0,53 com a massa d'água encontrada no regime 2 (situado nos lagos Poção e Grande do Poção). Os regimes 1 e 3 não possuem nenhuma correlação com a massa d'água encontrada no regime 4.

Esse resultado mostra que mesmo em um estado em que a planície esta em equilíbrio hidráulico com o rio Amazonas, a biogeoquímica da planície, devido a sua extensão territorial (~100 km) é diversificada.

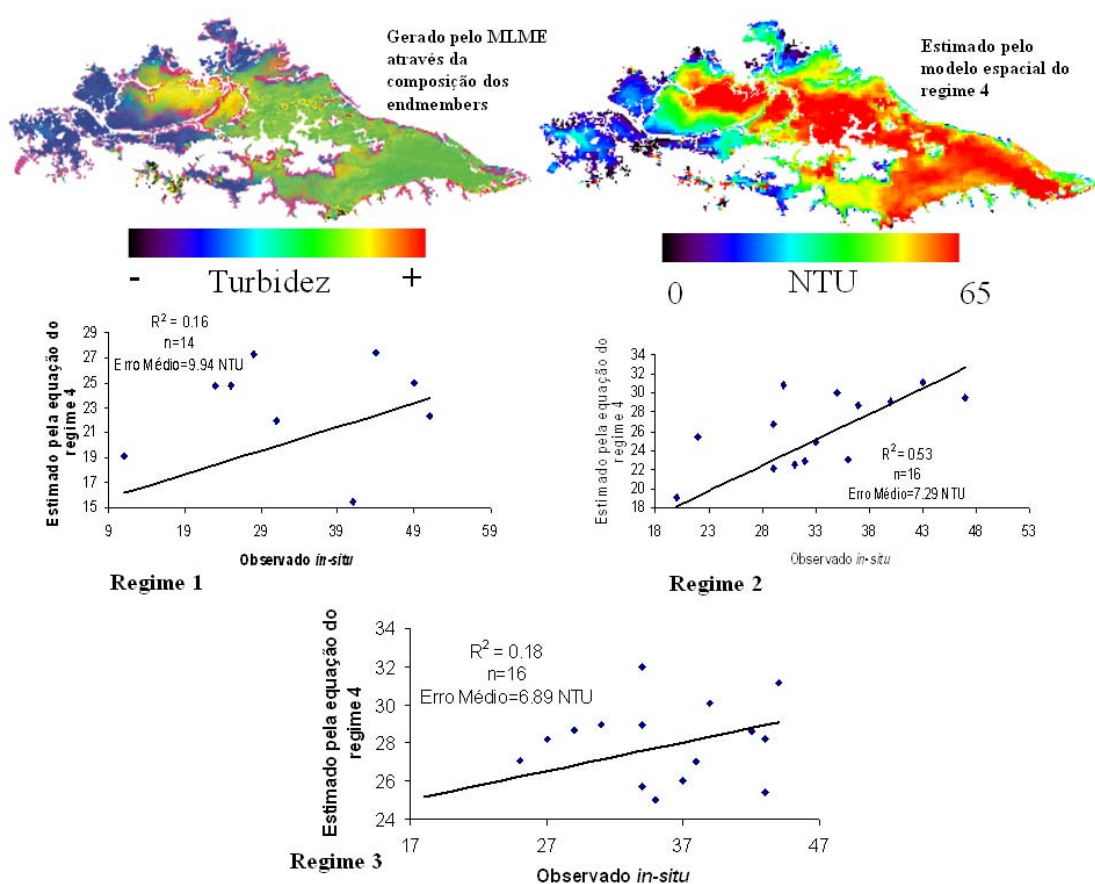


FIGURA 4.26: Estimativa da turbidez através de parâmetros do modelo linear de mistura espectral no período de águas altas através do modelo de regressão espacial do regime 4.

De forma geral, apesar de não ser possível encontrar uma única função matemática para estimar a distribuição da turbidez em toda a planície, uma análise qualitativa dos resultados da figura 4.26 (figura que mostra a distribuição da turbidez obtida pela



função matemática da regressão e a imagem obtida pelo MLME) revela uma similaridade em termos de distribuição e intensidade.

#### **4.6.3.2 Análise de Regressão Espacial para o estado de águas baixas**

O Resultado da aplicação do MLME na imagem de 9 de dezembro de 2003 pode ser visualizada na Figura 4.27. Esse período é caracterizado como sendo estável, onde a troca de volume entre a planície e o rio Amazonas se torna próxima de zero.

Assim, a Figura 4.27 mostra que as regiões noroeste e norte da planície foram as que apresentaram as maiores proporções da fração partícula inorgânica. E os menores foram encontrados na região sul da planície.

Os lagos da região noroeste-norte-nordeste são aqueles em que a profundidade não ultrapassa 5,5 metros na cheia (BARBOSA, 2005). No período de águas baixas esses lagos sofrem mais com a ação do vento e conseqüentemente o revolvimento do sedimento, fazendo com que as partículas inorgânicas vão para a superfície.

Em razão disto a proporção da fração matéria orgânica dissolvida tende a ficar baixa, somente aparecendo proporções altas em regiões de interface com florestas.

Nesta imagem as maiores proporções da fração fitoplâncton ocorreram no lago Grande de Curuaí (porção do extremo oeste da planície). E os maiores erros, apesar de serem baixos, ocorrem onde a proporção de partícula inorgânica é maior.

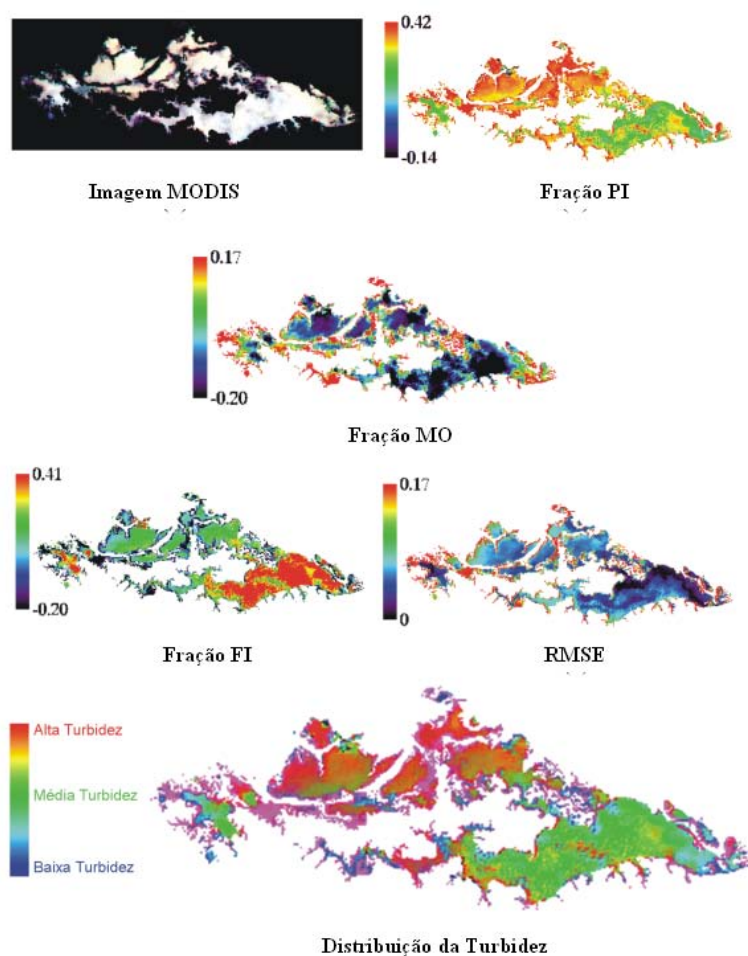


FIGURA 4.27: Aplicação do MLME na imagem MODIS de 9 de dezembro de 2003, mostrando a distribuição da turbidez obtida pelo MLME.

Optou-se por colocar na figura 4.27 a distribuição da turbidez obtida pelo MLME porque para este estado não houve ajuste significativo com os modelos de regressão espaciais. Para o estado de águas baixas, utilizando todos os dados existentes, o melhor modelo foi o Spatial Lag. Mas seu resultado em termos de  $R^2$  não foi significativo em relação aos outros. A regressão clássica apresentou o pior ajuste. Provavelmente devido à ocultação da dependência espacial verificada para estes dados.

Os resultados das regressões globais (*spatial lag e spatial error*) mostram uma certa similaridade de resultados. Ou seja, os parâmetros LIK, AIC e SC são muito próximos. No entanto, o modelo *spatial lag* apresentou um  $R^2$  um pouco melhor do que o ajuste do modelo *spatial error*. O que pode evidenciar que a dependência espacial global pode estar associada ao próprio Y (turbidez).

Mas quando se separou em regimes espaciais, o modelo *spatial error* apresentou os melhores resultados. O fato do ajuste do modelo espacial *spatial error* ser melhor, faz supor que a dependência espacial está associada a um ruído (erro), como comentado por (ANSELIN, 2003). Esse erro ou ruído pode ter relação com os erros de estimativa do MLME. A Tabela 4.14 sumariza as informações dos parâmetros de ajuste para cada regime.

TABELA 4.14: Sumário dos parâmetros para avaliação de ajuste dos modelos de regressão espacial.

	Regressão Global			Regressão com regimes espaciais					
	Clásica	Lag	Error	Lag			Error		
				Re1	Re2	Re3	Re1	Re2	Re3
<b>R<sup>2</sup></b>	0,14	<b>0,21</b>	0,17	0,55	0,28	0,23	<b>0,57</b>	<b>0,27</b>	<b>0,23</b>
<b>LIK</b>	-379,19	<b>-377,41</b>	-378,57	-51,11	-152,97	-108,38	<b>-51,07</b>	<b>-153,23</b>	<b>-108,33</b>
<b>AIC</b>	766,39	<b>764,83</b>	765,14	112,22	315,95	266,77	<b>110,15</b>	<b>314,47</b>	<b>224,66</b>
<b>SC</b>	774,42	<b>774,87</b>	773,17	113,21	322,24	231,22	<b>110,94</b>	<b>319,50</b>	<b>228,22</b>

Identificado os melhores modelos de regressão espacial para este caso, os parâmetros da regressão foram utilizados para construir as equações de cada regime: regime 1 (Equação 4.5); regime 2 (Equação 4.6); regime 3 (Equação 4.7).

$$Turbidez = -204715,07 + 821194,30 * PI + 820074,20 * FI + 823111,90 * MO \quad (4.5)$$

$$Turbidez = 87843,53 - 347880,90 * PI - 348020,60 * FI - 347767,70 * MO \quad (4.6)$$

$$Turbidez = -37206 + 153551,10 * PI + 152092,50 * FI + 152769,60 * MO \quad (4.7)$$

A aplicação de cada equação na imagem MODIS representativa do nível da água na planície, neste caso, nível de água baixa mostra que nenhum regime obteve um bom ajuste para esta época. Isso se deve a grande mistura de componentes presentes na água (Figura 4.28).

Com a lamina d'água muito baixa se tem turbidez muito alta, e com desvio padrão de 306 NTU (Tabela 4.2), se torna muito difícil estabelecer um modelo para a planície, mesmo separando em regimes. Isso mostra a possibilidade da interferência considerável dos sólidos em suspensão a ponto de dificultar a decomposição da reflectância da água nos end-members selecionados neste trabalho pelo MLME.

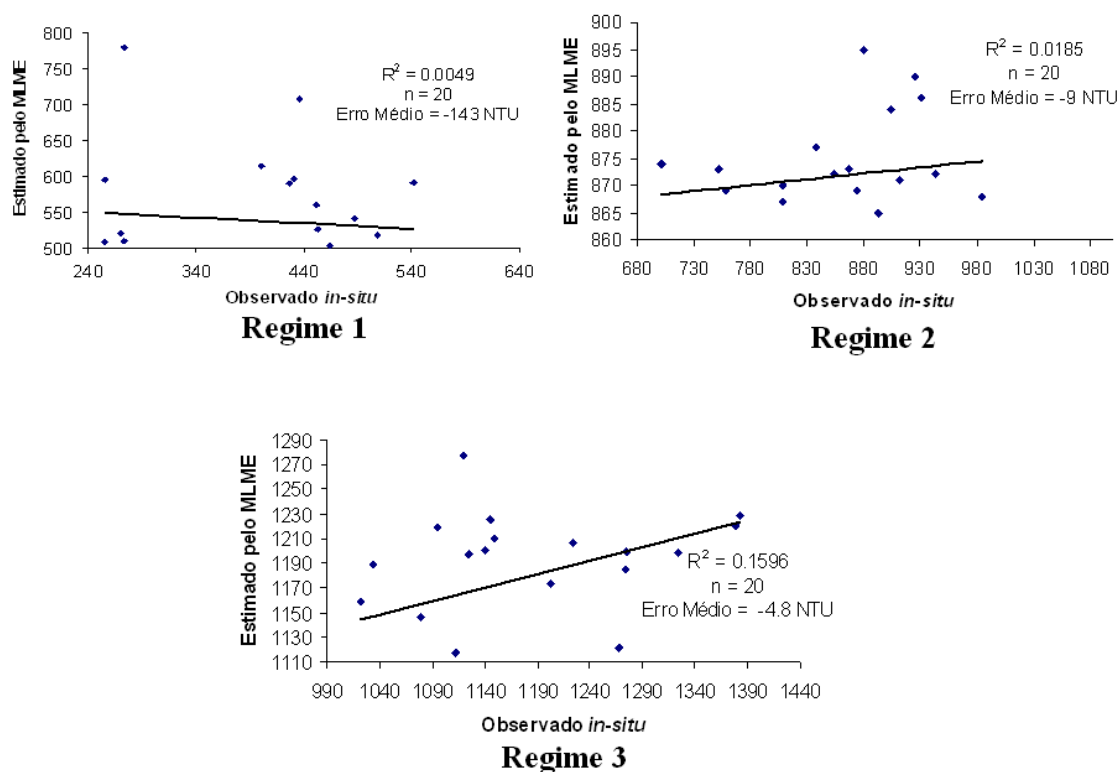


FIGURA 4.28: Validação dos modelos de regressão espacial para o período de águas baixas.

#### 4.6.3.3 Análise de Regressão Espacial para o estado de enchente

Para o estado de enchente o MLME foi aplicado à imagem MODIS de 27 de fevereiro de 2004 (Figura 4.29).

Neste período onde o nível da água na planície começa a subir, a fração PI se encontra concentrada na região noroeste, e a fração FI na região leste. Para este período a fração MO aparece com pouca proporção em relação às frações PI e FI.

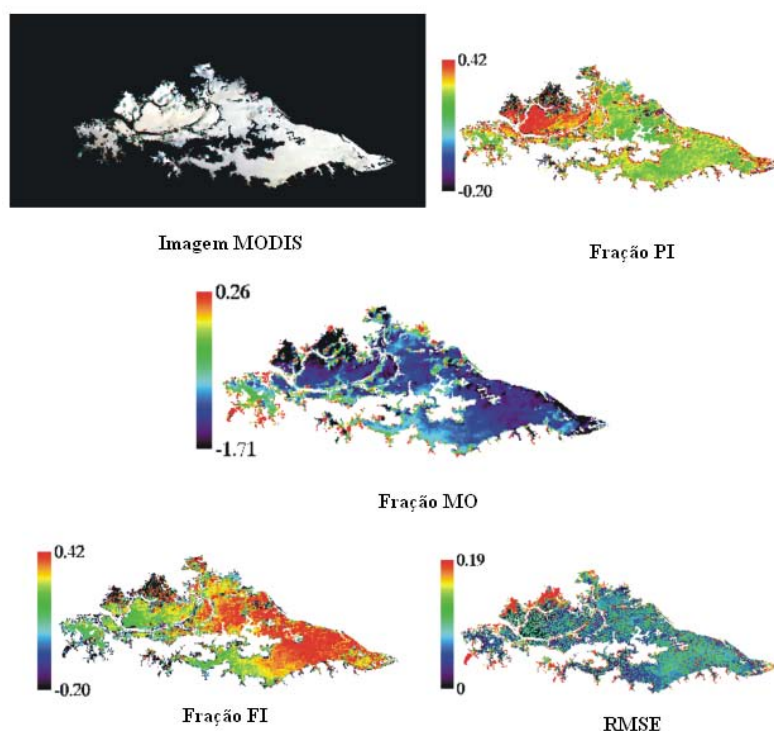


FIGURA 4.29: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 27 de fevereiro de 2004.

Como ocorreu no período de águas baixas, no período de enchente a aplicação da regressão clássica não apresentou ajuste. E quando se incorporou a dependência espacial no modelo, o  $R^2$  subiu muito pouco. Isso mostra que a planície possui características distintas, com formação de regimes (Tabela 4.15).

Para os quatro regimes o ajuste foi obtido com o modelo *spatial error*, evidenciando mais uma vez a dependência espacial associada ao erro (ruído), provavelmente do MLME. O regime 3 foi o que melhor ajuste obteve, com um pseudo- $R^2$  de 0,95.

TABELA 4.15: Sumário dos parâmetros para avaliação de ajuste dos modelos de regressão espacial.

	Regressão Global			Regressão com regimes espaciais							
	Clássica	Lag	Error	Lag				Error			
				Re1	Re2	Re3	Re4	Re1	Re2	Re3	Re4
<b><math>R^2</math></b>	0,10	<b>0,31</b>	0,29	0,31	0,27	0,61	0,71	<b>0,32</b>	<b>0,30</b>	<b>0,95</b>	<b>0,79</b>
<b>LIK</b>	-295,79	<b>-290,31</b>	-290,89	-95,07	-101,88	-35,97	-22,78	<b>-94,93</b>	<b>-101,69</b>	<b>-35,50</b>	<b>-20,70</b>
<b>AIC</b>	599,58	<b>590,63</b>	589,78	200,15	213,76	81,94	55,57	<b>197,86</b>	<b>211,38</b>	<b>79</b>	<b>49,41</b>
<b>SC</b>	607,54	<b>600,58</b>	597,78	205,61	219,44	82,93	54,53	<b>202,22</b>	<b>215,92</b>	<b>79,79</b>	<b>48,57</b>

Os coeficientes obtidos na regressão foram utilizados para construir as equações dos regimes: regime 1 (Equação 4.8); regime 2 (Equação 4.9); regime 3 (Equação 4.10); regime 4 (Equação 4.11).

$$Turbidez = 99,72 + 221,71 * PI + 199,46 * FI + 186,53 * MO \quad (4.8)$$

$$Turbidez = 311,61 - 254,14 * PI - 23,87 * FI + 22,98 * MO \quad (4.9)$$

$$Turbidez = 327,19 + 42,62 * PI - 246,85 * FI - 136,06 * MO \quad (4.10)$$

$$Turbidez = 428,86 - 154,66 * PI - 231,23 * FI - 94,05 * MO \quad (4.11)$$

A aplicação de cada equação na imagem MODIS correspondente ao estado do sistema (estado de enchente) mostrou que apenas a equação do regime 3 apresentou uma validação significativa (Figura 4.30). Os outros regimes não apresentaram validação.

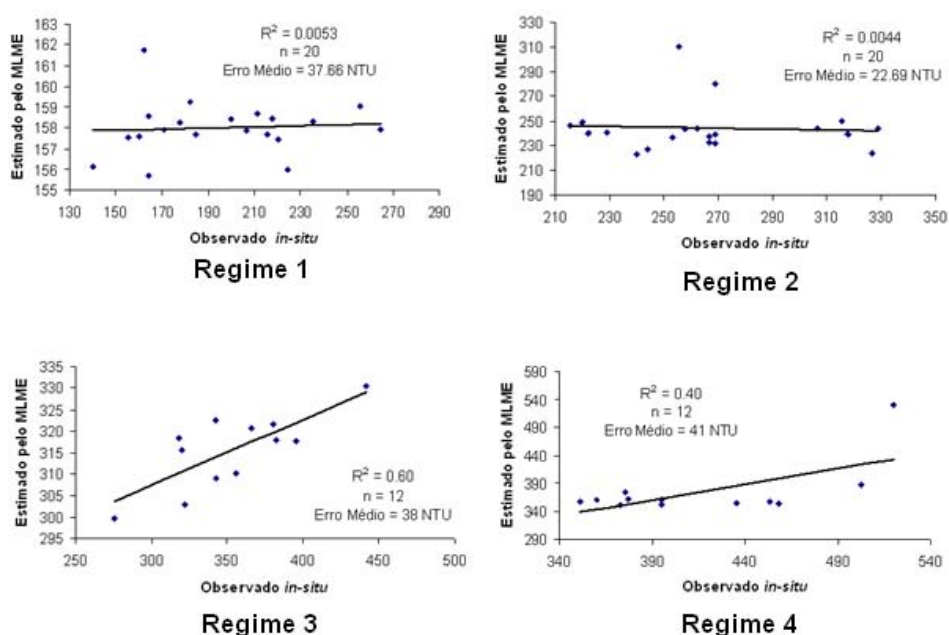


FIGURA 4.30: Validação dos modelos de regressão espacial para o estado de enchente.

O regime 3 está espalhado por toda a planície, e apresenta faixas de valores de turbidez baixa, com baixo desvio padrão. Talvez por isso seu ajuste tenha sido significativo.

Mas apesar da formação de *clusters* quase regulares, o ajuste efetuado pela equação do regime 3 não pode ser utilizado para os outros regimes.

Como mostra a Figura 4.31, nenhum dos outros regimes apresentou correlação com a estimativa da equação 4.10. Para este estado não é possível estabelecer apenas uma equação para recuperar os valores de turbidez na planície.

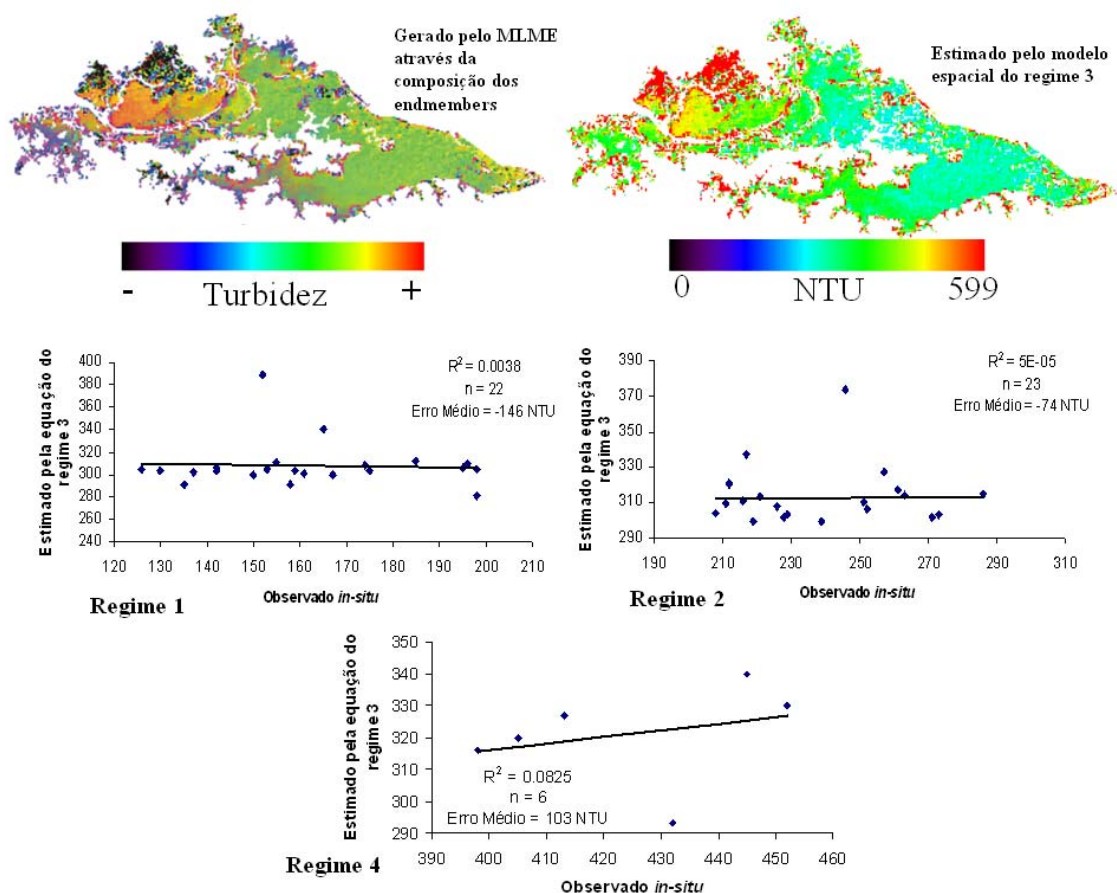


FIGURA 4.31: Estimativa da turbidez através de parâmetros do modelo linear de mistura espectral no estado de enchente através do modelo de regressão espacial do regime 3.

Qualitativamente as figuras que enfocam a distribuição da turbidez para o estado de enchente também guardam uma similaridade (Figura 4.31).

#### 4.6.3.4 Análise de Regressão Espacial para o estado de vazante

O MLME foi aplicado para o estado de vazante na imagem do dia 29 de setembro de 2003 (Figura 4.32).

Para este estado a fração PI foi dominante em termos de proporção, seguido pela fração FI. A fração MO apresentou valores de proporções baixos, apenas aparecendo alto nos canais de acesso à planície (região norte da planície). E o erro (RMSE) do MLME foi muito baixo para grande parte da planície.

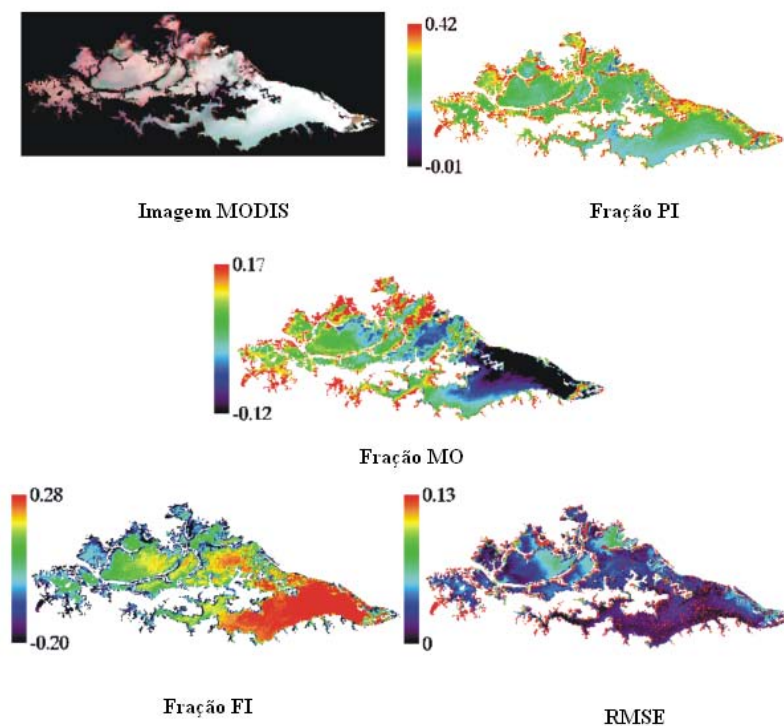


FIGURA 4.32: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 29 de setembro de 2003.

A regressão global aplicada ao conjunto de dados não mostrou ajuste. Sendo que o melhor dentre estes foi o modelo *spatial lag*. Mais uma vez há evidência de ocorrência de *clusters*, e por isso a falta de ajuste (Tabela 4.16).

O modelo *spatial error* foi o que melhor se ajustou aos regimes. Sendo que o regime 4 apresentou o melhor ajuste. O regime 4 foi o que se mostrou com menor agrupamento, tendo suas amostras muito espalhadas pela planície. Esse regime é o que apresenta os menores valores de turbidez e conseqüentemente o menor desvio padrão.



TABELA 4.16: Sumário dos parâmetros para avaliação de ajuste dos modelos de regressão espacial.

	Regressão Global			Regressão com regimes espaciais							
	Clásica	Lag	Error	Lag				Error			
				Re1	Re2	Re3	Re4	Re1	Re2	Re3	Re4
<b>R<sup>2</sup></b>	0,26	<b>0,29</b>	0,28	0,62	0,50	0,36	0,57	<b>0,62</b>	<b>0,56</b>	<b>0,40</b>	<b>0,97</b>
<b>LIK</b>	-341,68	<b>-340,90</b>	-341,05	-29,41	-52,99	-73,60	-22,49	<b>-29,38</b>	<b>-52,41</b>	<b>-73,22</b>	<b>-20,58</b>
<b>AIC</b>	691,36	<b>691,80</b>	690,10	68,83	115,98	157,21	54,98	<b>66,77</b>	<b>112,83</b>	<b>154,45</b>	<b>49,17</b>
<b>SC</b>	700,06	<b>702,67</b>	698,80	69,22	118,81	161,66	53,94	<b>67,09</b>	<b>115,09</b>	<b>158,01</b>	<b>48,34</b>

Foi observado que a utilização de regimes espaciais melhora os parâmetros de LIK, AIC e SC. Isso permite um melhor ajuste da regressão. Assim as equações foram construídas para cada regime, considerando o modelo *spatial error*: regime 1 (Equação 4.12); regime 2 (Equação 4.13); regime 3 (Equação 4.14); regime 4 (Equação 4.15).

$$Turbidez = 25224,4 - 100762,70 * PI - 100459,60 * FI - 100535,60 * MO \quad (4.12)$$

$$Turbidez = -74397,26 + 298248,1 * PI + 298171,6 * FI + 297418,7 * MO \quad (4.13)$$

$$Turbidez = -21557,13 + 87172,11 * PI + 86863,57 * FI + 86879,93 * MO \quad (4.14)$$

$$Turbidez = 116548,57 - 465142,60 * PI - 465085,50 * FI - 465077,80 * MO \quad (4.15)$$

As equações dos regimes 3 e 4 apresentaram significância para validação. Mas o melhor ajuste foi verificado para o regime 4 (Figura 4.33).

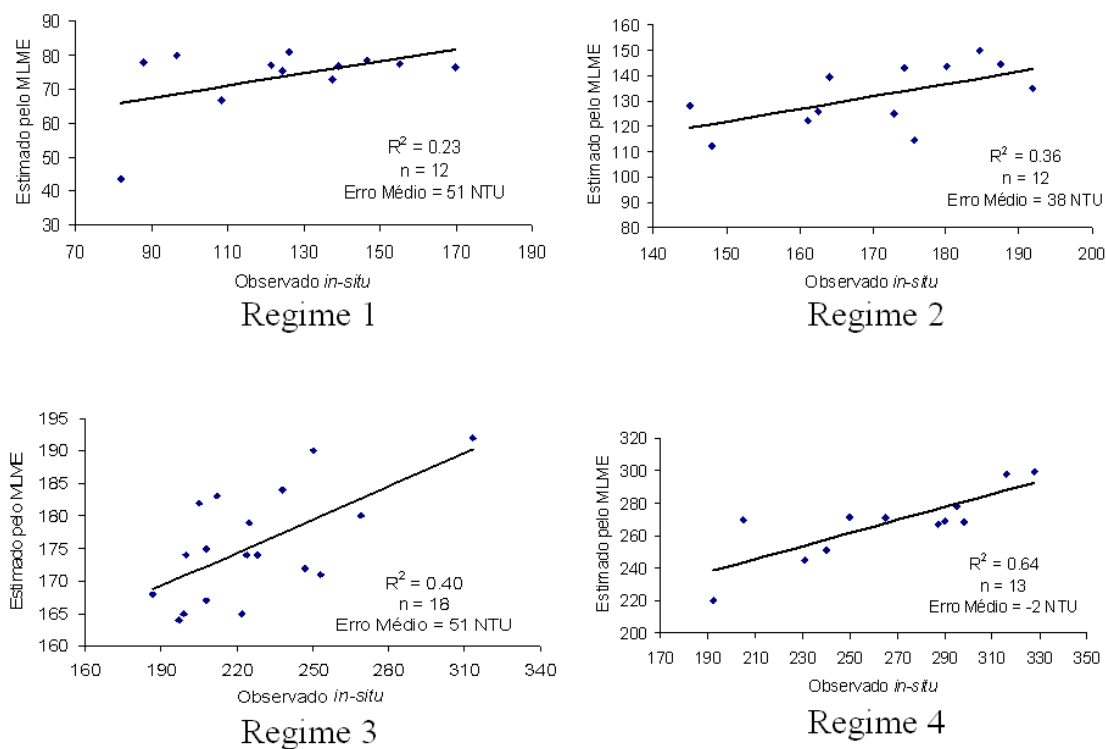


FIGURA 4.33: Validação dos modelos de regressão espacial para o estado de vazante.

A utilização da equação do regime 4 (melhor ajuste na regressão espacial) não logrou êxito na estimativa dos valores de turbidez através das imagens fração. No entanto, foi observado que o regime 1 apresenta uma semelhança com a massa d'água ocupada pelo regime 4 (Figura 4.34). Esse resultado chama bastante a atenção, pois se trata de dois extremos. O regime 1 apresenta as maiores concentrações de turbidez, e ao contrario o regime 4 possui as menores. Os dois regimes apresentam uma característica de aparecerem espalhados por toda a planície e não apenas em um lago.

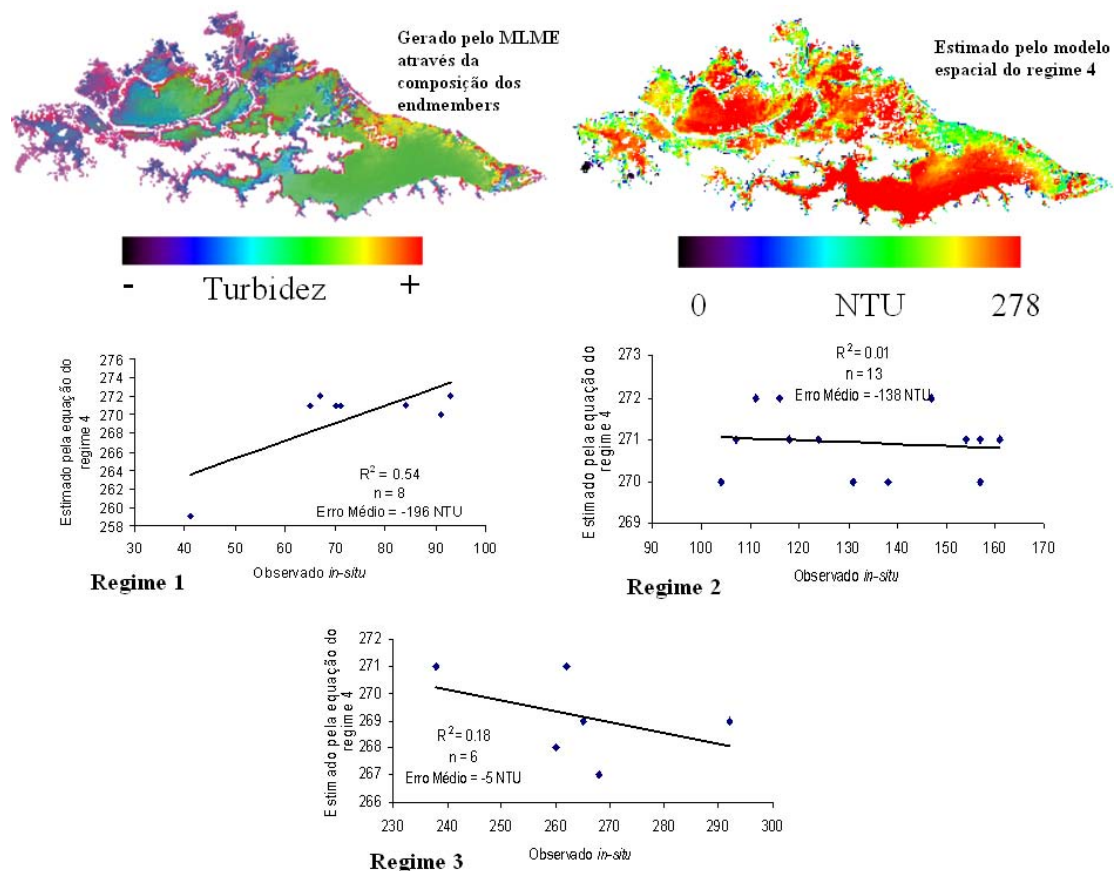


FIGURA 4.34: Estimativa da turbidez através de parâmetros do modelo linear de mistura espectral no estado de vazante através do modelo de regressão espacial do regime 4.

MARTINEZ *et al.* (2003) testaram os sensores ETM+ (Satélite Landsat 7) e MODIS (Satélite Terra) para estimar a concentração do total de sólidos em suspensão (TSS) na planície de Curuaí. Os autores ajustaram um modelo linear de regressão entre a reflectância dos sensores e as concentrações de TSS medidas *in-situ*. Nesse teste, realizado para o período de águas altas, os melhores resultados foram obtidos com o sensor ETM+, com erro de estimativa entre 10,2 a 12,5 mg/L.

MARTINEZ *et al.* (2004) fizeram o mesmo procedimento, mas testaram a aplicabilidade das imagens MERIS para recuperar a concentração de TSS na planície de inundação de Curuaí através do ajuste a um modelo de regressão linear. Para um range de 0 a 800 mg/L de TSS os autores obtiveram um erro médio de 50 mg/L. Os mesmos autores testaram o sensor MODIS com os mesmos dados e conseguiram estimar o TSS para a planície de Curuaí com um erro de 30 mg/L.

De forma geral, os períodos de águas altas, enchente e vazante apresentaram ajuste estatístico para estimativa da turbidez através das imagens fração geradas pelo MLME. Sendo que no período de águas baixas não houve ajuste significativo, devido aos processos de revolvimento do sedimento através da ação do vento.

Os períodos de águas altas e vazante foram os que apresentaram os melhores resultados para estimativa através do MLME e ainda apresentaram a possibilidade de se ter a estimativa da turbidez de um regime vizinho ao melhor ajuste utilizando apenas uma equação.

Quando não houve ajuste de um modelo de regressão espacial, como é o caso do período de águas baixas, isso não significa que não há uma relação entre eles, e sim que a população de pixels amostrados com os valores dos end-members não foram capazes de explicar a turbidez *in-situ*.

Levando em consideração que três importantes incertezas foram inseridas nessa análise de regressão: (1) a defasagem existente entre os dados de turbidez coletadas *in-situ* e a imagem MODIS utilizada no MLME; (2) a utilização do resultado da krigagem como referência para a validação dos modelos espaciais. Uma vez que a krigagem, apesar de utilizar os dados de turbidez *in-situ*, o seu resultado é uma interpolação, gerando incertezas; (3) a resolução espacial e espectral do sensor MODIS. A resolução de 250 x 250 metros contém muita informação da resposta da água, assim torna-se difícil a separação dos end-members pelo MLME. Além disso, a utilização de apenas quatro bandas espectrais, ou seja, baixa resolução espectral dificulta a diferenciação dos end-members. Os modelos de regressão espacial para estimar a turbidez através das imagens fração geradas pelo MLME foram eficientes. Como toda estimativa através de funções matemáticas, erros e incertezas de estimativa são comuns, mas estes erros são mensuráveis.

#### **4.7 MLME aplicado às imagens EOS-MODIS do Satélite Terra**

Após ter verificado as possibilidades bem como as limitações da relação estatística das imagens fração derivadas do MLME através de modelos de regressão espacial foi realizada a aplicação do algoritmo do MLME nas imagens MODIS/Terra para os anos de 2003 a 2005. Os resultados da aplicação do MLME nas imagens MODIS mostraram

como a turbidez evoluiu durante o ciclo hidrológico e em quais lagos ocorriam áreas de alta turbidez na planície. De forma geral os anos de 2003 a 2005 mostraram uma distribuição da turbidez bastante similar (Apêndice H). Assim será descrito como essa distribuição de turbidez se comporta em geral para os três anos.

Em janeiro quando o nível da água começa a subir as maiores turbidezes se concentram na região noroeste e norte da planície, onde os lagos são menos profundos. As menores turbidezes se encontram na região leste, onde os lagos são mais profundos. O extremo leste da planície aparece com uma menor turbidez devido a entrada de água do rio Amazonas com uma menor concentração de partículas em suspensão, consequentemente de menor turbidez. Como os lagos da região noroeste e norte ainda não sofreram com a entrada inicial da água que segundo BARBOSA (2005) ocorre de leste para oeste, estes sofrem com a ação direta do vento que nessa época (águas baixas) é uma força importante na geração de turbidez.

AMORIM (2006), estudando a dinâmica de sedimentação na planície de Curuaí, demonstrou que as concentrações de material em suspensão são inversamente proporcionais à altura do nível da água na várzea. Sendo que o lago Poção (noroeste da planície) apresentou a maior concentração de material em suspensão em relação aos outros lagos da planície, alcançando em dezembro (1550 mg/L). Seguido pelo lago Salé, também em dezembro (800 mg/L). Isso mostra que o MLME foi fiel quando a este quesito.

Estudos de MEADE *et al.*, (1985), MERTES (1994) e DUNNE *et al.*, (1998), demonstram que há uma estocagem temporária de sedimento nas zonas de inundação ao longo do rio Amazonas, em função do acúmulo de água rica em material em suspensão nestas áreas, sendo que o material é reconduzido ao canal principal do rio por meio dos processos de ressuspensão do sedimento que ocorre nos lagos das várzeas.

À medida que o nível da água na planície vai aumentando a turbidez em todos os lagos da planície vai diminuindo. Os lagos dispostos na região oeste são os primeiros a terem uma queda da turbidez. Isso ocorre provavelmente porque após a entrada inicial da água do rio Amazonas para a planície de leste para oeste, a entrada preferencial da água se transfere para os canais dispostos na região noroeste-norte da planície. E como já foi

comentado, o rio Amazonas transfere volume com uma menor quantidade de material em suspensão na planície.

Em junho quando o nível da água na planície atinge o seu ponto máximo é que fica mais evidente o que foi descrito acima e a turbidez diminui ainda mais. Essa diminuição de turbidez se deve principalmente à baixa circulação da água na planície nessa época fazendo com o que os materiais em suspensão se depositem no fundo, deixando de impedir a entrada de luz na coluna d'água. Segundo AMORIM *et al.*, (2005), de maneira geral há uma predominância de sedimentos finos (silte e argila) no conjunto dos lagos (Tabela 4.17). Sendo que os lagos Salé, Santa Ninha e Poção apresentam sedimentos mais finos que os demais.

TABELA 4.17: Valores médios das frações granulométricas e seus respectivos lagos.

<i>Lagos</i>	<i>n</i>	<i>Argila (%)</i>	<i>Silte (%)</i>	<i>Areia (%)</i>
Grande de Curuaí	10	21,1	69,1	9,8
Grande do Poção	2	22,6	76,6	0,8
Santa Ninha	7	24,9	74	1,0
Salé	4	16,75	78,9	4,4
Poção	6	30,2	69,1	0,7
Açaí	1	12,9	84,1	3,0
Valor Médio	34	21,3	70,9	7,5

FONTE: Adaptado de AMORIM (2006).

Segundo MOREIRA-TURCQ *et al.*, (2004) a várzea de Curuaí atua como um armazenador de sedimentos, com uma taxa de deposição alta em lugares específicos do sistema, como o lago Santa Ninha ( $1 \text{ cm.ano}^{-1}$ ). Cerca de 50 % do fluxo de material em suspensão que entra na várzea de Curuaí pelo rio Amazonas, se deposita no sistema (MAURICE-BOURGOIN *et al.*, 2005).

AALTO *et al.*, (2003) estudando planícies de inundação na Amazônia, descrevem a ocorrência episódica da acumulação de sedimento nas planícies influenciada pelo El Niño/Oscilação Sul. Neste os autores ainda mostram que devido ao aquecimento

provocado pelo El Niño, ocorre um extravasamento lateral mais acentuado dos rios, facilitando a deposição de partículas em suspensão.

Isso reforça a hipótese levantada neste trabalho de que na época de águas altas os sedimentos finos decantam, diminuindo a turbidez na planície.

Quando o nível da água na planície começa a descer (entre julho e agosto) há uma transferência de água da planície para o rio Amazonas. A saída ocorre preferencialmente pelo canal situado a leste fazendo com o que a região norte da planície fique mais turbida do que a região sul. Isso ocorre provavelmente devido ao fato da região norte ser menos profunda do que a região sul. Assim a água ao sair da planície gera uma condição dinâmica (aumento da circulação da água) gerando turbidez.

Entre novembro e dezembro o nível da água atinge a condição de águas baixas, ou seja, nível muito baixo de água na planície. Com isso se tem como na enchente (janeiro) o aumento de turbidez em todos os lagos da planície, mas principalmente nos lagos situados a noroeste e norte. E como ocorre na enchente o vento volta a ser uma força importante na geração de turbidez. Foi observado que nas épocas de águas baixas a ação do vento é uma força importante para geração de turbidez na planície, além disso, outros componentes da planície também são afetados pela ação do vento.

De acordo com TUNDISI *et al.* (2004), quando um sistema aquático está sob variados regimes e stress de vento, o sistema apresenta muitas respostas em suas variáveis físicas, químicas e biológicas. Os distúrbios promovidos pela ação do vento, a intensidade e a direção têm efeito na dinâmica e na diversidade de espécies de fitoplâncton (PADISAK, 1992, 1993) assim como na sucessão de espécies.

A ação do vento também pode causar mistura e estratificação na coluna d'água em lagos rasos (< 20 m) (STRAŠKRABA, 1990). A mistura e a estratificação promovem muitas mudanças na estrutura de densidade da água e na distribuição de substâncias químicas e conseqüentemente no crescimento fitoplanctônico (REYNOLDS, 1997).

Segundo STRAŠKRABA (1990), a profundidade em que o vento pode atuar para formação de mistura em lagos rasos depende do tamanho do lago. Lagos rasos são mais sensíveis hidrológicamente e reagem rapidamente às mudanças hidro-meteorológicas.

JUNK (1997) comenta que durante o dia grande parte das várzeas amazônicas possuem estratificação térmica de 1 a 3° C. E a posição da termoclina varia entre 2 a 4 metros de

profundidade. A frequência e a profundidade de mistura é maior em grandes lagos do que nos menores e mais protegidos. Isso ocorre devido ao impacto do vento que induz à turbulência no sistema (MELACK, 1984).

ALVES (1993), em seus experimentos, mostra que as correntes locais resultantes da entrada da água de rios ou seus afluentes de terra firme pode modificar o padrão de estratificação. Por fim, STECH (1990) utilizando um modelo barotrópico<sup>14</sup> baseado em elementos finitos, mostrou que a circulação de sistemas aquáticos pode mudar consideravelmente devido a mudanças meteorológicas, como a mudança na intensidade e direção do vento.

#### **4.8 Quantificação das áreas de alta turbidez na planície**

Os resultados do MLME mostraram que a região norte da planície se mantinha na maior parte do tempo com turbidez elevada, mas não se sabia o quanto. Para tanto foi realizada uma classificação das áreas de maior turbidez na planície para os anos de 2003 a 2005. A Figura 4.35 mostra que para os anos em análise a região norte da planície apresenta as maiores áreas com alta turbidez em relação à região sul. Somente em novembro de 2003 a região sul apresentou uma área maior do que a região norte.

---

<sup>14</sup> Barotrópico é um sistema meteorológico em que as superfícies de pressão e temperatura são iguais. Ou seja, a temperatura é uniforme sob uma superfície constante de pressão.



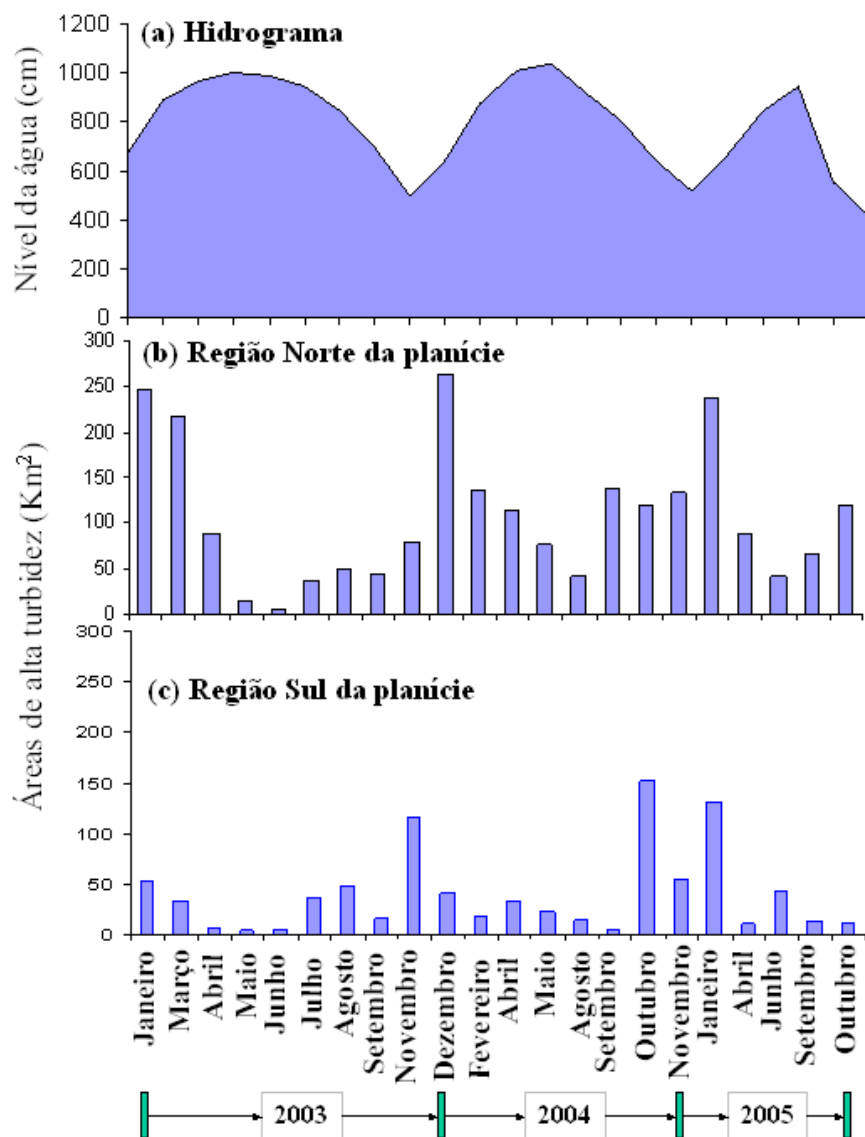


FIGURA 4.35: Distribuição das áreas ( $\text{Km}^2$ ) de alta turbidez na planície de Curuaí para os anos de 2003 a 2005. (a) Hidrograma (cm); (b) Região norte da planície; (c) Região sul da planície.

Na região norte da planície a maior área ocupada por alta turbidez acontece um mês após o menor nível da água na planície. E as menores áreas acontecem com um mês de atraso em relação ao nível máximo de água na planície (Figura 4.35 (b)).

A região sul mostra haver uma dependência do tamanho de áreas com alta turbidez em relação ao pulso de inundação. E as maiores áreas ocorrem no mês em que o nível da água na planície esta no seu mínimo, ou seja, sem atraso como ocorre na região norte.

A região norte apresenta maiores áreas de alta turbidez por possuir menores profundidades e estar mais sujeita a ação do vento. Como mostra a Figura 4.36, a direção preferencial do vento para o mês de janeiro era sudeste para noroeste.

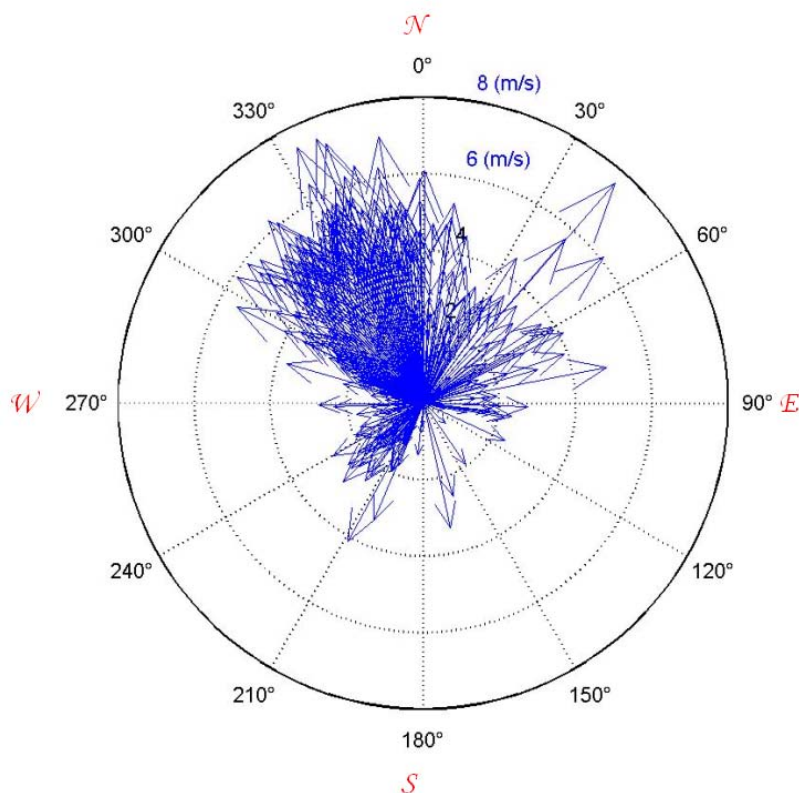


FIGURA 4.36: Diagrama de rosa dos ventos mostrando a direção preferencial do vento para janeiro de 2005.

#### **4.9 Integração dos resultados obtidos por telemetria e por meio das imagens MODIS**

Este tópico pretende mostrar a importância da integração de dados de alta frequência (telemétricos) com as imagens MODIS do Satélite Terra para o estudo da turbidez em planícies de inundação e sua relação com o pulso de inundação.

Os dados de turbidez obtidos de 1 em 1 hora pelo SIMA mostram como a turbidez varia no tempo para um local em específico (Figura 4.37 (a)).

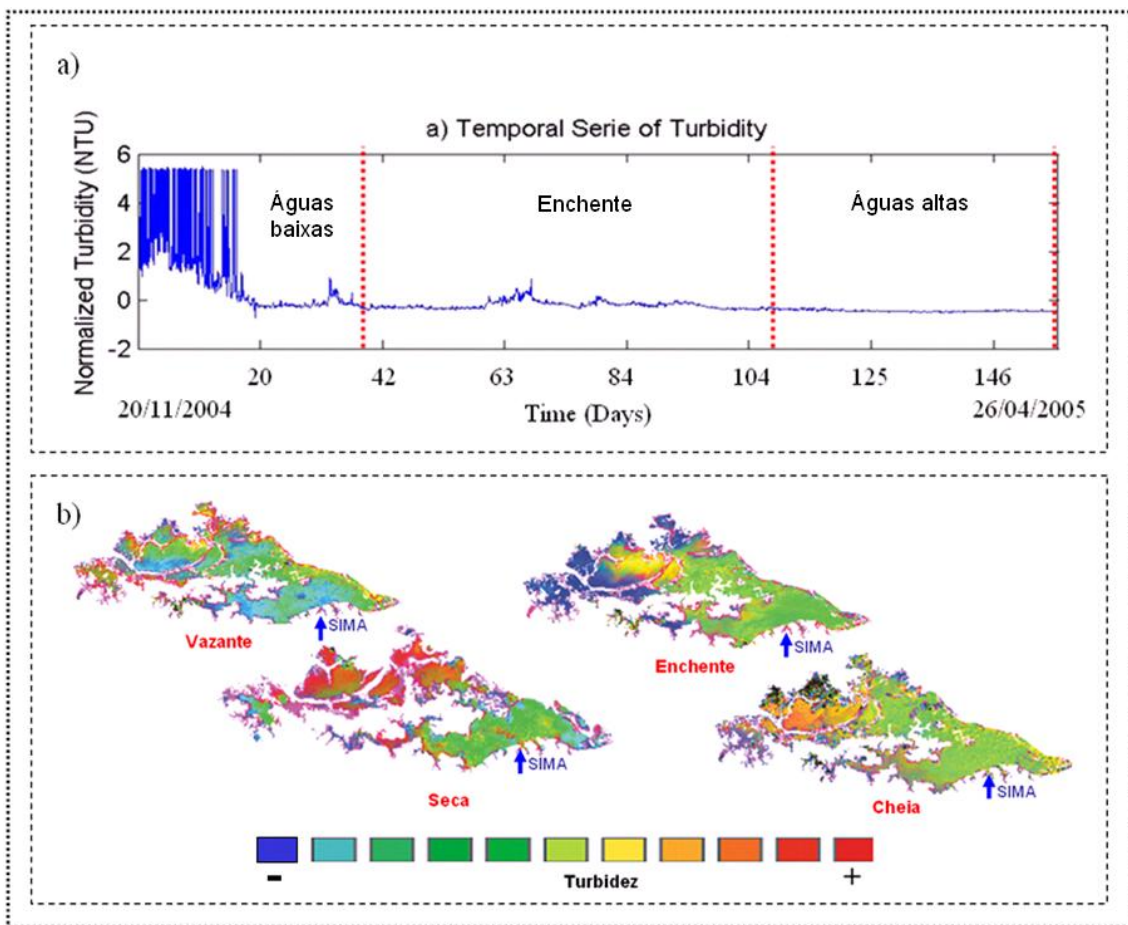


FIGURA 4.37: Integração dos resultados obtidos por telemetria (SIMA) e por meio das imagens MODIS do Satélite Terra.

A princípio somente a medida do SIMA não serviria para gerenciar a qualidade da água da planície. No entanto, quando este é aliado aos resultados obtidos por meio da aplicação do MLME nas imagens MODIS, se tem uma importante junção de técnicas para o gerenciamento da qualidade da água em sistemas aquáticos. A figura 4.37 (b) mostra a distribuição da turbidez na planície de Curuaí ao longo do hidrograma.

Assim, com o SIMA é possível saber como a turbidez se comporta ao longo do dia substituindo o que na limnologia convencional se chama de <sup>15</sup>nictmeral, com a vantagem de não necessitar que um pesquisador fique fazendo as amostragens. Saber como uma variável de qualidade de água varia durante o dia e melhor durante um intervalo de tempo consideravelmente grande é um avanço para a limnologia. Isso

<sup>15</sup> Nictimeral é a amostragem de parâmetros em sistemas aquáticos por 24 horas seguidas.

permite que o pesquisador ou o gerente de um reservatório possa fazer um planejamento para amostragens e estudos da qualidade da água com mais segurança.

Já os resultados obtidos por meio da aplicação do MLME nas imagens MODIS possibilita um estudo espaço – temporal da variação da turbidez na planície. Este mostra como a turbidez varia ao longo do hidrograma e como ela se distribui no espaço. Assim, como se pode perceber, um método complementa o outro.

## CAPÍTULO 5

### CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Este trabalho teve como objetivo estudar o comportamento da turbidez na planície de inundação de Curuaí e a sua relação com o pulso de inundação. Para tanto se trabalhou em duas escalas: (1) pontual (local) e (2) espacial (regional).

A escala (1) foi estudada através da análise por wavelet; e a escala (2) através da geoestatística e da aplicação do Modelo Linear de Mistura Espectral (MLME).

Além disso, modelos de regressão espacial (*Spatial lag* e *Spatial error*) foram construídos para tentar relacionar as imagens frações do MLME com a turbidez medida *in-situ*.

Os principais resultados obtidos neste estudo foram:

- 1) A análise de wavelet da série temporal de turbidez medida pelo SIMA mostra que a variabilidade da turbidez esta relacionada com o pulso de inundação. Ou seja, essa variabilidade é uma resposta ao pulso. Nos estados de águas baixas e enchente (estado 3) o vento se torna uma forçante importante na geração da turbidez;
- 2) A maior variância observada na série temporal de turbidez está relacionada a períodos de 3 a 6 dias, mostrando que a turbidez na planície pode variar bastante em um curto período de tempo;
- 3) A espacialização das amostras de turbidez medidas *in-situ* também mostra ocorrer uma dependência espacial de variação da turbidez como resposta ao pulso de inundação na planície. Os estados de águas baixas e enchente apresentam as maiores concentrações de turbidez, e os estados de águas altas e vazante as menores concentrações;
- 4) Ocorre uma área homogênea (*Footprint*) ao redor do SIMA. Essa área é maior para os estados de águas baixas e vazante e menor para os estados de águas altas e enchente;
- 5) Através dos resultados do MLME foi observado que a região norte da planície se mantém com maior turbidez do que a região sul. Sendo que o lago Poção se

apresenta como o lago mais turbido da planície durante todo o ciclo hidrológico.

Ao contrário o lago Salé se apresenta como o lago menos turbido;

- 6) Mesmo utilizando modelos de regressão espacial que consideram a dependência espacial das amostras, os resultados mostraram que não é possível acessar a turbidez em toda a planície utilizando uma única função matemática;
- 7) O período de águas baixas é o pior para o ajuste de uma função de regressão espacial, mesmo considerando regimes espaciais. Ao contrário do período de águas altas que se apresentou como o estado em que é possível o ajuste de função para cada regime encontrado nesse estado. No entanto, mesmo ajustando para um regime, não é possível aplicar essa função ajustada para toda a planície.

As principais recomendações são:

→ Foi observado neste trabalho que o arranjo (distribuição espacial) das amostras exerce uma influência na dependência espacial entre as amostras e conseqüentemente na regressão espacial, sugere-se a realização de um estudo da sensibilidade ao arranjo amostral, e principalmente de suficiência amostral, no tocante ao desenvolvimento de modelos de regressão espacial;

→ Quanto ao modelo de mistura espectral sugere-se que seja realizado, se possível, com o uso de sensores hiperspectrais e com alta resolução espacial;

→ Um dos maiores problemas do modelo de mistura espectral é a seleção dos pixels puros (end-members), como sugestão para esse problema, seria o estudo mais profundo da sensibilidade da escolha dos end-members e dos métodos de seleção antes da realização da pesquisa;

→ Ainda relacionado ao modelo de mistura, como foi observado neste trabalho a água apresenta uma mistura tal que o modelo de mistura linear não consegue separar os end-members. Por isso, recomenda-se a construção de modelos de mistura espectral não-lineares.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AALTO, R.; MAURICE-BOURGOIN, L.; DUNNE, T.; MONTGOMERY, D.R.; NITTROUER, C.A.; GUYOT, J.L. Episodic sediment accumulation on Amazonian flood plains influenced by El Niño/ Southern Oscillation. **Nature**, v. 425, n. 2, p. 493-497, Oct 2003.

ALVES, L.F. **The fate of streamwater nitrate entering littoral areas of Amazonian floodplain lake: the role of plankton, periphyton, inundated soils, and sediments.** 1993. 240 p. PhD Thesis, University of Maryland-CEES, College Park. 1993.

AMORIM, M.A. **Estudo da sedimentação recente na várzea do lago Grande de Curuaí, Pará, Brasil.** 2006. 150 p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica Ambiental) – Universidade Federal Fluminense, Niterói. 2006.

AMORIM, M.A.; MOREIRA-TURCQ, P.F.; CARLOS, L.C.S.; TURCQ, B; CORDEIRO, R.C. Caracterização granulométrica e mineralógica dos sedimentos na várzea do Lago Grande de Curuaí, PA: Compreensão da dinâmica sedimentar. In: Congresso da ABEQUA, 10, 9 a 16 de outubro de 2005, Guarapari, Espírito Santo, Brasil. **Anais...**Guarapari: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2005. p.1-6.

ANDERSON, L. O.; LATORRE, M. L.; SHIMABUKURO, Y. E.; ARAI, E.; CARVALHO JUNIOR, O. A. **Sensor MODIS: uma abordagem geral.** São José dos Campos: INPE, 2003. 58p. (INPE-10131-RPQ/752).

ANSELIN, L. **Spatial econometrics: methods and models.** Kluwer Academic Publishers. 1988. 284 p.

ANSELIN, L. **SpaceStat tutorial: a workbook for using SpaceStat in the analysis of spatial data.** Santa Barbara: National Center for Geographic Information and Analysis, 1992. 68 p.

ANSELIN, L. **GeoDa 0.9 user's guide.** Urbana-Champaign, University of Illinois. 2003. 122p.

ARST, H. **Optical properties and remote sensing of multicomponental water bodies.** Chichester, UK: Praxis Publishing, 2003. 238 p.

BAILEY, T.; GATTREL, A. **Interactive spatial data analysis.** London: Longman, 1995. 413p.

BARBOSA, C. C. F, NOVO, E. M. L. M., COSTA, M. Remote sensing for sampling station selection in the study of water circulation from river system and Amazon

floodplain lakes: a methodological proposal. In: Conferência Científica Internacional do Experimento LBA, 2, 2002, Manaus (AM). **Anais...** Manaus, 2002. p. 1-8.

BARBOSA, C. C. F, NOVO, E. M. L. M., CARVALHO, J.C., PEREIRA-FILHO, W.; MANTOVANI, J.E. Caracterização espectral das massas d'água Amazônicas. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 11, 2003, Belo Horizonte (MG). **Anais...** Belo Horizonte, 2003. p. 2419 - 2425.

BARBOSA, C.C.F. **Sensoriamento remoto da dinâmica de circulação da água do sistema planície de Curuaí/ Rio Amazonas.** 2005. 282 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2005.

BARROUX, G. **Etude biogéochimique d'un système lacustre de la plaine d'inondation amazonienne.** 2006. 304 p. These (Docteur en Géochimie des Eaux Continentales) – Université Toulouse III – Paul Sabatier, Toulouse. 2006.

BRAGA, C. Z. F. **Sensoriamento remoto aplicado ao estudo da concentração de clorofila-a, transparência e profundidade da água na Lagoa de Araruama, RJ.** Tese de Doutorado, UFF. Niterói. 1998.

BONNET, M-P; BARROUX; G. SEYLER, P.; PECLY, G.; MOREIRA .TURCQ, P.; LAGANE, C.; COCHONNEAU, G.; VIERS, J.; SEYLER, F.; GUYOT, J.L. Seasonal links between the Amazon corridor and its flood plain: the case of the várzea of Curuaí. In: IAHS Scientific Assembly, 7, Foz do Iguaçu, Brazil. **Proceedings...**Foz do Iguaçu, 2005. p19-26.

BOWERS, D.G.; HARKER, G.E.L.; STEPAN, B. Absorption spectra of inorganic particles in the Irish Sea and their relevance to remote sensing of chlorophyll. **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, n. 12, p. 2449-2460, 1996.

BURROUGH, P.A.; MCDONELL, R.A. **Principles of geographical information systems.** Oxford, Clarendon Press, 1998. 333 p.

BUITEVELD, H.; HARKVOORT, J.H.M.; DONZE, M. The optical properties of pure water. In: Ocean Optics, 12, Kissimmee, USA. **Proceedings...**Kissimmee, 1994. p. 174-183.

BUKATA, R.P.; JEROME, J.H.; KONDRATYEV, K. Y.; POZDNYAKOV, D.V. **Optical Properties and Remote Sensing of Inland and Coastal Waters.** Burlington, Ontario, Canada. Environment Canada, Aquatic Ecosystem Conservation Branch, National Water Research Institute. 1995. 362 p.

BUKATA, R.P.; JEROME, J.H.; BRUTON, J.E.; JAIN, S.C.; ZWICH, H.H. Optical water quality model of Lake Ontario. Determination of the optical cross sections of



organic and inorganic particulates in Lake Ontario. **Appl. Opt.**, v. 20, n. 9, p. 1696-1703, 1981.

BUKATA, R.P.; BRUTON, J.E.; JEROME, J.H. Application of Direct Measurements of Optical Parameters to the Estimation of Lake Water Quality Indicators. **Environmental Canada Inland Waters Directorate Scientific Series**, n. 140, v. 2, p. 1-35, 1985.

CAMARGO, C.G.E.; DRUCK, S.; CÂMARA, G. Análise Espacial de Superfícies. In: DRUCK, S.; CARVALHO, M.S.; CÂMARA, G.; MONTEIRO, A.V.M. (Ed.). **Análise espacial de dados geográficos**. Brasília: EMBRAPA, 2004. cap. 3, p.79-122.

CÂMARA, G.; CARVALHO, M.S. Análise Espacial de Eventos. In: DRUCK, S.; CARVALHO, M.S.; CÂMARA, G.; MONTEIRO, A.V.M. (Ed.). **Análise Espacial de Dados Geográficos**. Brasília: EMBRAPA, 2004. cap. 2, p.55-76.

CÂMARA, G.; CARVALHO, M.S.; CRUZ, O.G.; CORREA, V. Análise Espacial de Áreas. In: DRUCK, S.; CARVALHO, M.S.; CÂMARA, G.; MONTEIRO, A.V.M. (Ed.). **Análise Espacial de Dados Geográficos**. Brasília: EMBRAPA, 2004. cap. 5, p.157-209.

COSTA, M. 2000. **Net primary productivity of aquatic vegetation of the Amazon floodplain: a multi-SAR Satellite Approach**. PhD Thesis, Department of Geography, University of Victoria, Canada.

DAUBECHIES, I. Orthonormal Bases of Compactly Supported Wavelets. **Commun. Pure Appl. Math.**, v. 41, n. 2, p. 909-996, 1988.

DEKKER, A.G. **Detection of optical water quality parameters for eutrophic waters by high resolution remote sensing**. 1995. 222 p. PhD. Thesis. Vrije Universiteit. 1995.

DOSSETO, A.; BOURDON, B.; GAILLARDET, J.; ALLÈGRE, C.J.; FILIZOLA, N. Time scale and conditions of weathering under tropical climate: Study of the Amazon basin with U-series. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 70, n.1, p. 71-89, january 2006.

DUNNE, T.; MERTES, L.A.; MEADE, R.H.; RICHEY, J.; FORSBERG, B.R. Exchanges of sediment between the floodplain and channel of the Amazon River in Brazil. **GSA Bulletin**. v, 110, n. 4, p. 450 – 467, 1998.

ESTEVEZ, F.A. **Fundamentos de limnologia**. 2 ed. Rio de Janeiro: Interciência. 1998. 575p.

FARGE, M. Wavelet Transforms and their Applications to Turbulence. **Ann. Rev. Fluid Mech.**, v. 24, n. 1, p. 395-457, Jan 1992.

FELGUEIRAS, C.A. **Modelagem ambiental com tratamento de incertezas em sistemas de informação geográfica: o paradigma geoestatístico por indicação.** 1999. 215 p. (INPE-8180-TDI/760). Tese (Doutorado em Computação Aplicada) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1999.

FISCH, G., MARENGO, J.A., NOBRE, C. A. Uma Revisão Geral sobre o Clima da Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 28, n.2, p. 101 – 126, 1998.

FILIZOLA, N.P. **O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Bacia Amazônica brasileira.** Brasília-DF:ANEEL, 1999. 63 p.

GALLIE, E.A.; MURTHA, P.A. Specific absorption and backscattering spectra for suspended minerals and chlorophyll *a* in Chilko Lake, British Columbia, **Remote Sensing of Environment**, v. 39, n. 2, p.103-118, 1992.

GITELSON, A. The Peak Near 700 nm on Radiance Spectra of Algae and Water: Relationships of its Magnitude and Position with Chlorophyll Concentration. **Int. J. Remote Sensing**, v, 13, n. 17, p. 3367 – 3373. 1992.

GOODIN, D.G., HAN, L., FRASER, R.N., RUNDQUIST, D.C., STEBBINS, W.A.; SCHALLES, J.F. Analysis of suspended solids in water using remotely sensed high resolution derivative spectra. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**, v, 59, n. 4, p. 505-510, April 1993.

HU, C.; CHEN, Z.; CLAYTON, T.D.; SWARZENSKI, P.; BROCK, J.C.; MULHERKARGER, F.E. Assesment of estuarine water-quality indicators using MODIS medium-resolution bands: Initial results from Tampa Bay, FL. **Remote Sensing of Environment**, v. 93, n.3, p. 423-441, Nov 2005.

HUTCHINSON, G.G. **A treatise on limnology. I geography, physics, and chemistry.** New York, John Wiley. 1957. 1015 p.

HEGGER, R.; KANTZ, H; SCHREIBER, T. Practical implementation of nonlinear time series methods: The TISEAN package. **Chaos an Interdisciplinary Journal of Nonlinear Science**. v. 9, n. 2, p. 413-435, June 1999.

HOLBEN, B. N.; SHIMABUKURO, Y. E. Linear mixing model applied to coarse spatial resolution data from multispectral satellite sensors. **International Journal of Remote Sensing**, v. 14, n. 11, p. 2231-2240, 1993.

HOWARD-WILLIAMS, C.; JUNK, W.J. The decomposition of aquatic macrophytes in the floating meadows of a Central Amazonian várzea lake. **Biogeographica**, v. 7, p. 115-123, 1976.

INTERNATIONAL OCEAN-COLOUR COORDINATING GROUP. Remote sensing of ocean colour in coastal, and other optically-complex, waters. In: Sathyendranath, S.

(ed). **Reports of the international ocean-colour coordinating group**. Dartmouth, Canada: IOCCG, 2000.

IRION, G., JUNK, W. J., DE MELLO, J. A. S. N. The Large Central Amazonian River Floodplains Near Manaus: Geological, Climatological, Hydrological and Geomorphological Aspects. In: JUNK, W. (ed) **The central Amazon floodplain**. Nova York: Springer, 1997. cap. 2, p.23-46.

ISAAKS, E. H.; SRIVASTAVA R. M. **An introduction to applied geostatistics**. New York: Oxford University Press, 1989. 560p.

JENSEN, J. **Remote sensing of the environment: An Earth Resource Perspective**. New Jersey: Prentice Hall, 2000.

JENSEN, J.; KJERVE, B.; RAMSEY, E.; MAGILL, K.; MEDEIROS, C.; SNEED, J. Remote sensing and numerical modeling of suspended sediment in Laguna de Terminos, Campeche, Mexico. **Remote Sensing of Environment**. v. 28, n. , p. 33-44, April – june 1989.

JOURNAL, A.G. **Fundamentals of geostatistics in five lessons**. Stanford Center for Reservoir Forecasting Applied Earth Sciences Department, 1988. 85p.

JUNK, W.J. Áreas inundáveis: um desafio para a limnologia. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 10, no. 4, p. 775-796, 1980.

JUNK, W.J. **The central Amazon floodplain: ecology of a pulsing system**. New York: Springer. 1997. 525p.

JUSTICE, C.O.; VERMOTE, E.; TOWNSHED, J.R.G.; DEFRIES, R.; ROY, D.P.; HALL, D.K.; SALOMONSON, V.V.; PRIVETTE, J.L.; RIGGS, G.; STRAHLER, A.; LUCHT, W.; MYNENI, R.B.; KNYAZIKHIN, Y.; RUNNING, S.W.; NEMANI, R.R.; WAN, Z.; HUETE, A.R.; VAN LEEUWEN, W.; WOLFE, R.E.; GIGLIO, L.; MULLER, J.P.; LEWIS, P.; BARNESLEY, M.J. The moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): land remote sensing for global change research. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, n.4, p. 1228-1247, july 1998.

JUSTICE, C.O.; TOWNSHED, J.R.G.; VERMOTE, E.F.; MASUOKA, E.; WOLFE, R.E.; SALEOUS, N.; ROY, D.P.; MORISETTE, J.T. An overview of MODIS Land data processing and product status. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, n, 1-2, p. 3 –15, 2002.

KALLIOLA, R.; SALO, J.; PUHAKKA, M.; RAJASILTA, M. New site formation and colonizing vegetation in primary succession on the western Amazon floodplains. **Journal of Ecology**. v. 79, n. 4, p. 877-901. 1991.

KAMPEL, M.; NOVO, E.M.L.M. O Sensoriamento Remoto da Cor da Água. In: Souza, R.B. (ed.) **Oceanografia por satélites**. São Paulo: Oficina de Textos, 2005. cap. 12, p.179-196.

KAISER, G. **A friendly guide to wavelets**. Birkhäuser, 1994. 300 p.

KIRK, J.T.O. **Light & photosynthesis in aquatic ecosystems**. Melbourne: Cambridge University Press, 1994. 509p.

KLOIBER, S.M; BREZONIK, P.L; OLMANSON, L.G; BAUER, M.E. A procedure for regional lake water clarity assessment using Landsat multispectral data. **Remote Sensing of Environment**. v. 82, n. 1, p. 38-47, September 2002.

KONDRATYEV, K.YA.; MOSKALENKO, N.K.; POZDNYAKOV, D.V. **Atmospheric Aerosol**. Leningrad: Gidrometeorizdat, 230 pp. 1983

LAU, K.-M.; WENG, H. Climate Signal Detection Using Wavelet Transform: How to make a Time Series Sing. **Bull. Amer. Meteor. Soc**, v. 76, n.12, p. 2391-2402, December 1995.

MANTOVANI, J.E. **Comportamento espectral da água: faixas espectrais de maior sensibilidade ao fitoplâncton na presença de matéria orgânica dissolvida e de matéria inorgânica particulada**. 1993. 99 p. (INPE – 5683-TDI/569) Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1993.

MAURICE-BOURGOIN, L.; MARTINEZ, J. M.; GRÉLAUD, J.; FILIZOLA, N.; BOAVENTURA, G.R. The role of flood plains in the hydrology and sediment dynamics of the Amazon River, Brazil. In: WALLING D. E. e HOROWITZ A. J. (eds.) **Sediment budgets 1 e 2**. Foz do Iguaçu: IAHS Publ. 2005. v. 291, p. 310-322, 2005.

MARTINEZ, J.M.; MAURICE-BOURGOIN, L.; KOSUTH, P.; GUYOT, J.L. Analysis of multitemporal MODIS and Landsat 7 images acquired over Amazonian floodplain lakes for suspended sediments concentrations retrieval. In: International Geosciences And Remote Sensing Symposium (IGARSS), 21-25 july, 2003, Toulouse, **Proceedings**...Toulouse: IEEE, 2003.

MARTINEZ, J.M.; SEYLER, F; MAURICE-BOURGOIN, L.; GUYOT, J.L. Amazon Basin Water Quality Monitoring Using MERIS and MODIS Data. In: Envisat & ERS Symposium, 6 – 11 Sep, 2005, Salzburg. **Proceedings**...Salzburg. ESA, 2005.

MEADE, R. H.; DUNNE, T.; RICHEY, J. E.; SANTOS, U. M.; SALATI, E. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. **Science**, v. 228, n. 4698, p. 488-490. 1985.

MERTES, L.A.K.; SMITH, M.O.; ADAMS, J.B. Estimating suspended sediment concentrations in surface waters of the Amazon River wetlands from Landsat images. **Remote Sens. Environ.** v. 43, n. 3, p. 281-301, March 1993.

MERTES, L.A.K. Rates of floodplain sedimentation on the central Amazon River. **Geology.** v. 22, n. 2, p. 171-174, February 1994.

MERTES, L.A.K.; DANIEL, D.L.; MELACK, J.M.; NELSON, B.; MARTINELLI, A.; FORSBERG, B.R. Spatial patterns of hydrology, geomorphology, and vegetation on the floodplain of the Amazon River in Brazil from a remote sensing perspective. **Geomorphology**, v. 13, n. 2, p. 215-232. 1995.

MERTES, L. A. K.; DUNNE, T.; MARTINELLI, L.A. Channel-floodplain geomorphology along the Solimões-Amazon River, Brazil. **Geol. Soc. of America Bull.**, vol. 108, n. 9, p. 1089-1107, 1996.

MEYERS, S.D.; KELLY, B.G.; O'BRIEN, J.J. An Introduction to Wavelet Analysis in Oceanography and Meteorology: with Application to the Dispersion of Yanai Waves. **Mon. Wea. Rev.** v. 121, n. 10, p. 2858-2866, May 1993.

MELACK, J.M. Amazon floodplain lakes: shape, fetch, and stratification. **Verh Int Ver Limnol**, v. 22, p. 1278-1282, 1984.

MELACK, J. M.; FISHER, T. R. Comparative limnology of tropical floodplain lakes with an emphasis on the central Amazon. **Acta Limnologica Brasiliensia**, v. 3, n. 1, p. 1-48, 1990.

MIRANDA, L.B.; CASTRO, B.M.; KJERFVE, B. **Princípios de oceanografia física de Estuários**. São Paulo: Edusp, 2002. 411 p.

MOBLEY, C.D. **Light and water: radiative transfer in natural waters**. San Diego, Academic Press. 1984. 592 p.

MOLLINIER, M.; GUYOT, J.L.; CALLEDE, J.; GUIMARÃES, V.; OLIVEIRA, E.; FILIZOLA, N. Hydrologie du bassin amazonien. In: Thery H (ed.). **Environnement et developement en Amazonie brésilienne**. Berlin: Paris. 1997. p. 24-41.

MOREIRA-TURCQ, P.F.; JOUANNEAU, B.; TURCQ, B.; SEYLER, P.; WEBER, O. ; GUYOT, J.L. Carbon sedimentation at Lago Grande de Curuaí, a floodplain lake in the low Amazon region: insight into sedimentation rates. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. v. 214, n. 1-2, p. 27-70, 2004.

MORETIN, P.A.; TOLOI, C.M. **Análise de séries temporais**. São Paulo: Edgard Blucher, 2004. 535 p.

MULTI-AUTHOR. **Optics of the ocean**. Moscow: Nauka, v. 1. 1983. 360 p.

NATER, J.; KUTNER, M.H.; NACHTSHEIM, C.J.; WASSERMAN, W. **Applied linear statistical models**. 4 ed. Boston: McGraw-Hill, 1996.

NOLEN, S.L.; WILHM, J.; HOWICK, G. Factors influencing inorganic turbidity in a great plains reservoir. **Hydrobiologia**. v. 123 , n. 2, p. 123:109-117, Abril 1985.

NOVO, E. M. L.M.; SHIMABUKURO, Y.E. Spectral mixture analysis of inland tropical waters. **International Journal of Remote Sensing**, v. 15, n. 6, p. 1351-1356, April 1994.

NOVO, E.M.L.M.; BARBOSA, C.C.F.; FREITAS, R.M.; SHIMABUKURO, Y.; MELACK, J.; PEREIRA-FILHO, W. Seasonal changes in chlorophyll distributions in Amazon floodplain lakes derived from MODIS images. **Japanese Journal of Limnology**, v. 7, n. 2, p. 1-7, August 2006.

MUSH, E.A. Comparison of different methods for chlorophyll and phaeopigment determination. **Archiv für Hydrobiologie, Ergebnisse der Limnologie**, v. 4, n. 1, p. 14-36, 1980.

PADISAK, J. Seasonal succession of phytoplankton in a large shallow lake (Balaton, Hungary): a dynamic approach to ecological memory, its possible role and mechanisms. **Journal of Ecology**, v. 80, n. 2, p. 217-230, 1992.

PADISAK, J. The influence of different disturbance frequencies on the species richness, diversity and equitability of phytoplankton in shallow lakes. **Hydrobiologia**, v. 249, n. 2-3, p. 135-156, 1993.

POZDNYAKOV, D.; GRASSL, H. **Colour of inland and coastal waters: a methodology for Its Interpretation**. Chichester, UK: Praxis Publishing, 2003.

POPE, R.M.; FRY, E.S. Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements. **Applied Optics**, v. 36, n.33, 8710-8723 p, 1997.

PRANCE, G. T. Notes on the vegetation of Amazonia III. The terminology of Amazonian forest types subject to inundation. **Brittonia**, v. 31, n. 1, p 26-38. 1979.

PRIEUR, L.; SATHYENDRANATH, S. An optical classification of coastal and oceanic waters based on the specific spectral absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter, and other particulate materials. **Limnol. Oceanogr.**, v. 26, n. 4, p. 671-689, 1981.

QUIBELL, G. The Effect of Suspended Sediment on Reflectance from Freshwater Algae. **International Journal of Remote Sensing**. V. 12, n. 1, p. 177 – 182. 1991.

REYNOLDS, C. S. Vegetation processes in the pelagic: a model for ecosystem theory. In: O. Kinne (Ed.), **Excellence in ecology**. Oldendorf Luke Germany: Ecology Institute. 1997. 371 p.

RICHARDSON, L. L. LIU, C.; BUISSON, D.; AMBROSIA, V. The Detection of Algal Photosynthetic Accessory Pigments using Visible-Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) Spectral Data. In: Thematic Conference on Marine and Coastal Environments, 2, 1994, New Orleans, USA. **Proceedings...** New Orleans, 1994.

ROLAND, F.; ESTEVES, F.A. Effects of bauxite tailing on PAR attenuation in an Amazonian crystalline water lake. **Hydrobiologia**, v. 377, n. 1-3, p. 1-7, July 1998.

ROSA R.R., SHARMA A.S., VALDIVIA J.A. Characterization of asymmetric fragmentation patterns in spatially extended systems. **International Journal of Modern Physics**, v. 10, n. 1, p. 147-163. 1999.

RUNDQUIST, D. C., HAN, L., SCHALLES, J. F.; PEAKE, J. S. Remote Measurement of Algal Chlorophyll in Surface Waters: The Case for the First Derivative of Reflectance Near 690 nm. **Photogramm. Eng. Remote Sensing**. V. 62, n. 2, p. 192 – 200, Feb. 1996.

RUDORFF, C. M.; NOVO, E. M. L. M.; GALVAO, L. S. Spectral mixture analysis of inland tropical Amazon Floodplain waters using EO-1 Hyperion. In: Geoscience and Remote Sensing Symposium, 6, 2006, Denver, USA. **Proceedings...** Denver, 2006.

SALOMONSON, V.V.; BARKER, J.L. EOS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer: phase C/D status and comments on calibration and georeferencing approaches. In: Annual AAS Guidance and Control Conference, 15., Keyston, Colorado, Feb. 8-12, 1992. **Proceedings...** Keystone, CO: AAS, 1992. Paper AAS 92-004.

SALOMONSON, V.V.; TOLL, D.L. Execution phase (C/D) spectral band characteristics of the EOS Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS-N) facility instrument, **Advances in Space Research**, v.2, n.3, p.231-236, 1990.

SALOMONSON, V. V.; BARNES, W. L.; MAYMON, P.W.; MONTGOMERY, H.E.; OSTROW, H. MODIS: Advanced facility instrument for studies of the Earth as a system, **IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.** v.27, n. 2, p.145–153, 1989.

SHIMABUKURO, Y. E. **Shade images derived from linear mixing models of multispectral measurements of forested areas**. Ph. D. Dissertation, Department of Forest and Wood Sciences, Colorado State University, Fort Collins, Colorado. 1987. 274p.

SHIMABUKURO, Y. E.; SMITH, J. A. The least-squares mixing models to generate fraction images derived from remote sensing multispectral data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 29, n. 1, p. 16-20. January 1991.

SILVA, T.S.F. **Imagens EOS-MODIS e LANDSAT 5 TM no estudo da dinâmica das comunidades de macrófitas na várzea Amazônica**. 2004. 167 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2004.

SIOLI, H. Das wasser inm Amazonasgebiet. **Forsch Forstsch**, v. 26, n. 1, p. 274-280. 1950.

STRAŠKRABA, M. Shallow lakes and reservoirs. In: Wetlands and continental Water bodies. **SBP Academic Publishing**, Netherlands: The Hague, v. 1, p. 425-444, 1990.

STRAHLER, A.; MUCHONEY, D.; BORAK, J.; FRIEDL, M.; GOPAL, S.; LAMBIN, E.; MOODY, A. **MODIS land cover product algorithm theoretical basis document**. Versão 5.0, p. 1-72, may 1999. Disponível em: <modis.gsfc.nasa.gov/data/atdb/atdb\_mod12.pdf>. Acesso em: 7 nov. 2002.

STECH, J.L.; LIMA, I.B.T.; NOVO, E.M.L.M.; SILVA, C.M.; ASSIREU, A.T.; LORENZZETTI, J.A.; CARVALHO, J.C.; BARBOSA, C.C.F; ROSA, R.R. Telemetric Monitoring system for meteorological and limnological data acquisition. **Verh. Internat. Verein. Limnol.**, v. 29, p. 1747-1750, October 2006.

STECH, J.L. **Um estudo comparativo da dinamica da circulação de inverno entre as plataformas continentais das costas sudeste do Brasil e dos Estados Unidos utilizando um modelo numérico**. 1990. 147 p. Tese (Doutorado em Oceanografia Física) – Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo. 1990.

STEVENSON, M.R., LORENZZETTI, J.A., STECH, J.L. & ARLINO, P.R.A. SIMA – An integrated environmental monitoring system. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 7, 2003, Curitiba, PR. **Anais...** Curitiba, 2003.

SMITH, R.C.; BAKER, K.S. Optical properties of the clearest natural waters (200-800 nm). **Applied Optics**, v. 20, n. 2, p. 177-184, 1981.

SOGANDARES, F.M.; FRY, E.S. Absorption spectrum (340-640 nm) of pure water. I. Photothermal measurements. **Applied Optics**, v. 36, n. 33, p. 8699-8709, 1997.

TAM, A.C.; PATEL, C.K.N. Optical absorption of light and heavy water by laser optoacoustic spectroscopy. **Applied Optics**, v. 18, n. 19, 3348-3358, 1979.

THESEIRA, M.A.; THOMAS, G.; TAYLOR, J.C.; GEMMELL, F.; VARJO, J. Sensitivity of mixture modeling to end-member selection. **International Journal of Remote Sensing**, v. 24, n. 7, p. 1559-1575, April 2003.



TORRENCE, C.; COMPO, G.P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 79, n.1, p. 61-78, 1998.

TUNDISI, J. G.; MATSUMURA-TUNDISI, T.; ARANTES JUNIOR, J. D.; TUNDISI, J. E. M.; MANZINI, N. F.; DUCROT, R. The response of Carlos Botelho (Lobo, Broa) reservoir to the passage of cold fronts as reflected by physical, chemical and biological variables. **Braz. J. Biol.**, v. 64, n. 1, p. 177-186, 2004.

VERDIN, J. Monitoring water quality conditions in a large western reservoir with Landsat imagery. **Photogrammetric Engineering & Remote Sensing**. v. 51, n. 2, p. 343-353, 1985.

WETZEL, R.G.; LIKENS, G.E. **Limnological analyses**. 2 ed. London, UK: Academic Press, an Elsevier Imprint. 1991.

WETZEL, R.G. **Limnology: lake and river ecosystems**. 3 ed. London, Uk: Academic Press, an Elsevier Imprint. 2001.

WENG, H., LAU, K. Wavelets, Period Doubling, and Time-Frequency Localization with Application to Organization of Convection over the Tropical Western Pacific. **J. Atmos. Sci.**, v. 51, n. 17, p. 2523-2541, September 1994.

WHITLOCK, C.H.; POOLE, L.R.; URSY, J.W. Comparison of reflectance with backscatter for turbid waters. **Applied Optics**, v. 20, n. 3, p. 517-522. 1981.

YSI. **Environmental Monitoring Systems Operations Manual**. Ohio-USA, 2002. 940 p.



## APÊNDICE A

Rotina escrita no Matlab para realizar a análise de Wavelet da série temporal de turbidez medida pelo SIMA.

```
%WAVETURB, Matlab script for WAVELET, using TURBIDITY dataset
```

```
% input Turbidez time series
```

```
sst = load('turbidez.txt');
```

```
;
```

```
%----- Computation
```

```
% normalize by standard deviation
```

```
variance = std(sst)^2;
```

```
sst = (sst - mean(sst))/sqrt(variance);
```

```
n = length(sst);
```

```
dt = 1 ;
```

```
time = [0:length(turbidez)-1]*dt; % construct time array
```

```
time = [0:length(sst)-1]*dt ; % construct time array
```

```
xlim = [1,3765]; % plotting range x
```

```
ylim = [34,1100]; % plotting range y
```

```
pad = 1; % pad the time series with zeroes (recommended)
```

```
dj = 0.25; % this will do 4 sub-octaves per octave
```

```
s0 = 2*dt; % this says start at a scale of 6 months
```

```
j1 = 7/dj; % this says do 7 powers-of-two with dj sub-octaves each
```

```
lag1 = 0.72; % lag-1 autocorrelation for red noise background
```

```
mother = 'Morlet';
```

```
% Wavelet transform:
```

```
[wave,period,scale,coi] = wavelet(sst,dt,pad,dj,s0,j1,mother);
```

```
power = (abs(wave)).^2 ; % compute wavelet power spectrum
```

```
% Significance levels: (variance=1 for the normalized SST)
```

```
[signif,fft_theor] = wave_signif(1.0,dt,scale,0,lag1,-1,-1,mother);
```

```
sig95 = (signif)*(ones(1,n)); % expand signif --> (J+1)x(N) array
```

```
sig95 = power ./ sig95; % where ratio > 1, power is significant
```

```
% Global wavelet spectrum & significance levels:
```

```
global_ws = variance*(sum(power')/n); % time-average over all times
```

```
dof = n - scale; % the -scale corrects for padding at edges
```

```
global_signif = wave_signif(variance,dt,scale,1,lag1,-1,dof,mother);
```

```
% Scale-average between Turbidity periods of x--y years
```

```
avg = find((scale >= x) & (scale < y));
```

```

Cdelta = 0.776; % this is for the MORLET wavelet
scale_avg = (scale)*(ones(1,n)); % expand scale --> (J+1)x(N) array
scale_avg = power ./ scale_avg; % [Eqn(24)]
scale_avg = variance*dj*dt/Cdelta*sum(scale_avg(avg,:)); % [Eqn(24)]
scaleavg_signif = wave_signif(variance,dt,scale,2,lag1,-1,[2,7.9],mother);

whos

%----- Plotting

%--- Plot time series of Turbidity (SIMA)
subplot('position',[0.1 0.75 0.65 0.2])
plot(time,sst)
set(gca,'XLim',xlim(:))
%set(gca,'YLim',ylim(:))
xlabel('Time (Hours)')
ylabel('Normalized Turbidity (NTU)')
title('a) Temporal Serie of Turbidity')
hold off

%--- Contour plot wavelet power spectrum
subplot('position',[0.1 0.37 0.65 0.28])
levels = [0.0625,0.125,0.25,0.5,1,2,4,8,16] ;
Yticks = 2.^(fix(log2(min(period))):fix(log2(max(period))));
contour(time,log2(period),log2(power),log2(levels));colorbar h; %*** or use
'contourfill'
%imagesc(time,log2(period),log2(power)); %*** uncomment for 'image' plot
xlabel('Time (Hours)')
ylabel('Period (Hours)')
title('b) Turbidity Wavelet Power Spectrum')
set(gca,'XLim',xlim(:))
set(gca,'YLim',log2([min(period),max(period)]), ...
'YDir','reverse', ...
'YTick',log2(Yticks(:)), ...
'YTickLabel',Yticks)
% 95% significance contour, levels at -99 (fake) and 1 (95% signif)
hold on
contour(time,log2(period),sig95,[-99,1],'k');
hold on
% cone-of-influence, anything "below" is dubious
plot(time,log2(coi),'k')
hold off

%--- Plot global wavelet spectrum
subplot('position',[0.77 0.37 0.2 0.28])
plot(global_ws,log2(period))

```

```

hold on
plot(global_signif,log2(period),'--')
hold off
xlabel('Power (NTU^2)')
title('c) Global Wavelet Spectrum')
set(gca,'YLim',log2([min(period),max(period)]), ...
    'YDir','reverse', ...
    'YTick',log2(Yticks(:)), ...
    'YTickLabel','')
set(gca,'XLim',[0,1.25*max(global_ws)])

%--- Plot 2--8 Horas scale-average time series
subplot('position',[0.1 0.07 0.65 0.2])
plot(time,scale_avg)
set(gca,'XLim',xlim(:))
xlabel('Time (Horas)')
ylabel('Avg variance (NTU^2)')
title('d) 2-8 Horas Scale-average Time Series')
hold on
plot(xlim,scaleavg_signif+[0,0],'--')
hold off

% end of code

```



## APÊNDICE B

### Aplicação da Krigagem ordinária para a vazante

#### Modelagem da anisotropia

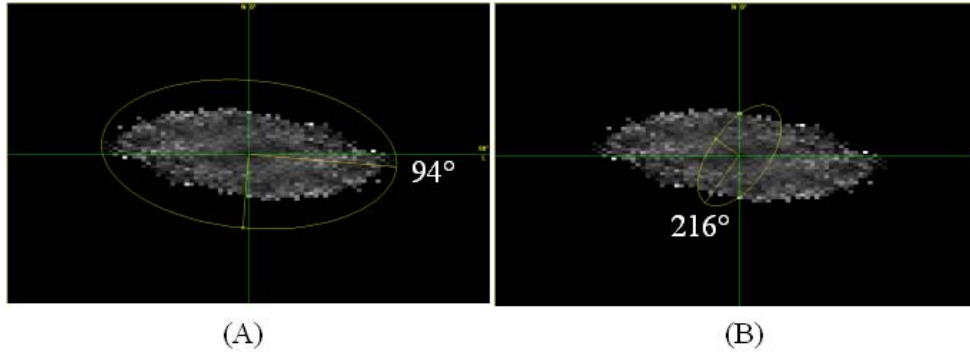


FIGURA B.1: Modelagem de anisotropia da malha amostral de turbidez no estado 4. (A) direção de maior variabilidade; (B) direção de menor variabilidade.

#### Semivariograma

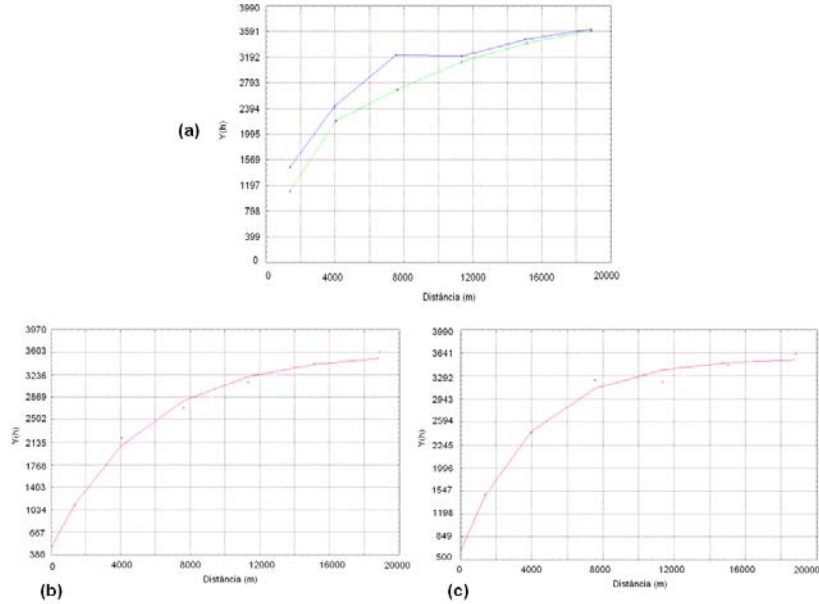


FIGURA B.1: (a) Semivariograma; (b) variograma ajustado na direção de maior variância ( $94^\circ$ ) através de um modelo exponencial; (c) variograma ajustado na direção de menor variância ( $216^\circ$ ) através de um modelo exponencial.

## Equações

A equação 1 mostra a equação utilizada para o ângulo de 94°, e a equação 2 para o ângulo de 216°. A equação 3 mostra a integração dos dois ângulos.

$$\gamma_{94^\circ}(h) = 401 + 3198 \left[ \text{Exp} \left( \sqrt{\left( \frac{h_{94^\circ}}{16424} \right)^2 + \left( \frac{h_{216^\circ}}{\infty} \right)^2} \right) \right] \quad (\text{B.1})$$

$$\gamma_{216^\circ}(h) = 630 + 2937 \left[ \text{Exp} \left( \sqrt{\left( \frac{h_{216^\circ}}{12402} \right)^2 + \left( \frac{h_{94^\circ}}{\infty} \right)^2} \right) \right] \quad (\text{B.2})$$

$$\begin{aligned} \gamma(h) = & 401 + 229 \left[ \text{Exp} \left( \sqrt{\left( \frac{h_{94^\circ}}{\varepsilon} \right)^2 + \left( \frac{h_{216^\circ}}{12402} \right)^2} \right) \right] + 3567 \left[ \text{Exp} \left( \sqrt{\left( \frac{h_{94^\circ}}{16424} \right)^2 + \left( \frac{h_{216^\circ}}{12402} \right)^2} \right) \right] + \\ & + 261 \left[ \text{Exp} \left( \sqrt{\left( \frac{h_{94^\circ}}{16424} \right)^2 + \left( \frac{h_{216^\circ}}{\infty} \right)^2} \right) \right] \end{aligned} \quad (\text{B.3})$$

Essas equações foram utilizadas para poder gerar o mapa de distribuição de turbidez levando em consideração os ângulos de maior e menor variabilidade. Os parâmetros estruturais utilizados para gerar esse mapa podem ser acessados na Tabela B.1.

TABELA B.1: Sumarização dos parâmetros estruturais utilizados na krigeagem para o estado 4.

Número de estruturas:	3		
Efeito pepita:	401		
1° estrutura:	Exponencial	Ângulo de anisotropia:	94°
Contribuição:	229	Maior alcance:	12402
Menor alcance:	$\varepsilon$		
2° estrutura:	Exponencial	Ângulo de anisotropia:	94°
Contribuição:	3567	Maior alcance:	16424
Menor alcance:	12402		



---

3° estrutura:	Exponencial	Ângulo de anisotropia:	94°
Contribuição:	261	Maior alcance:	$\infty$
Menor alcance:	16242		

---



## APÊNDICE C

### Aplicação da Krigagem ordinária para o período de águas baixas

#### Modelagem da anisotropia

O eixo de maior variabilidade encontrado foi de  $94^\circ$  e o eixo de menor variabilidade foi o de  $216^\circ$ .

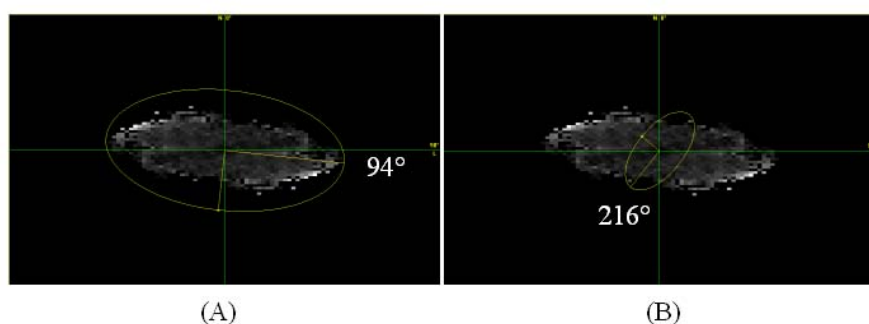


FIGURA C.1: Modelagem de anisotropia da malha amostral de turbidez no estado 2. (A) direção de maior variabilidade; (B) direção de menor variabilidade.

#### Semivariograma

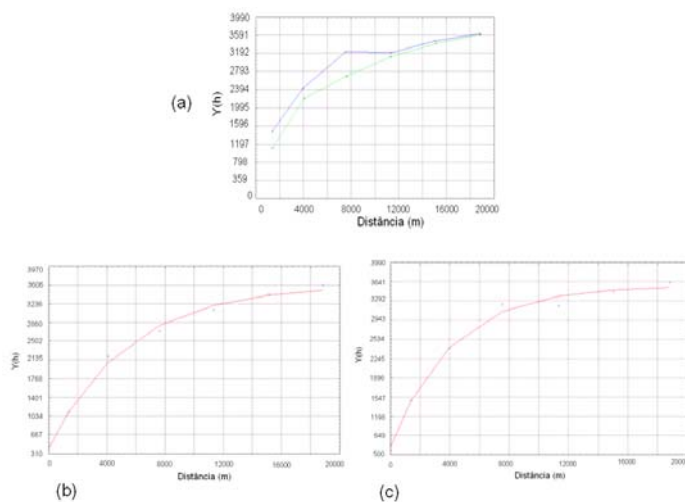


FIGURA C.2: (a) Semivariograma; (b) variograma ajustado na direção de maior variância ( $94^\circ$ ) através de um modelo gaussiano; (c) variograma ajustado na direção de menor variância ( $216^\circ$ ) através de um modelo gaussiano.

As equações para cada ângulo de anisotropia foram montadas e posteriormente integradas (os dois ângulos de anisotropia) para realizar a krigagem levando em consideração a anisotropia. A equação 1 mostra a equação utilizada para o ângulo de 94°, e a equação 2 para o ângulo de 216°. A equação 3 mostra a integração dos dois ângulos.

### Equações

$$\gamma_{94^\circ}(h) = 8420 + 63595[Gau(\sqrt{(\frac{h_{94^\circ}}{9379})^2 + (\frac{h_{216^\circ}}{\infty})^2})] \quad (C.1)$$

$$\gamma_{216^\circ}(h) = 1280 + 74025[Gau(\sqrt{(\frac{h_{216^\circ}}{6140})^2 + (\frac{h_{94^\circ}}{\infty})^2})] \quad (C.2)$$

$$\begin{aligned} \gamma(h) = & 8420 + 7140[Gau(\sqrt{(\frac{h_{94^\circ}}{\varepsilon})^2 + (\frac{h_{216^\circ}}{6140})^2})] + 66885[Gau(\sqrt{(\frac{h_{94^\circ}}{9379})^2 + (\frac{h_{216^\circ}}{6140})^2})] + \\ & + 10430[Gau(\sqrt{(\frac{h_{94^\circ}}{9379})^2 + (\frac{h_{216^\circ}}{\infty})^2})] \end{aligned} \quad (C.3)$$

Essas equações foram utilizadas para poder gerar o mapa de distribuição de turbidez levando em consideração os ângulos de maior e menor variabilidade. Os parâmetros estruturais utilizados para gerar esse mapa podem ser acessados na Tabela C.1.

TABELA C.1: Sumarização dos parâmetros estruturais utilizados na krigagem.

Número de estruturas:	3		
Efeito pepita:	8420		
1° estrutura:	Gaussiano	Ângulo de anisotropia:	94°
Contribuição:	63595	Maior alcance:	9379
Menor alcance:	$\varepsilon$		

2° estrutura:	Gaussiano	Ângulo de anisotropia:	94°
Contribuição:	66885	Maior alcance:	9379
Menor alcance:	6140		
<hr/>			
3° estrutura:	Gaussiano	Ângulo de anisotropia:	94°
Contribuição:	10430	Maior alcance:	$\infty$
Menor alcance:	9379		
<hr/>			



## APÊNDICE D

### Aplicação da Krigagem ordinária para a enchente

#### Modelagem da anisotropia

Tendo realizado uma análise descritiva do conjunto amostral, o próximo passo foi a análise da ocorrência de anisotropia nas amostras de turbidez. Na Figura D.1 pode ser observado que as amostras coletadas em fevereiro de 2004 apresentam anisotropia. O eixo de maior variabilidade encontrado foi de  $94^\circ$  e o eixo de menor variabilidade foi o de  $216^\circ$ .

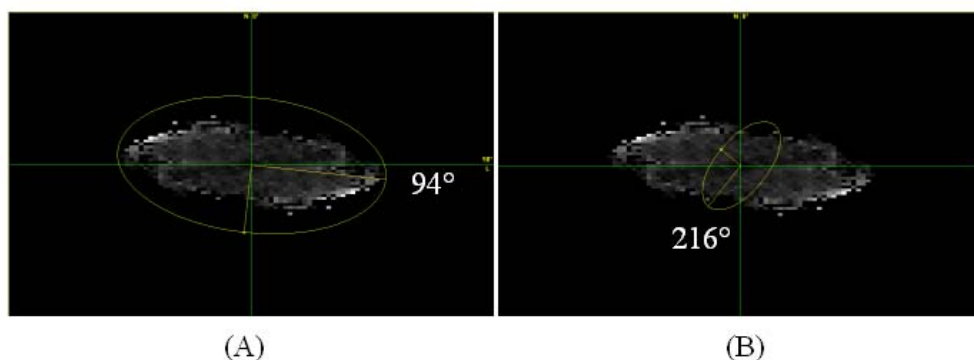


FIGURA D.1: Modelagem de anisotropia da malha amostral de turbidez no estado 3. (A) direção de maior variabilidade; (B) direção de menor variabilidade.

A Figura D.2 mostra o semivariograma calculado para as amostras e seus ajustes. Para a direção de maior variabilidade ( $94^\circ$ ), as amostras estão correlacionadas espacialmente até aproximadamente 18 km de distância, a partir deste ponto não existe mais dependência espacial entre as amostras, isso porque a diferença entre pares de amostras torna-se aproximadamente constante. Para a direção de menor variabilidade ( $216^\circ$ ), as amostras se mostram correlacionadas até aproximadamente 16,5 km. Os semivariogramas foram ajustados a um modelo gaussiano.

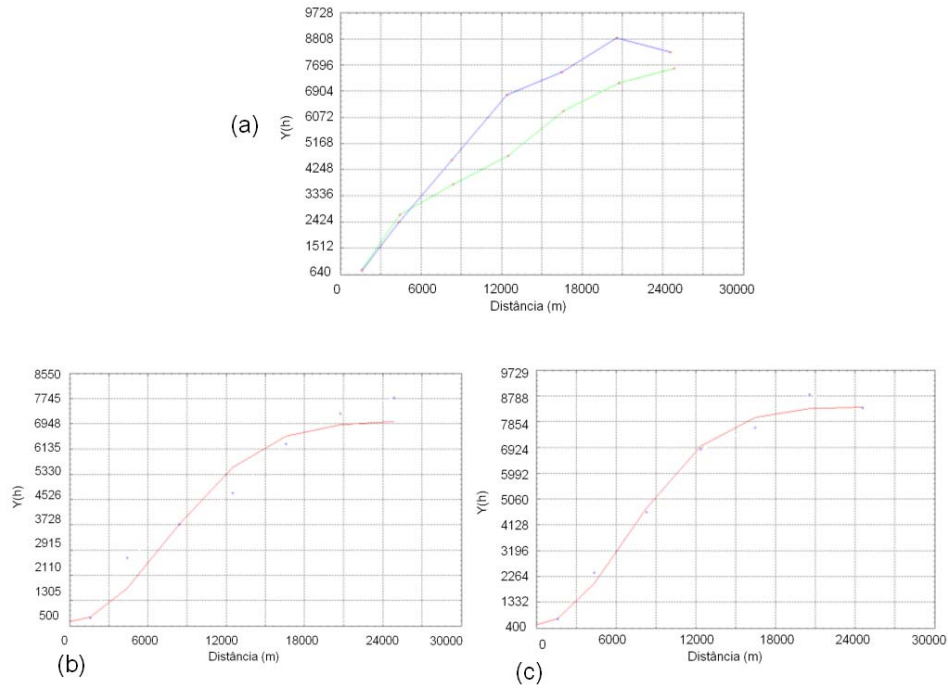


FIGURA D.2: (a) Semivariograma; (b) variograma ajustado na direção de maior variância ( $94^\circ$ ) através de um modelo gaussiano; (c) variograma ajustado na direção de menor variância ( $216^\circ$ ) através de um modelo gaussiano.

Com os parâmetros derivados da modelagem variográfica, foi possível a montagem das equações para a aplicação da krigagem considerando a anisotropia. A equação 1 mostra a equação utilizada para o ângulo de  $94^\circ$ , e a equação 2 para o ângulo de  $216^\circ$ . A equação 3 mostra a integração dos dois ângulos.

$$\gamma_{94^\circ}(h) = 619 + 6404 \left[ \text{Gau} \left( \sqrt{\left( \frac{h_{94^\circ}}{17924} \right)^2 + \left( \frac{h_{216^\circ}}{\infty} \right)^2} \right) \right] \quad (\text{D.1})$$

$$\gamma_{216^\circ}(h) = 505 + 7884 \left[ \text{Gau} \left( \sqrt{\left( \frac{h_{216^\circ}}{16436} \right)^2 + \left( \frac{h_{94^\circ}}{\infty} \right)^2} \right) \right] \quad (\text{D.2})$$

$$\begin{aligned} \gamma(h) = & 619 + 114 \left[ \text{Gau} \left( \sqrt{\left( \frac{h_{94^\circ}}{\varepsilon} \right)^2 + \left( \frac{h_{216^\circ}}{16436} \right)^2} \right) \right] + 7770 \left[ \text{Gau} \left( \sqrt{\left( \frac{h_{94^\circ}}{17924} \right)^2 + \left( \frac{h_{216^\circ}}{16436} \right)^2} \right) \right] + \\ & + 1480 \left[ \text{Gau} \left( \sqrt{\left( \frac{h_{94^\circ}}{17924} \right)^2 + \left( \frac{h_{216^\circ}}{\infty} \right)^2} \right) \right] \end{aligned} \quad (\text{D.3})$$



Essas equações foram utilizadas para poder gerar o mapa de distribuição de turbidez levando em consideração os ângulos de maior e menor variabilidade. Os parâmetros estruturais utilizados para gerar esse mapa podem ser acessados na Tabela D.1.

TABELA D.1: Sumarização dos parâmetros estruturais utilizados na krigagem.

Número de estruturas:	3		
Efeito pepita:	619		
1° estrutura:	Gaussiano	Ângulo de anisotropia:	94°
Contribuição:	114	Maior alcance:	16436
Menor alcance:	$\epsilon$		
2° estrutura:	Gaussiano	Ângulo de anisotropia:	94°
Contribuição:	7770	Maior alcance:	17924
Menor alcance:	16436		
3° estrutura:	Gaussiano	Ângulo de anisotropia:	94°
Contribuição:	1480	Maior alcance:	$\infty$
Menor alcance:	17924		



## APÊNDICE E

### Aplicação da Krigagem ordinária para o período de águas altas

#### Modelagem da anisotropia

Na Figura E.1 pode ser observado que as amostras coletadas em junho de 2004 apresentam anisotropia. O eixo de maior variabilidade encontrado foi de  $100^\circ$  e o eixo de menor variabilidade foi o de  $233^\circ$ .

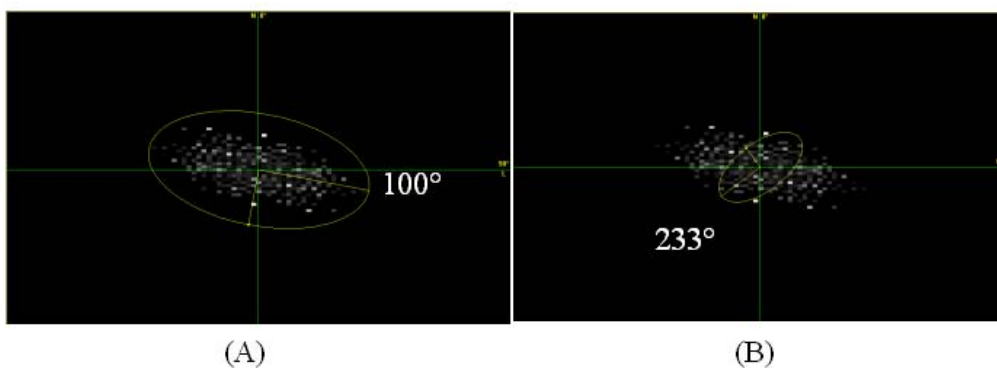


FIGURA E.1: Modelagem de anisotropia da malha amostral de turbidez no estado 1. (A) direção de maior variabilidade; (B) direção de menor variabilidade.

O semivariograma calculado para as amostras e seus ajustes pode ser visualizado na Figura E.2. Para a direção de maior variabilidade ( $100^\circ$ ), as amostras estão correlacionadas espacialmente até aproximadamente 12 km de distância, a partir deste ponto não existe mais dependência espacial entre as amostras, isso porque a diferença entre pares de amostras torna-se aproximadamente constante. Para a direção de menor variabilidade ( $233^\circ$ ), as amostras se mostram correlacionadas até aproximadamente 14,66 km. Os semivariogramas foram ajustados a um modelo gaussiano.

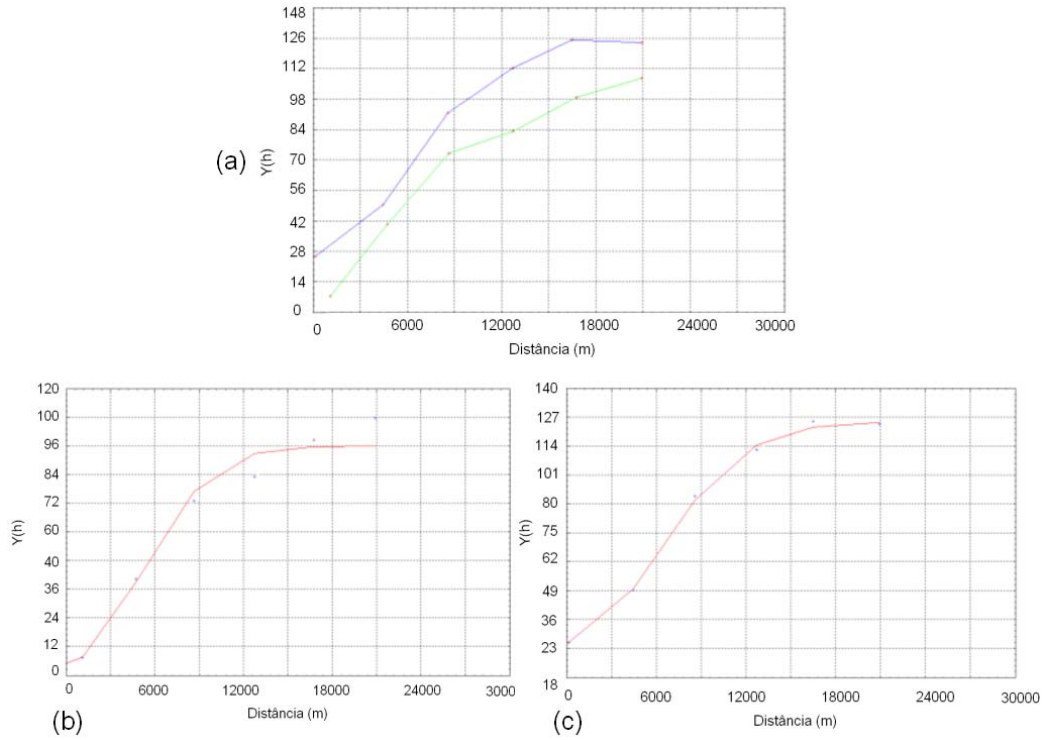


FIGURA E.2: (A) Semivariograma; (B) variograma ajustado na direção de maior variância ( $100^\circ$ ) através de um modelo gaussiano; (C) variograma ajustado na direção de menor variância ( $233^\circ$ ) através de um modelo gaussiano.

Para a modelagem da anisotropia as seguintes equações foram utilizadas: equação 1 mostra a equação utilizada para o ângulo de  $100^\circ$ , e a equação 2 para o ângulo de  $233^\circ$ . A equação 3 mostra a integração dos dois ângulos.

$$\gamma_{100^\circ}(h) = 4,98 + 90,99[Gau(\sqrt{(\frac{h_{100^\circ}}{12003})^2 + (\frac{h_{233^\circ}}{\infty})^2})] \quad (E.1)$$

$$\gamma_{233^\circ}(h) = 25,43 + 99,19[Gau(\sqrt{(\frac{h_{233^\circ}}{14637})^2 + (\frac{h_{100^\circ}}{\infty})^2})] \quad (E.2)$$

$$\begin{aligned} \gamma(h) = & 4,98 + 20,45[Gau(\sqrt{(\frac{h_{100^\circ}}{\varepsilon})^2 + (\frac{h_{233^\circ}}{14637})^2})] + 119,64[Gau(\sqrt{(\frac{h_{100^\circ}}{12003})^2 + (\frac{h_{233^\circ}}{14637})^2})] + \\ & + 8,2[Gau(\sqrt{(\frac{h_{100^\circ}}{12003})^2 + (\frac{h_{233^\circ}}{\infty})^2})] \quad (E.3) \end{aligned}$$

Essas equações foram utilizadas para poder gerar o mapa de distribuição de turbidez levando em consideração os ângulos de maior e menor variabilidade. Os parâmetros estruturais utilizados para gerar esse mapa podem ser acessados na Tabela E.1.

TABELA E.1: Sumarização dos parâmetros estruturais utilizados na krigagem.

Número de estruturas:	3		
Efeito pepita:	4.98		
1° estrutura:	Gaussiano	Ângulo de anisotropia:	100°
Contribuição:	20,45	Maior alcance:	14637
Menor alcance:	$\varepsilon$		
2° estrutura:	Gaussiano	Ângulo de anisotropia:	100°
Contribuição:	119,64	Maior alcance:	14637
Menor alcance:	12003		
3° estrutura:	Gaussiano	Ângulo de anisotropia:	100°
Contribuição:	8,2	Maior alcance:	$\infty$
Menor alcance:	12003		



## APÊNDICE F

### Áreas homogêneas - 23 de Junho de 2006

#### Modelagem da anisotropia

Na Figura F.1 pode ser observado que as amostras coletadas em 23 junho de 2006 apresentam anisotropia. O eixo de maior variabilidade encontrado foi de  $46^\circ$  e o eixo de menor variabilidade foi o de  $103^\circ$ .

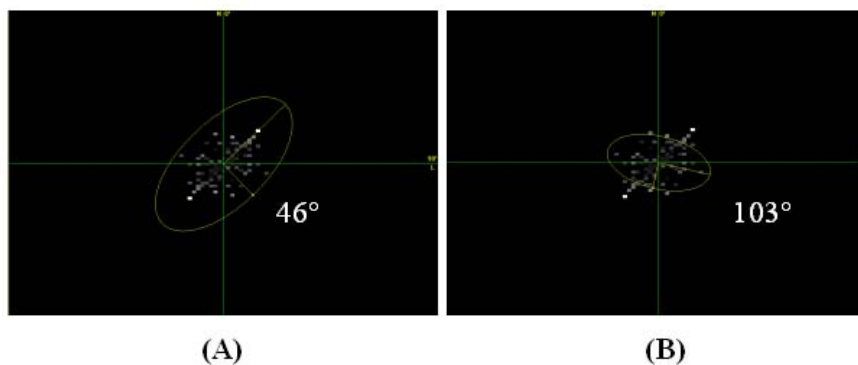


FIGURA F.1: Modelagem de anisotropia da malha amostral de turbidez no estado 1. (A) direção de maior variabilidade; (B) direção de menor variabilidade.

A Figura F.2 mostra o semivariograma calculado para as amostras e seus ajustes. Para a direção de maior variabilidade ( $46^\circ$ ), as amostras estão correlacionadas espacialmente até aproximadamente 2 km de distância, a partir deste ponto não existe mais dependência espacial entre as amostras, isso porque a diferença entre pares de amostras torna-se aproximadamente constante. Para a direção de menor variabilidade ( $103^\circ$ ), as amostras se mostram correlacionadas até aproximadamente 1,30 km. Os semivariogramas foram ajustados a um modelo gaussiano.

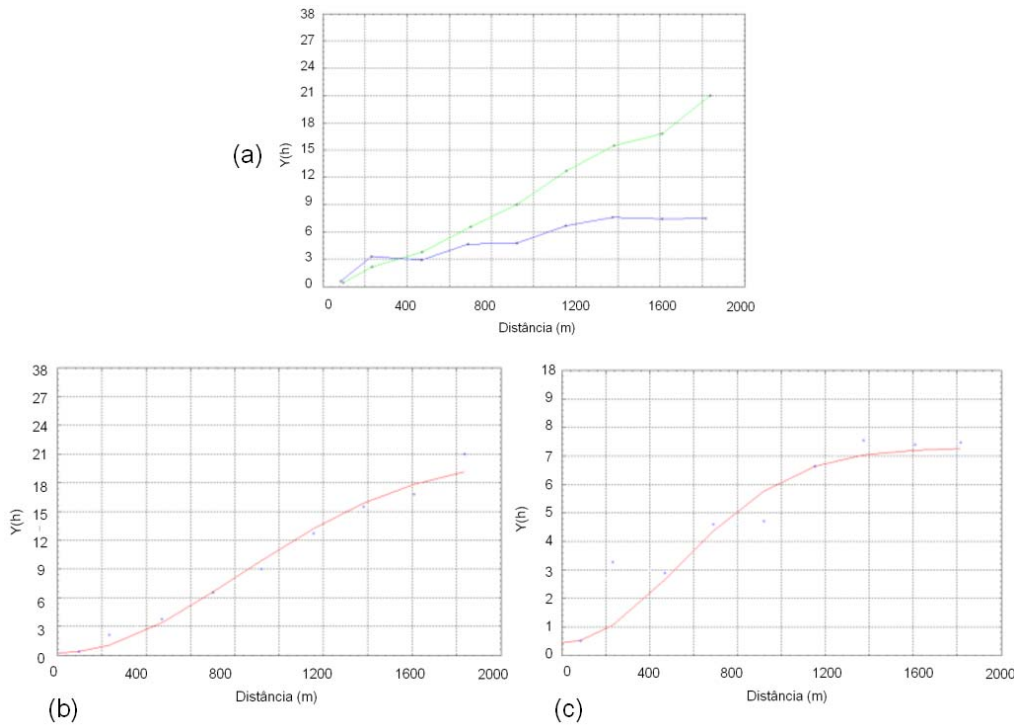


FIGURA F.2: (A) Semivariograma; (B) variograma ajustado na direção de maior variância ( $46^\circ$ ) através de um modelo gaussiano; (C) variograma ajustado na direção de menor variância ( $103^\circ$ ) através de um modelo gaussiano.

Depois de ter realizado a modelagem da anisotropia e a análise variográfica, foi montada uma equação para cada ângulo de anisotropia e posteriormente foi integrado as duas equações (os dois ângulos de anisotropia) para realizar a krigagem levando em consideração a anisotropia. A equação 1 mostra a equação utilizada para o ângulo de  $46^\circ$ , e a equação 2 para o ângulo de  $103^\circ$ . A equação 3 mostra a integração dos dois ângulos.

$$\gamma_{94^\circ}(h) = 0,200 + 20,578[Gau(\sqrt{(\frac{h_{46^\circ}}{2004,150})^2 + (\frac{h_{103^\circ}}{\infty})^2})] \quad (F.1)$$

$$\gamma_{216^\circ}(h) = 0,419 + 6,843[Gau(\sqrt{(\frac{h_{103^\circ}}{1294,204})^2 + (\frac{h_{46^\circ}}{\infty})^2})] \quad (F.2)$$



$$\begin{aligned} \gamma(h) = & 0,200 + 0,219[Gau(\sqrt{(\frac{h_{46^\circ}}{\varepsilon})^2 + (\frac{h_{103^\circ}}{1294,204})^2})] + 20,778[Gau(\sqrt{(\frac{h_{46^\circ}}{2004,150})^2 + (\frac{h_{103^\circ}}{1294,204})^2})] + \\ & + 13,735[Gau(\sqrt{(\frac{h_{46^\circ}}{2004,150})^2 + (\frac{h_{103^\circ}}{\infty})^2})] \end{aligned} \quad (F.3)$$

Essas equações foram utilizadas para poder gerar o mapa de distribuição de turbidez levando em consideração os ângulos de maior e menor variabilidade. Os parâmetros estruturais utilizados para gerar esse mapa podem ser acessados na Tabela F.1.

TABELA F.1: Sumarização dos parâmetros estruturais utilizados na krigeagem.

Número de estruturas:	3		
Efeito pepita:	0.200		
1° estrutura:	Gaussiano	Ângulo de anisotropia:	46°
Contribuição:	0,219	Maior alcance:	1294.20
Menor alcance:	$\varepsilon$		
2° estrutura:	Gaussiano	Ângulo de anisotropia:	46°
Contribuição:	20,778	Maior alcance:	2004.15
Menor alcance:	1294.20		
3° estrutura:	Gaussiano	Ângulo de anisotropia:	46°
Contribuição:	13,735	Maior alcance:	$\infty$
Menor alcance:	2004.150		



## APÊNDICE G

### Áreas homogêneas - 27 de Junho de 2006

#### Modelagem da anisotropia

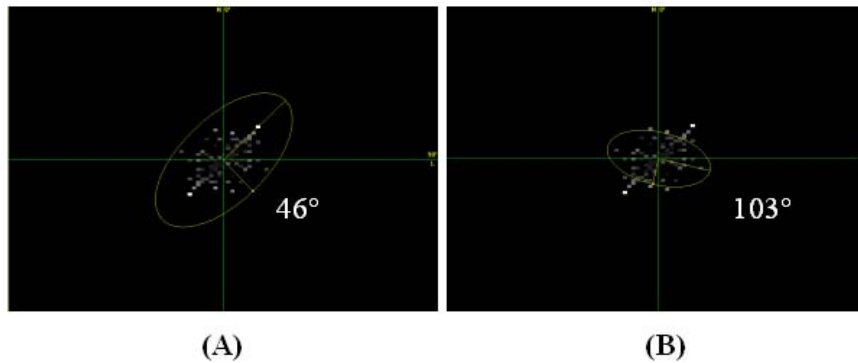


FIGURA G.1: Modelagem de anisotropia da malha amostral de turbidez no estado 1. (A) direção de maior variabilidade; (B) direção de menor variabilidade.

A Figura G.2 mostra o semivariograma calculado para as amostras e seus ajustes. Para a direção de maior variabilidade ( $46^\circ$ ), as amostras estão correlacionadas espacialmente até aproximadamente 3,84 km de distância, a partir deste ponto não existe mais dependência espacial entre as amostras, isso porque a diferença entre pares de amostras torna-se aproximadamente constante. Para a direção de menor variabilidade ( $103^\circ$ ), as amostras se mostram correlacionadas até aproximadamente 2,20 km. Os semivariogramas foram ajustados a um modelo gaussiano.

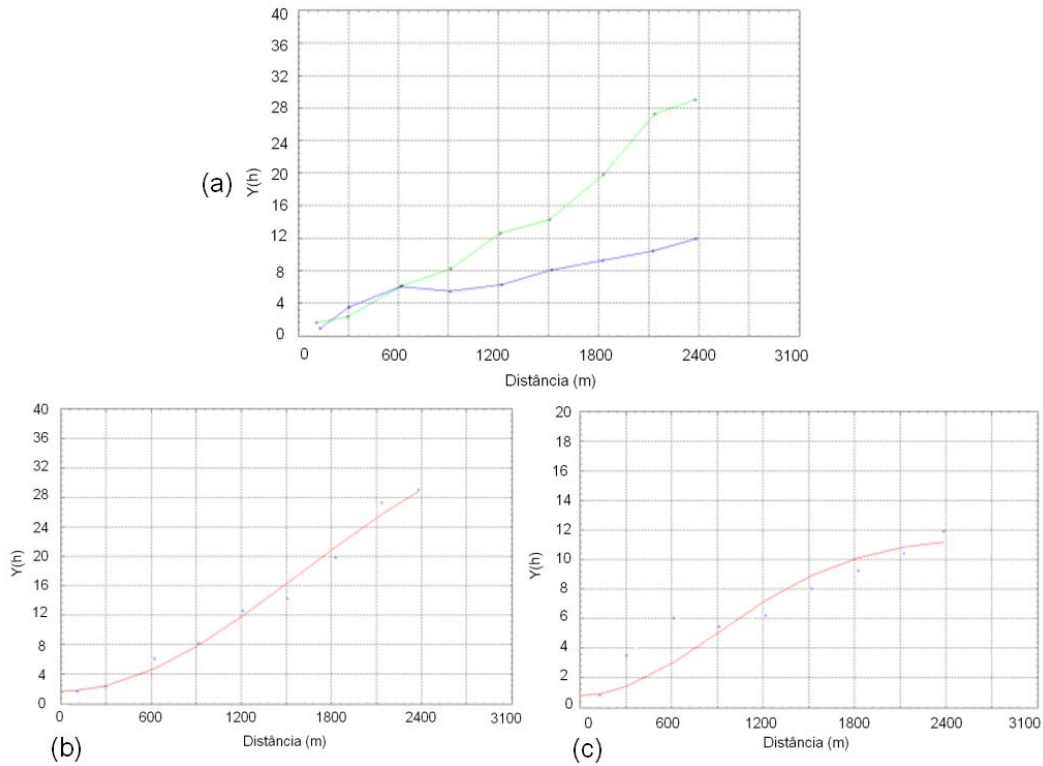


FIGURA G.2: (a) Semivariograma; (b) variograma ajustado na direção de maior variância ( $46^\circ$ ) através de um modelo gaussiano; (c) variograma ajustado na direção de menor variância ( $103^\circ$ ) através de um modelo gaussiano.

Para que a krigeagem representasse melhor a distribuição das amostras a anisotropia das amostras foi considerada. Para tanto, foi utilizada a equação: equação 1 para o ângulo de  $46^\circ$ , e a equação 2 para o ângulo de  $103^\circ$ . A equação 3 mostra a integração dos dois ângulos.

$$\gamma_{94^\circ}(h) = 0,200 + 20,578[Gau(\sqrt{(\frac{h_{46^\circ}}{2004,150})^2 + (\frac{h_{103^\circ}}{\infty})^2})] \quad (G.1)$$

$$\gamma_{216^\circ}(h) = 0,419 + 6,843[Gau(\sqrt{(\frac{h_{103^\circ}}{1294,204})^2 + (\frac{h_{46^\circ}}{\infty})^2})] \quad (G.2)$$

$$\begin{aligned} \gamma(h) = & 0,200 + 0,219[Gau(\sqrt{(\frac{h_{46^\circ}}{\varepsilon})^2 + (\frac{h_{103^\circ}}{1294,204})^2})] + 20,778[Gau(\sqrt{(\frac{h_{46^\circ}}{2004,150})^2 + (\frac{h_{103^\circ}}{1294,204})^2})] + \\ & + 13,735[Gau(\sqrt{(\frac{h_{46^\circ}}{2004,150})^2 + (\frac{h_{103^\circ}}{\infty})^2})] \end{aligned} \quad (G.3)$$

Essas equações foram utilizadas para poder gerar o mapa de distribuição de turbidez levando em consideração os ângulos de maior e menor variabilidade. Os parâmetros estruturais utilizados para gerar esse mapa podem ser acessados na Tabela G.1.

TABELA G.1: Sumarização dos parâmetros estruturais utilizados na krigeagem.

Número de estruturas:	3		
Efeito pepita:	1,663		
1° estrutura:	Gaussiano	Ângulo de anisotropia:	46°
Contribuição:	39,652	Maior alcance:	2202,35
Menor alcance:	$\varepsilon$		
2° estrutura:	Gaussiano	Ângulo de anisotropia:	46°
Contribuição:	41,31	Maior alcance:	3843,84
Menor alcance:	2202,35		
3° estrutura:	Gaussiano	Ângulo de anisotropia:	46°
Contribuição:	28,98	Maior alcance:	$\infty$
Menor alcance:	3843,84		



## APÊNDICE H

### MLME aplicado às imagens EOS-MODIS de 2003

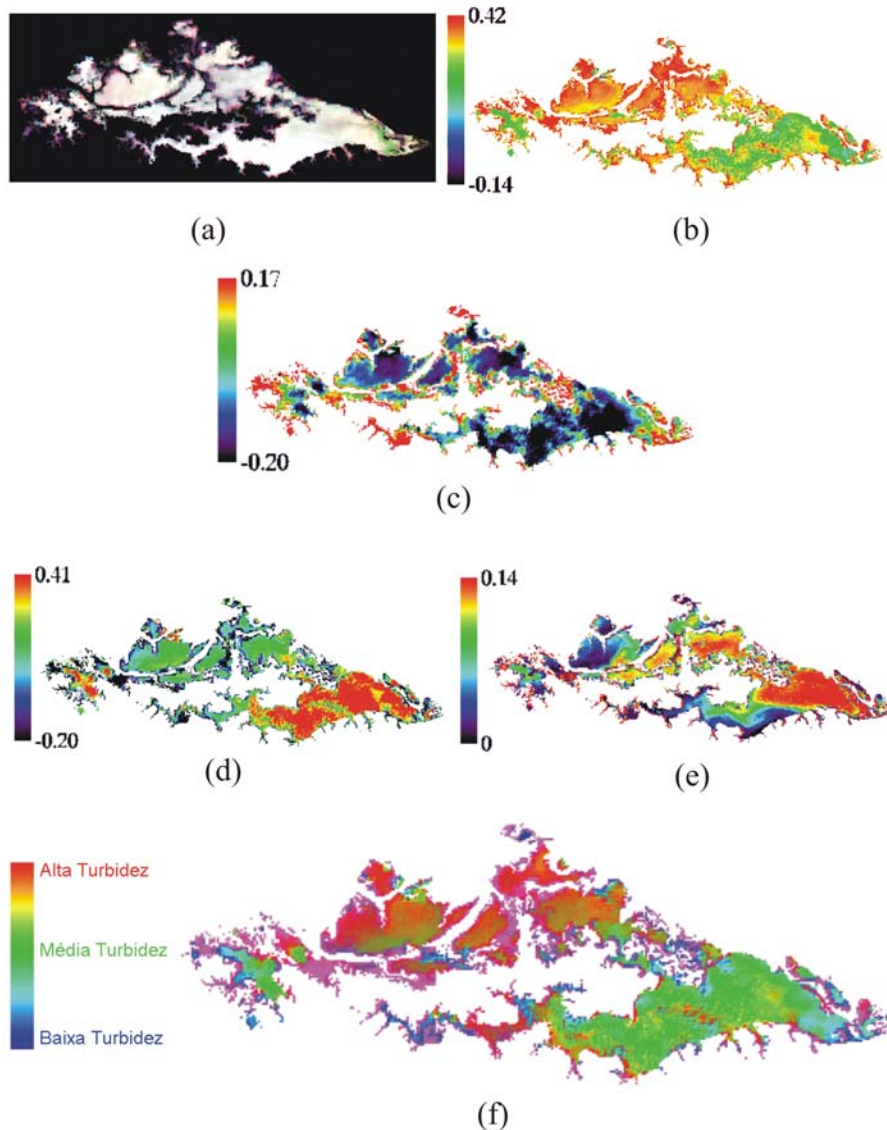


FIGURA H.1: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 5 de janeiro de 2003. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

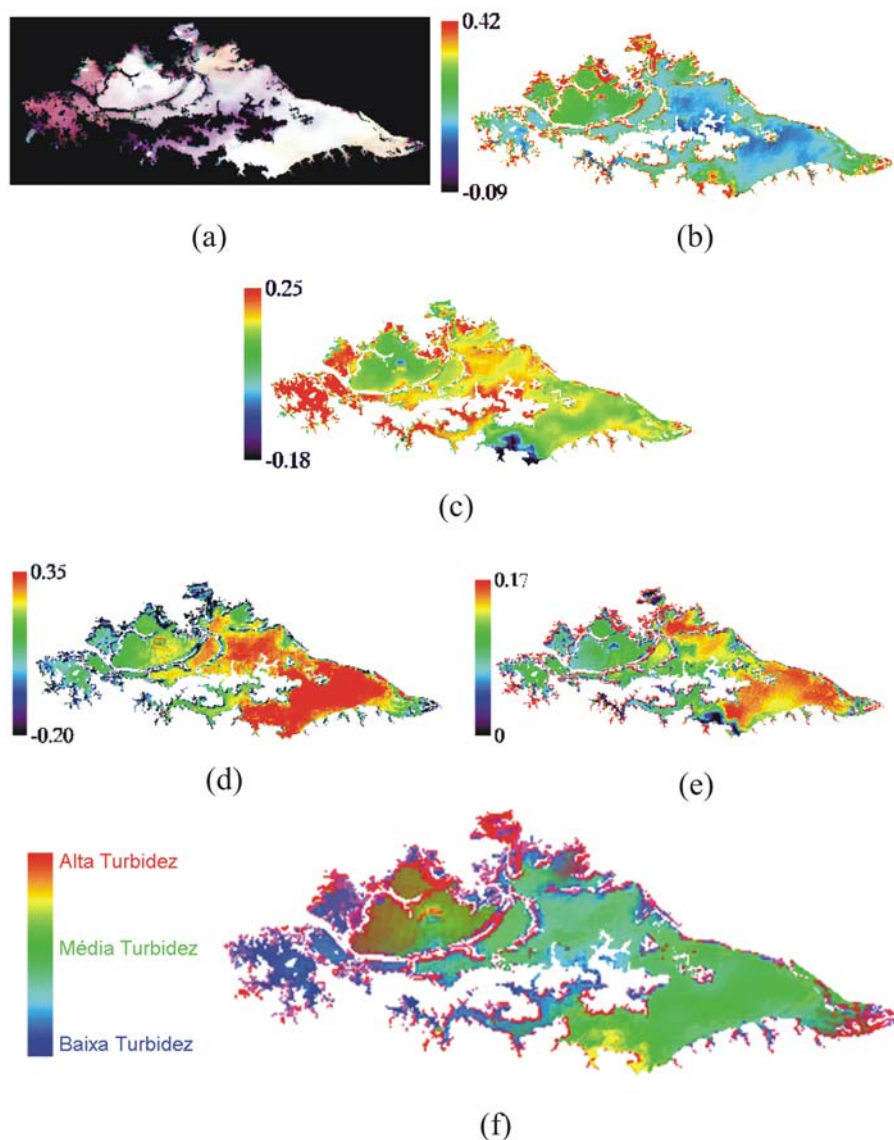


FIGURA H.2: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 23 março de 2003. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.



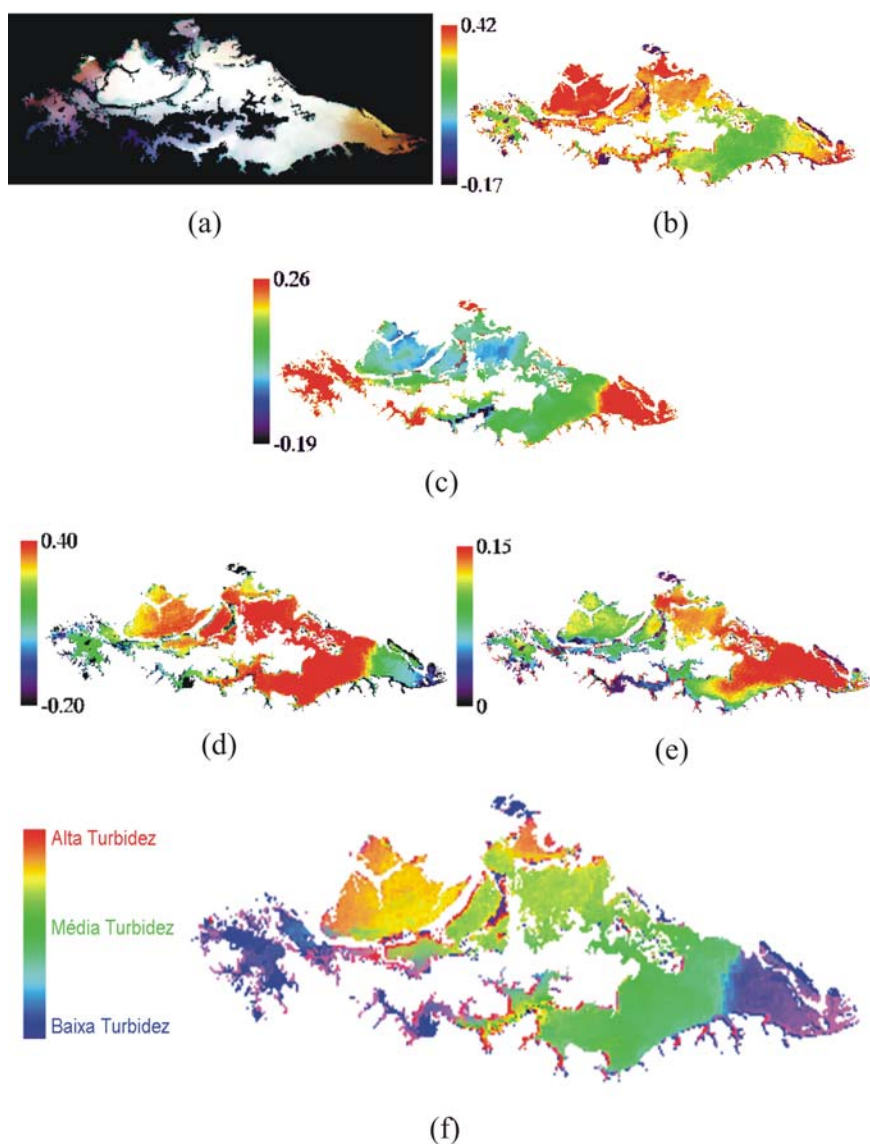


FIGURA H.3: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 8 de abril de 2003. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

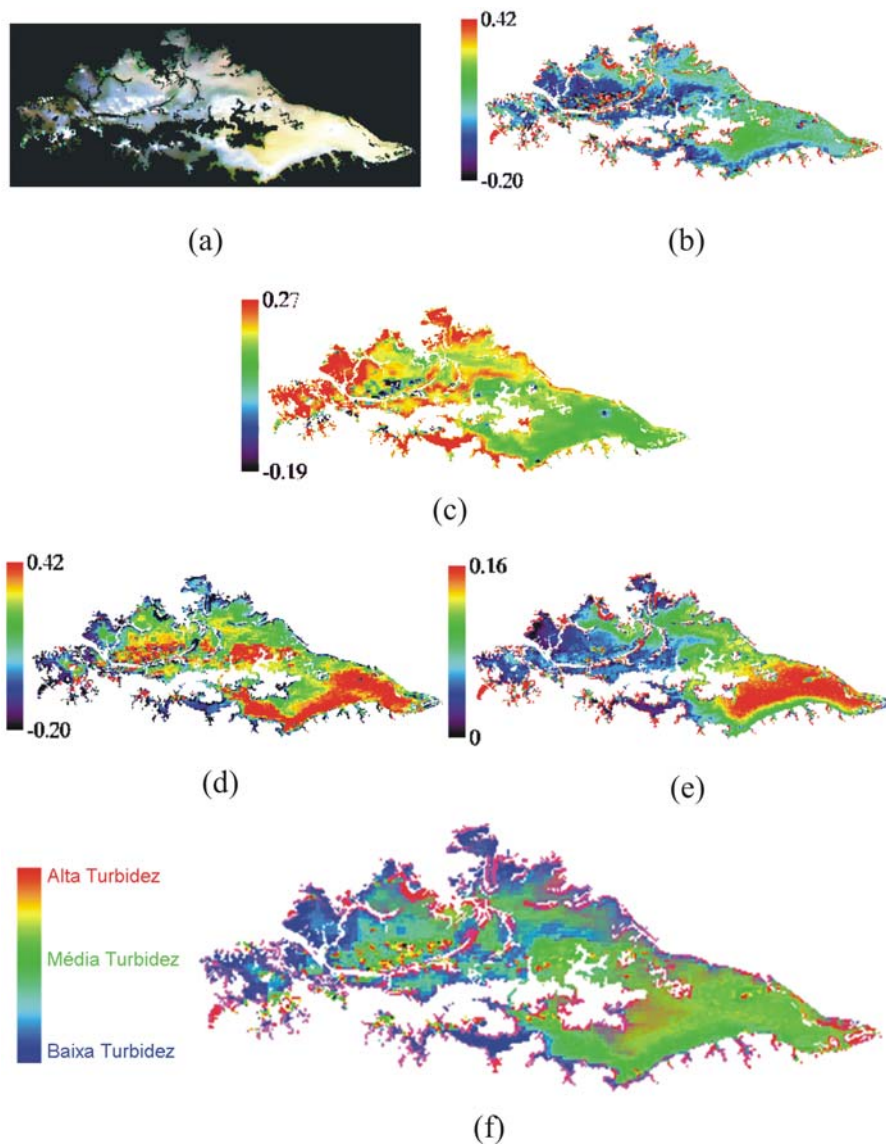


FIGURA H.4: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 22 de maio de 2003. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

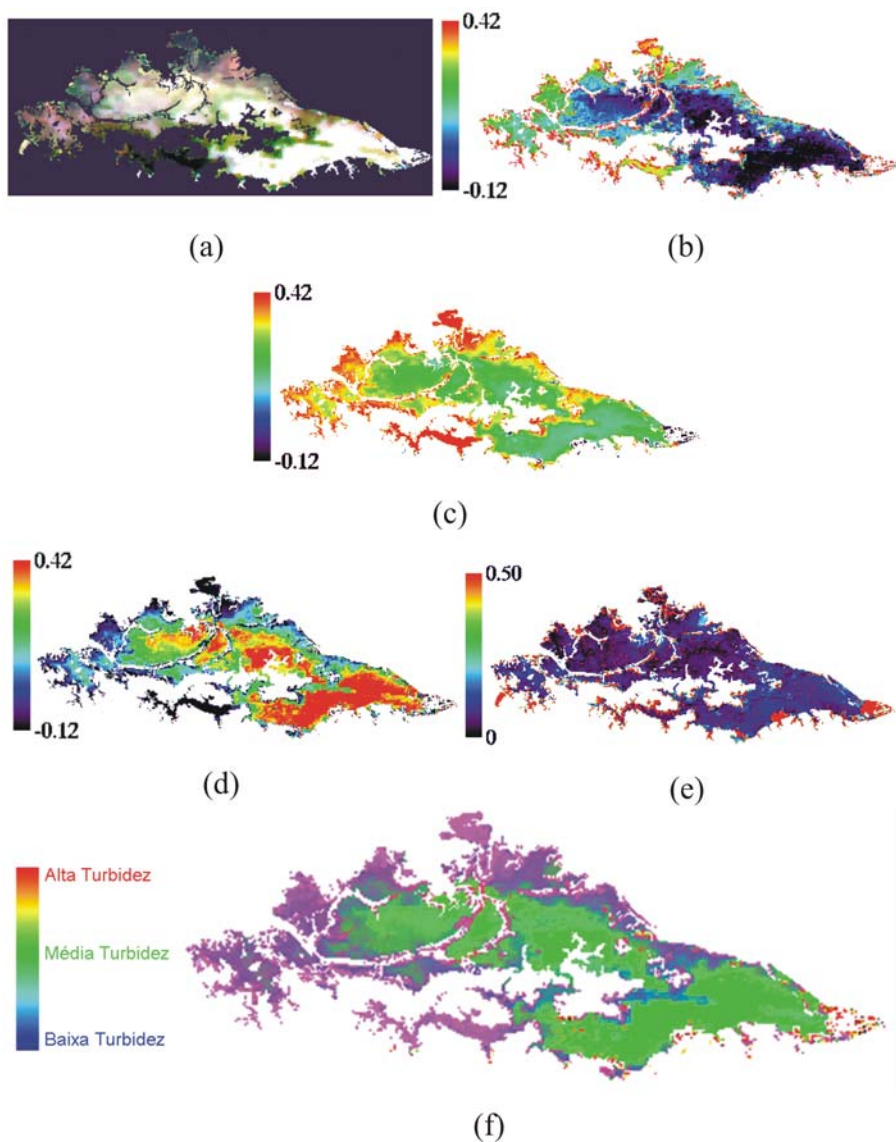


FIGURA H.5: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 27 de junho de 2003. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

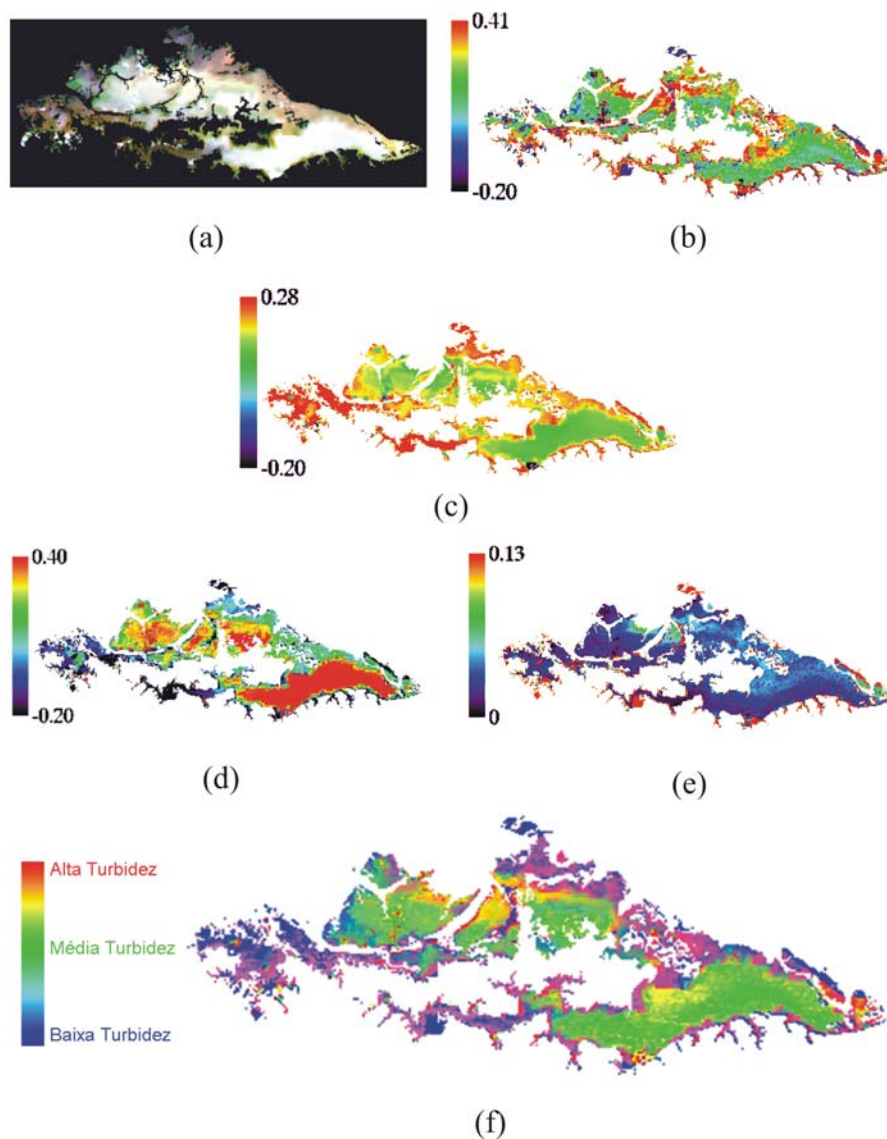


FIGURA H.6: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 18 julho de 2003. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

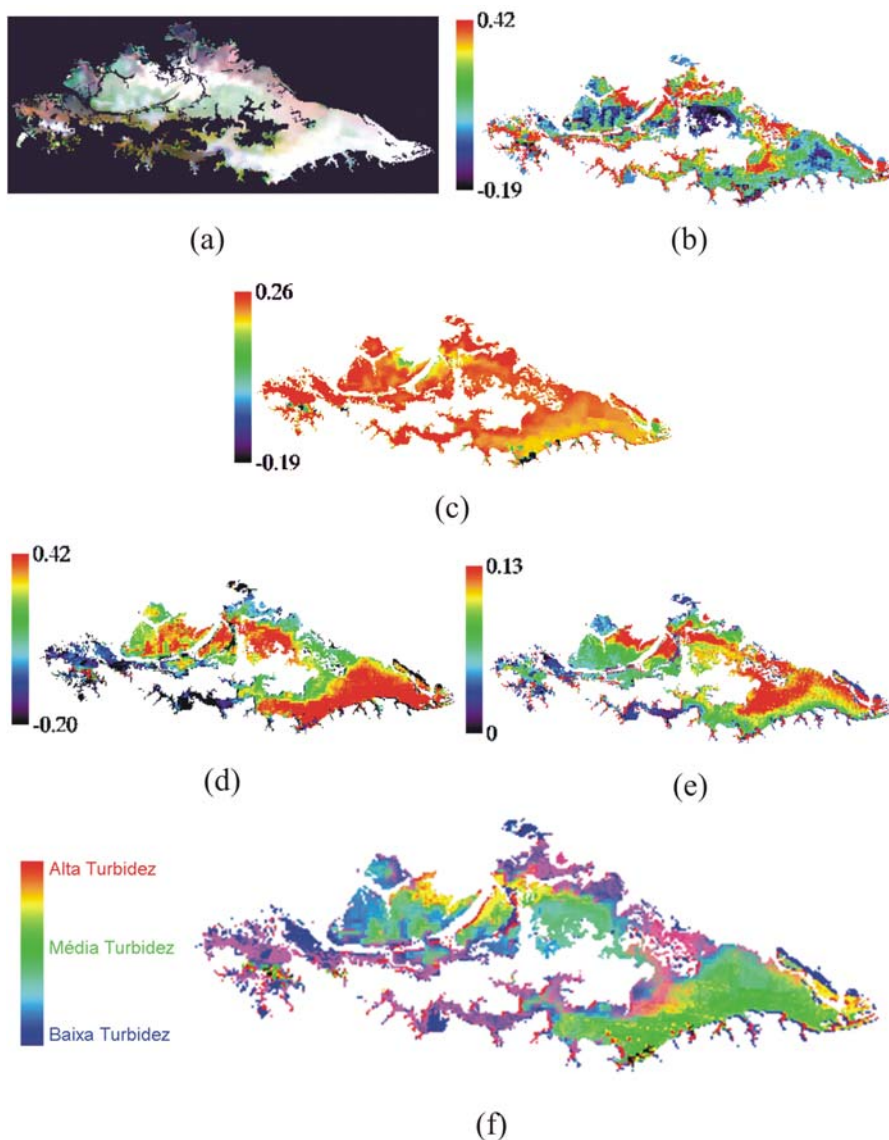


FIGURA H.7: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para 20 de julho de 2003. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

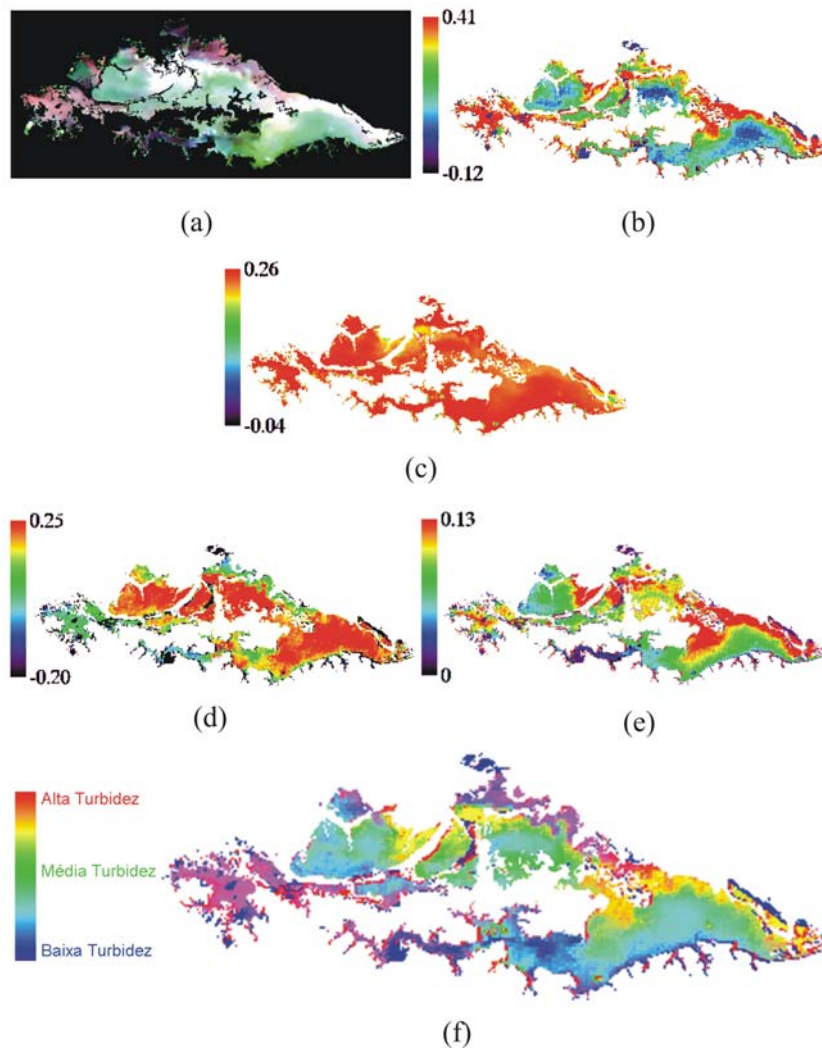


FIGURA H.8: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 5 de agosto de 2003. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

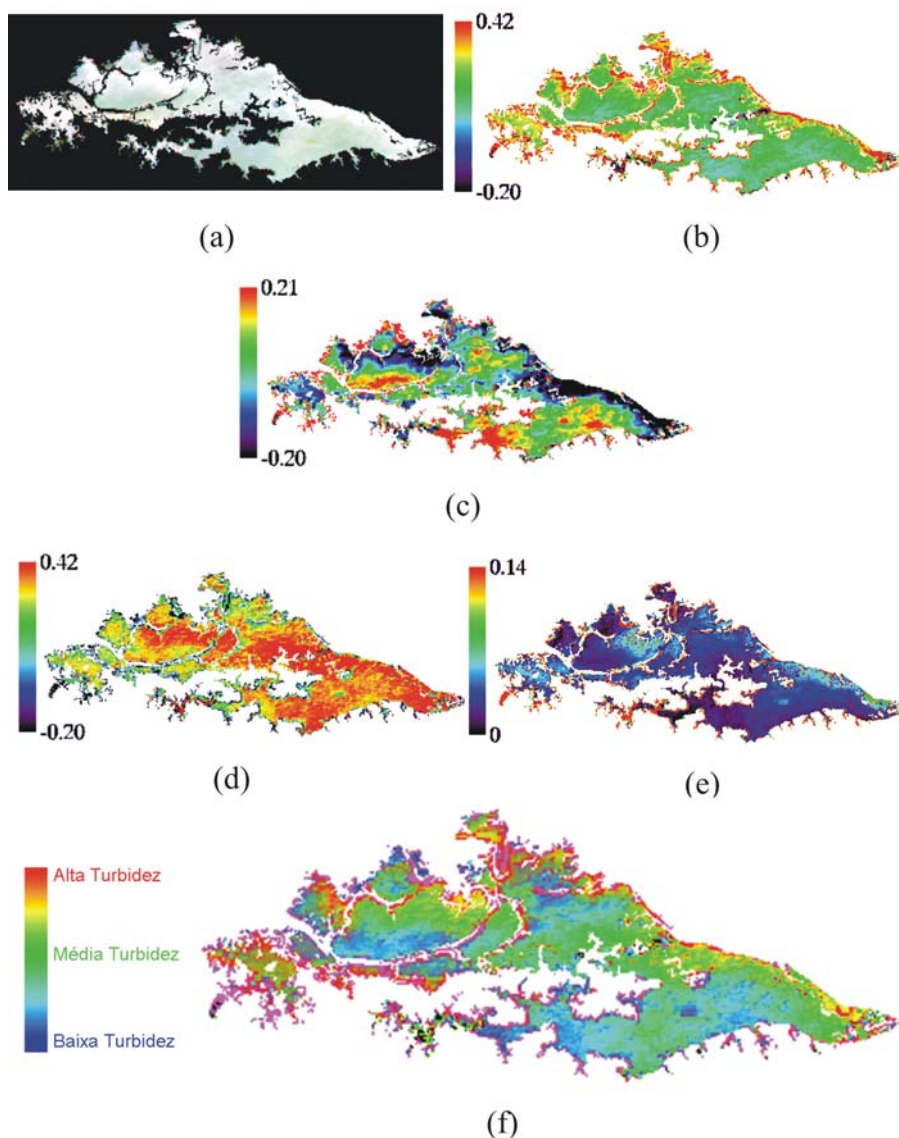


FIGURA H.9: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para 4 de setembro de 2003. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

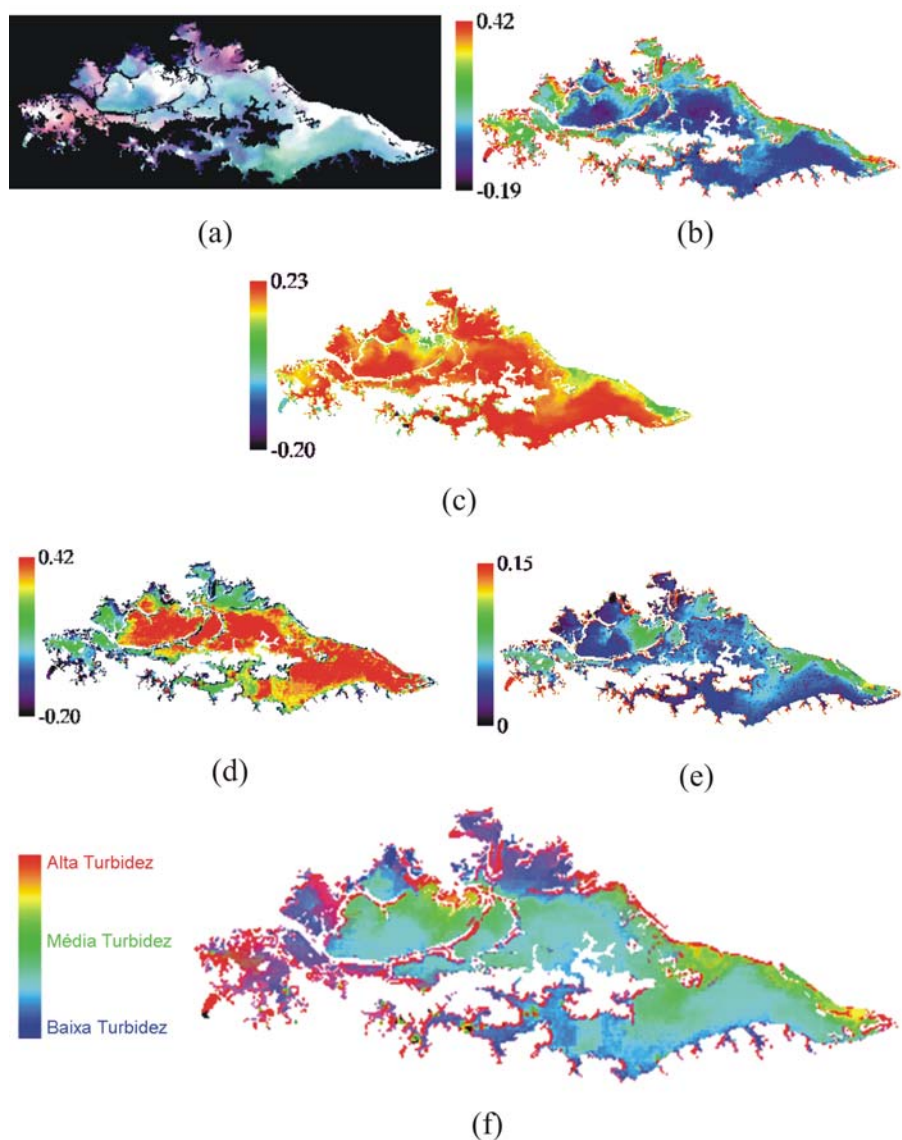


FIGURA H.10: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 6 de setembro de 2003. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.



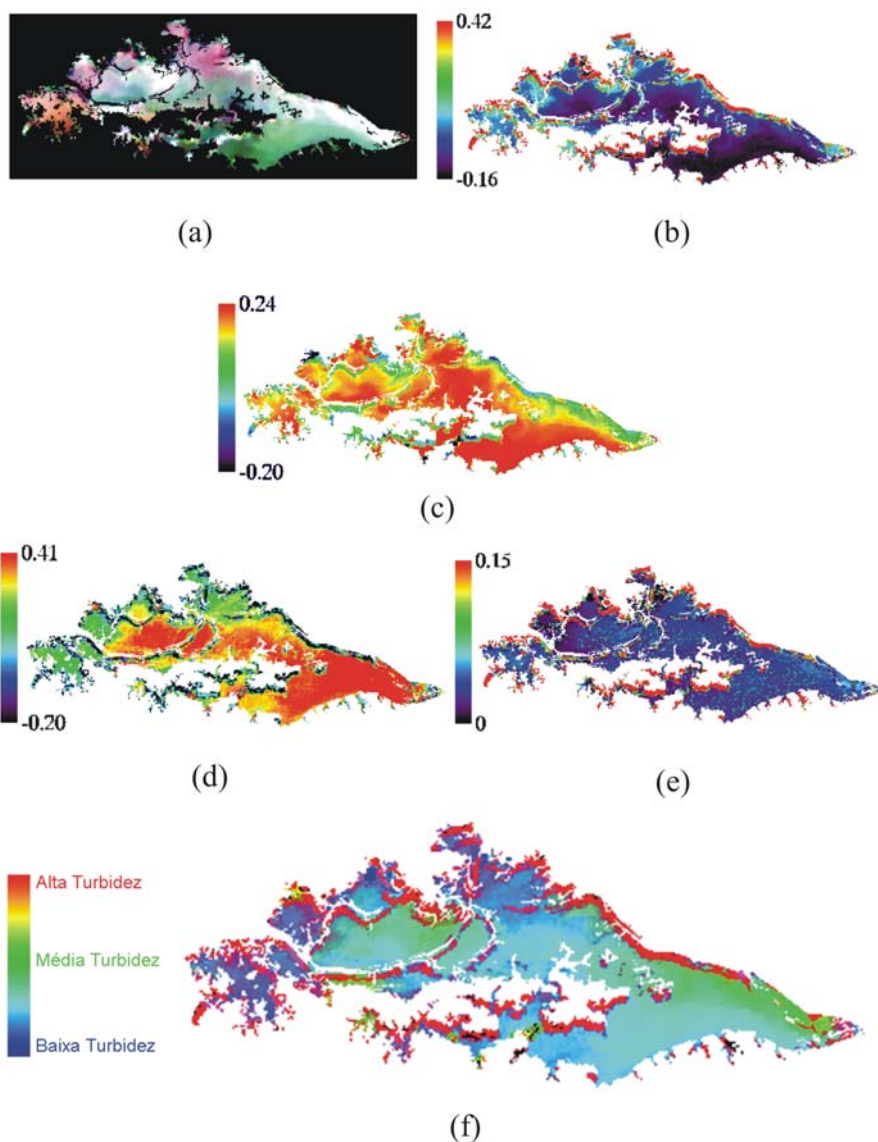


FIGURA H.11: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para 15 de setembro de 2003. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

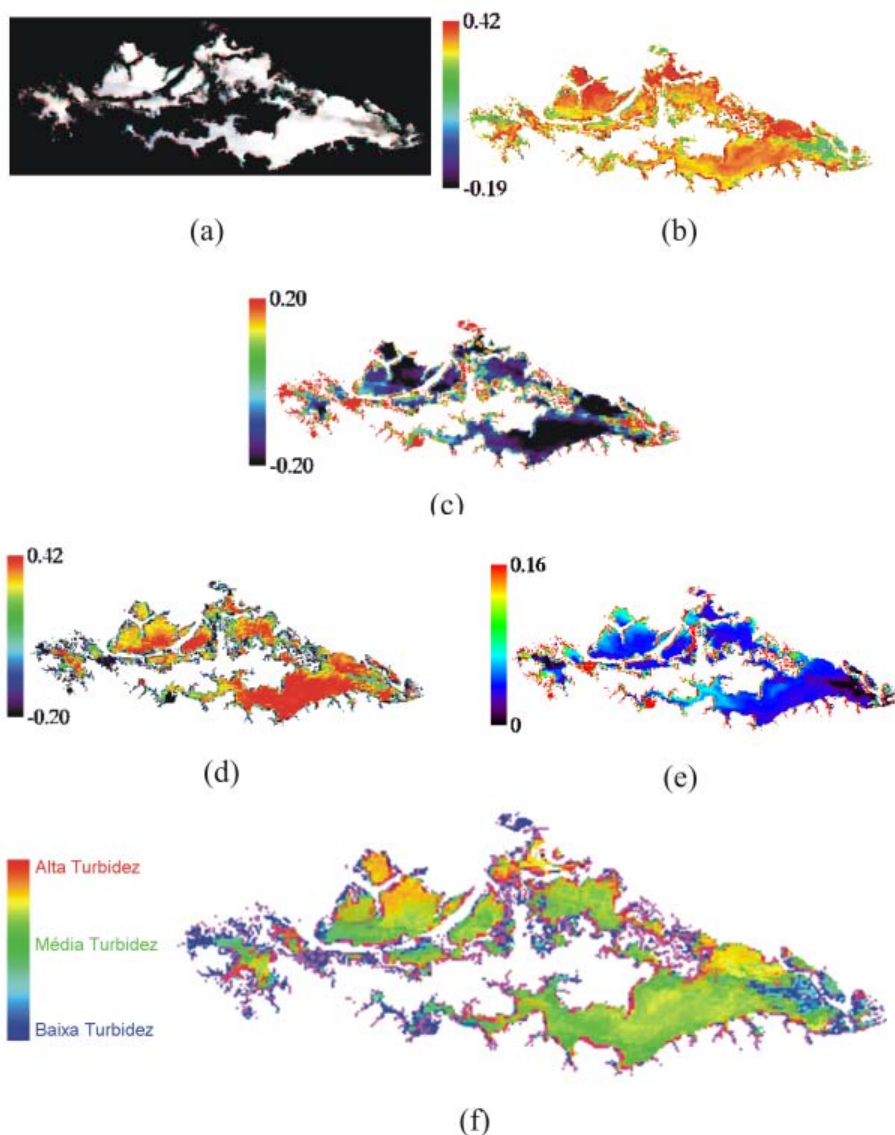


FIGURA H.12: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 7 de novembro de 2003. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

## MLME aplicado às imagens EOS-MODIS de 2004

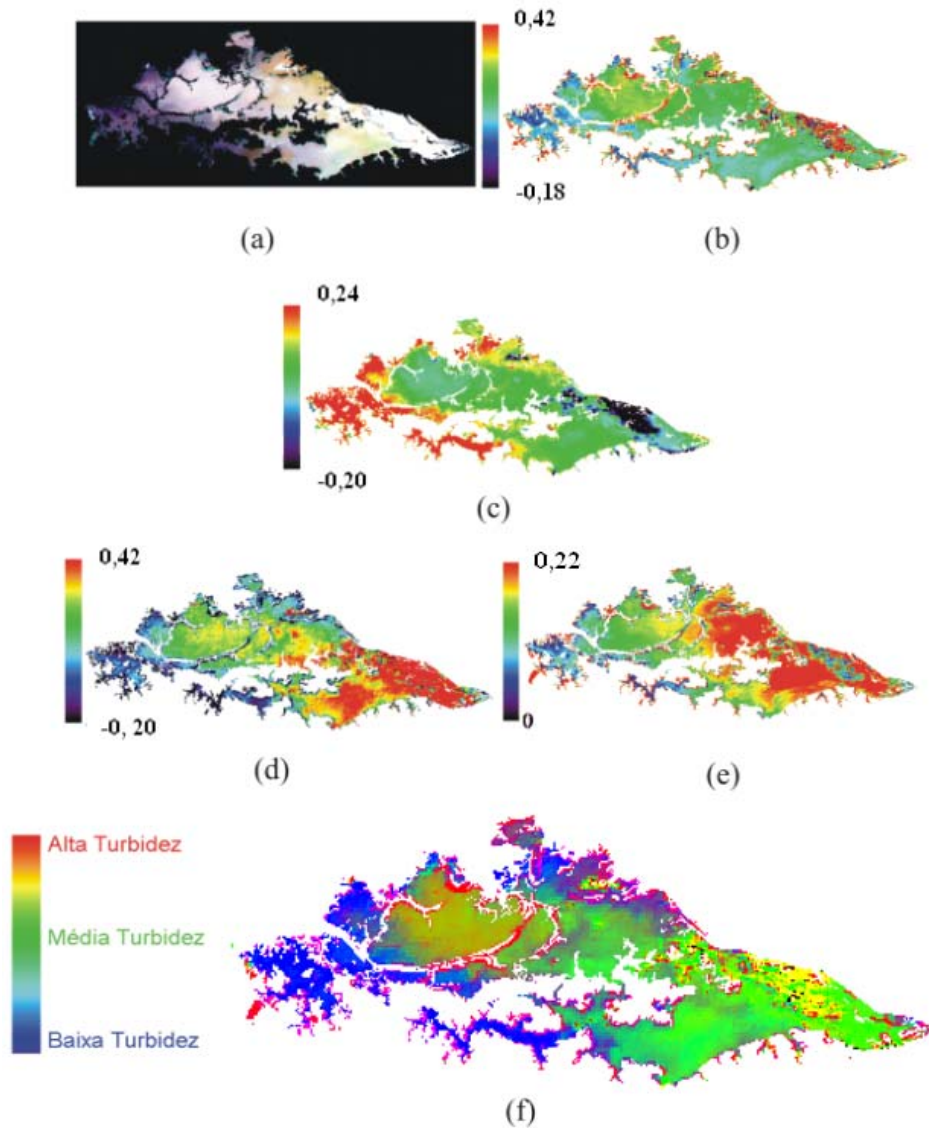


FIGURA H.1: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 18 de abril de 2004. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

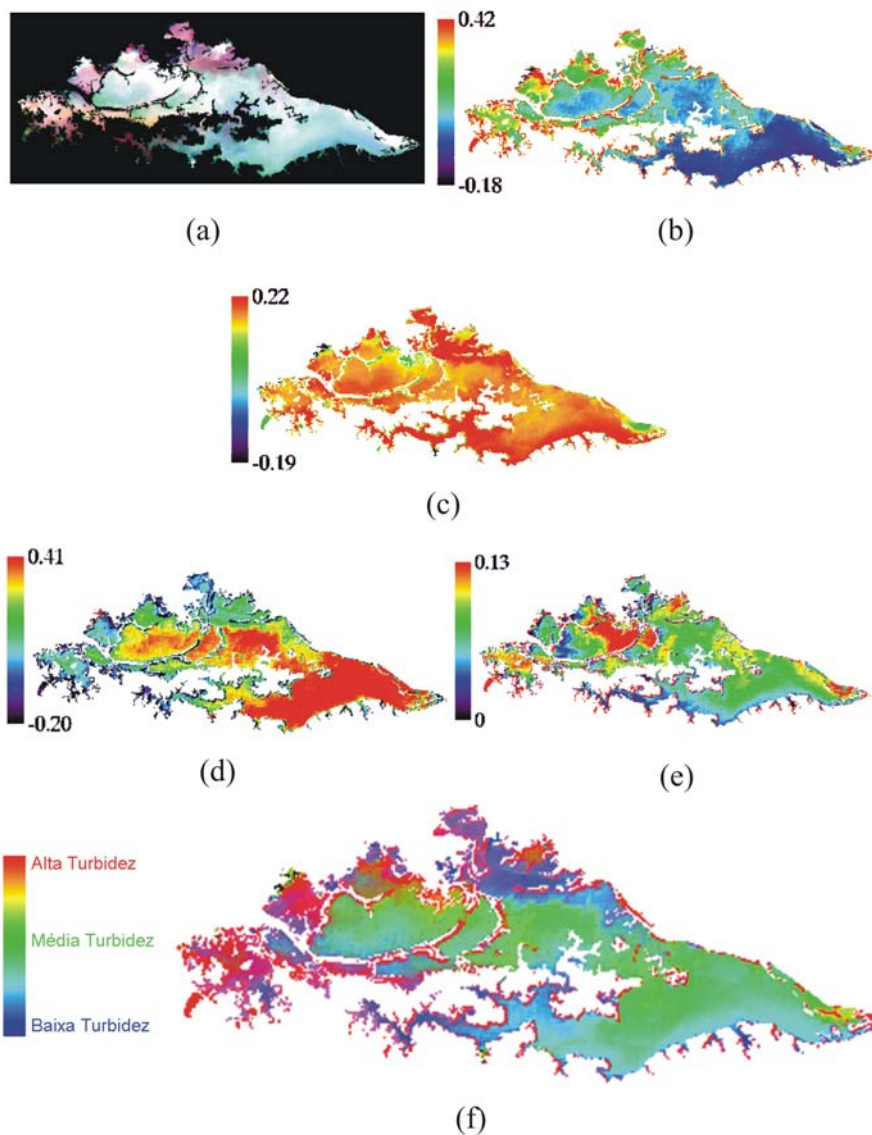


FIGURA H.2: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 24 de agosto de 2004. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

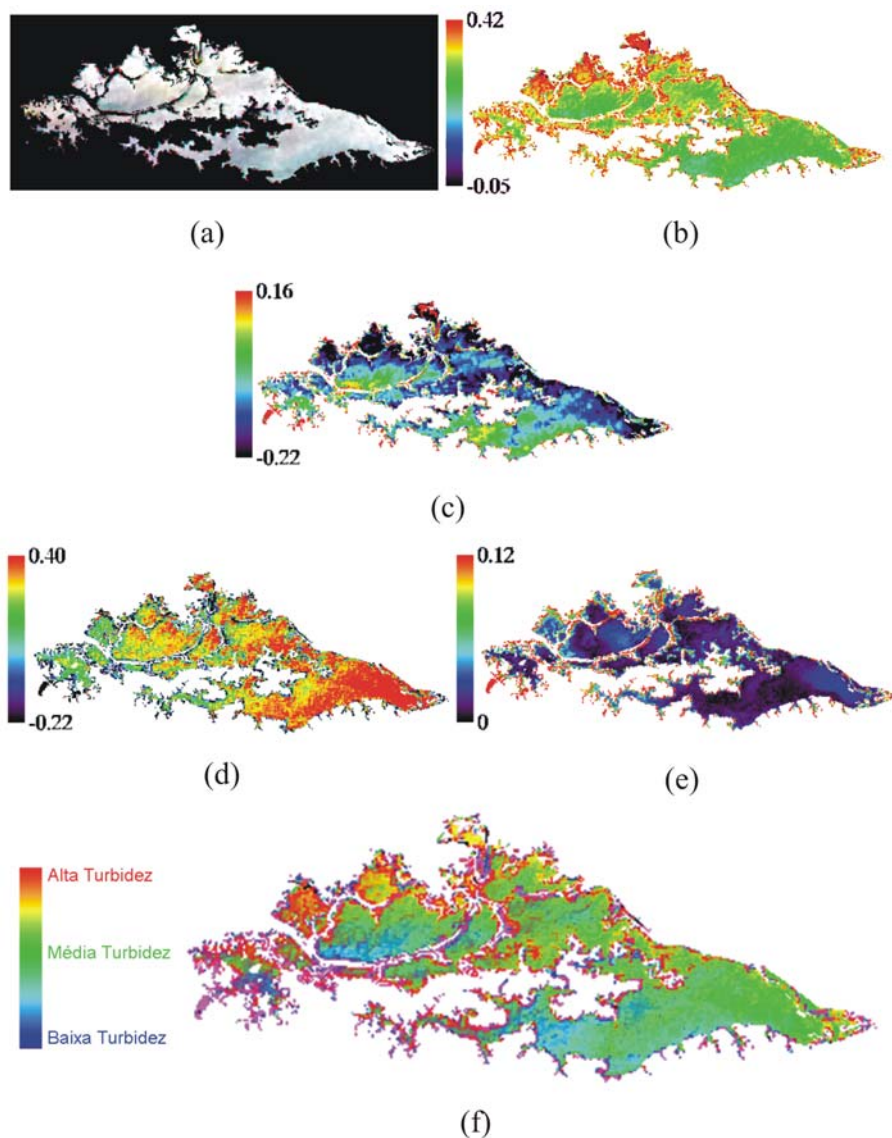


FIGURA H.3: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para 23 de setembro de 2004. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

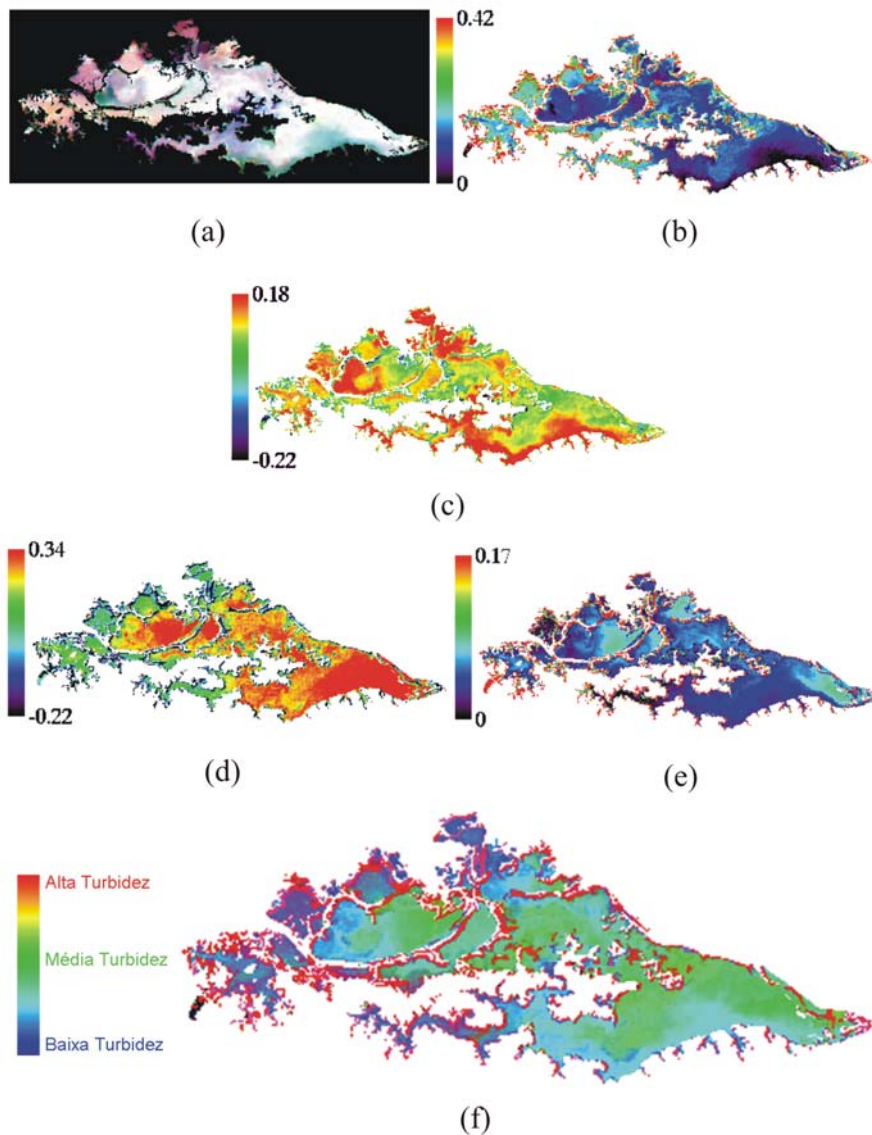


FIGURA H.4: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 25 de setembro de 2004. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

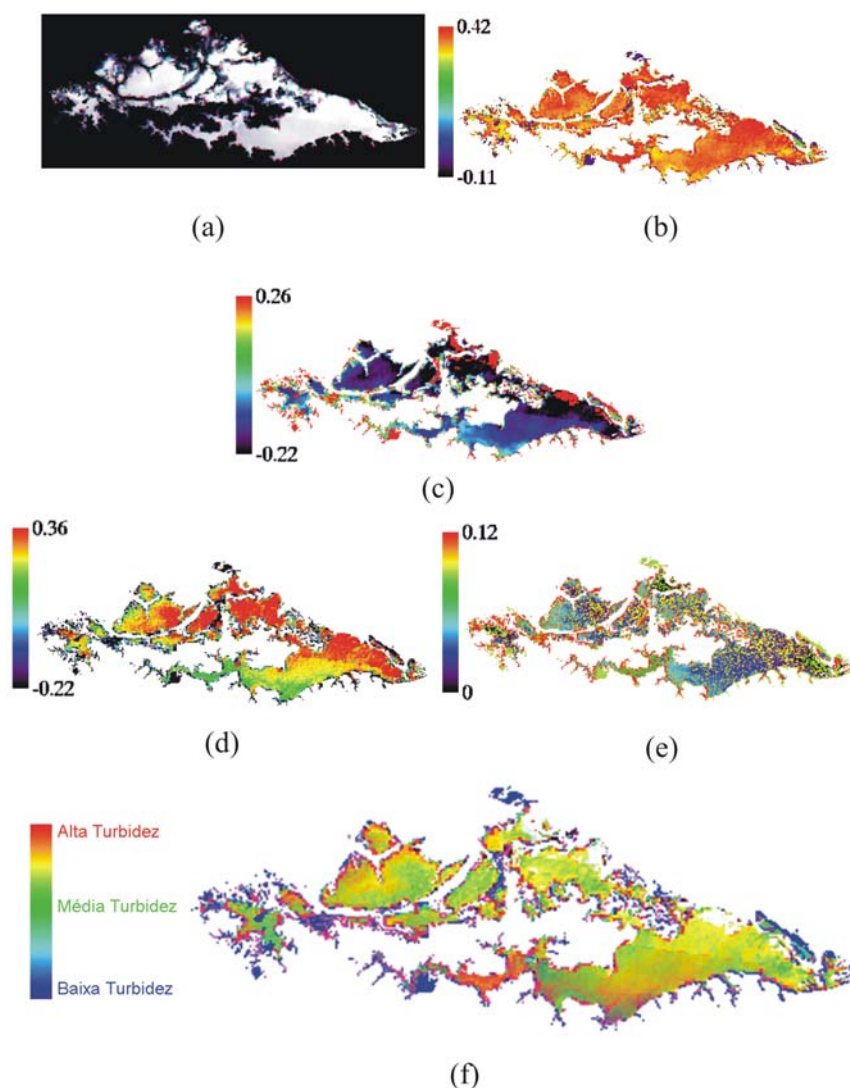


FIGURA H.5: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para 25 de outubro de 2004. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

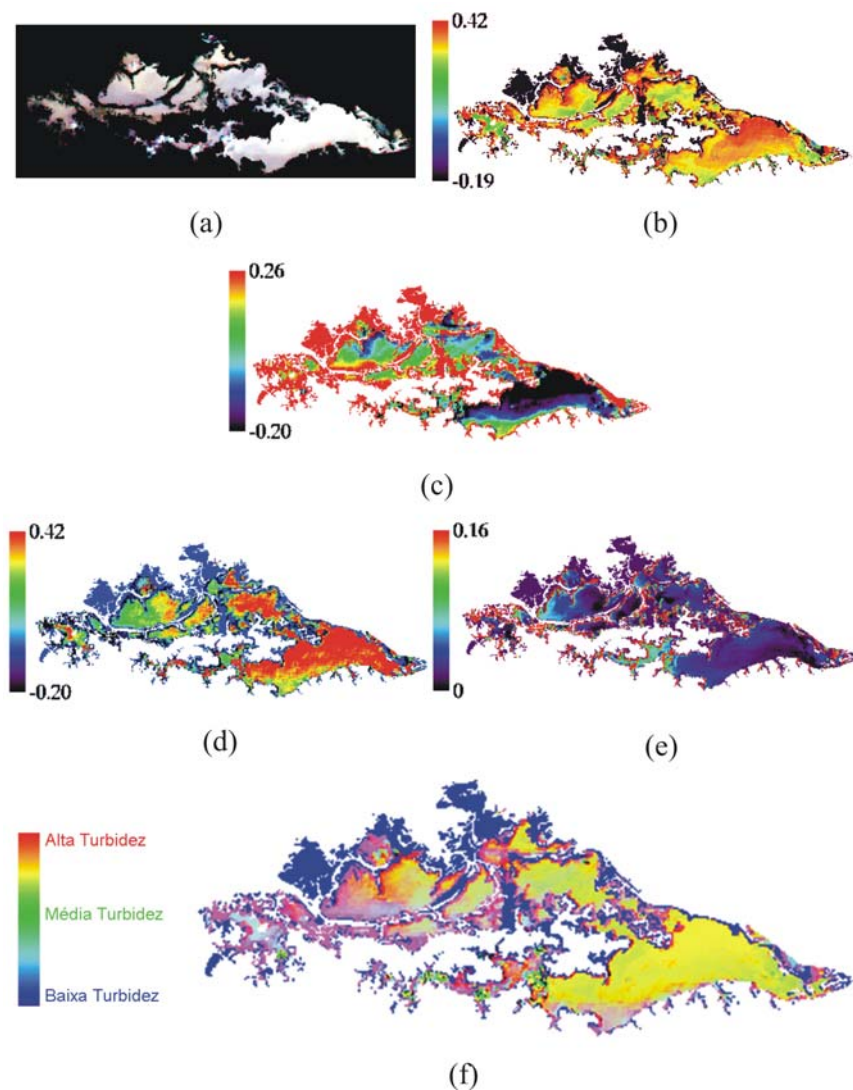


FIGURA H.6: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para 3 de novembro de 2004. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.



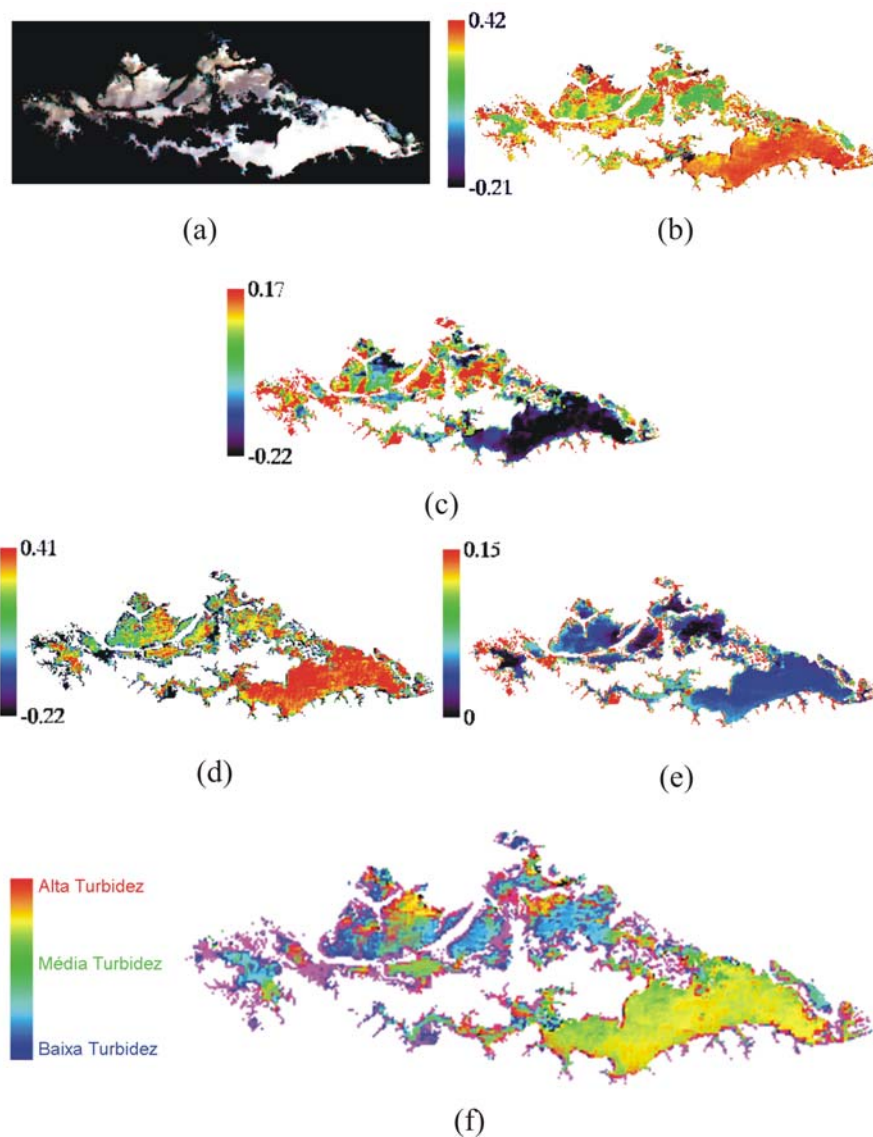


FIGURA H.7: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para 10 de novembro de 2004. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

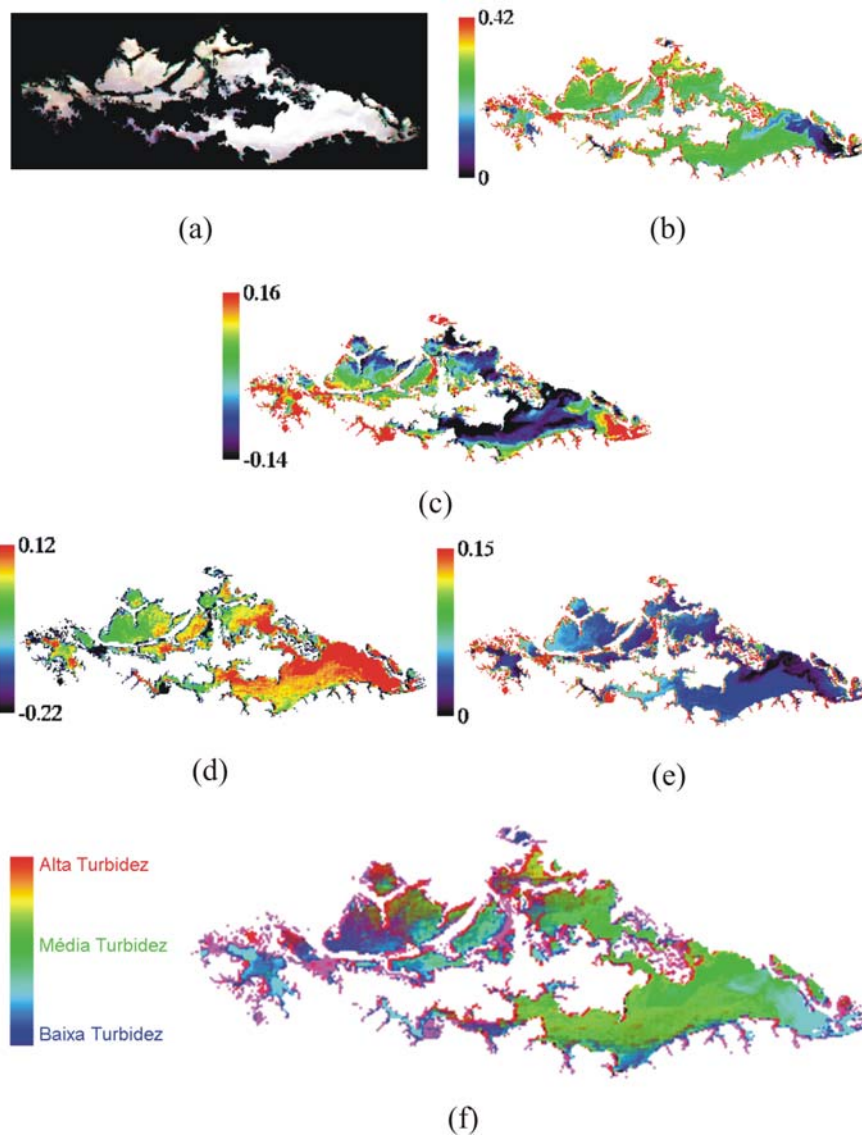


FIGURA H.8: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 19 novembro de 2004. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

### MLME aplicado às imagens EOS-MODIS de 2005

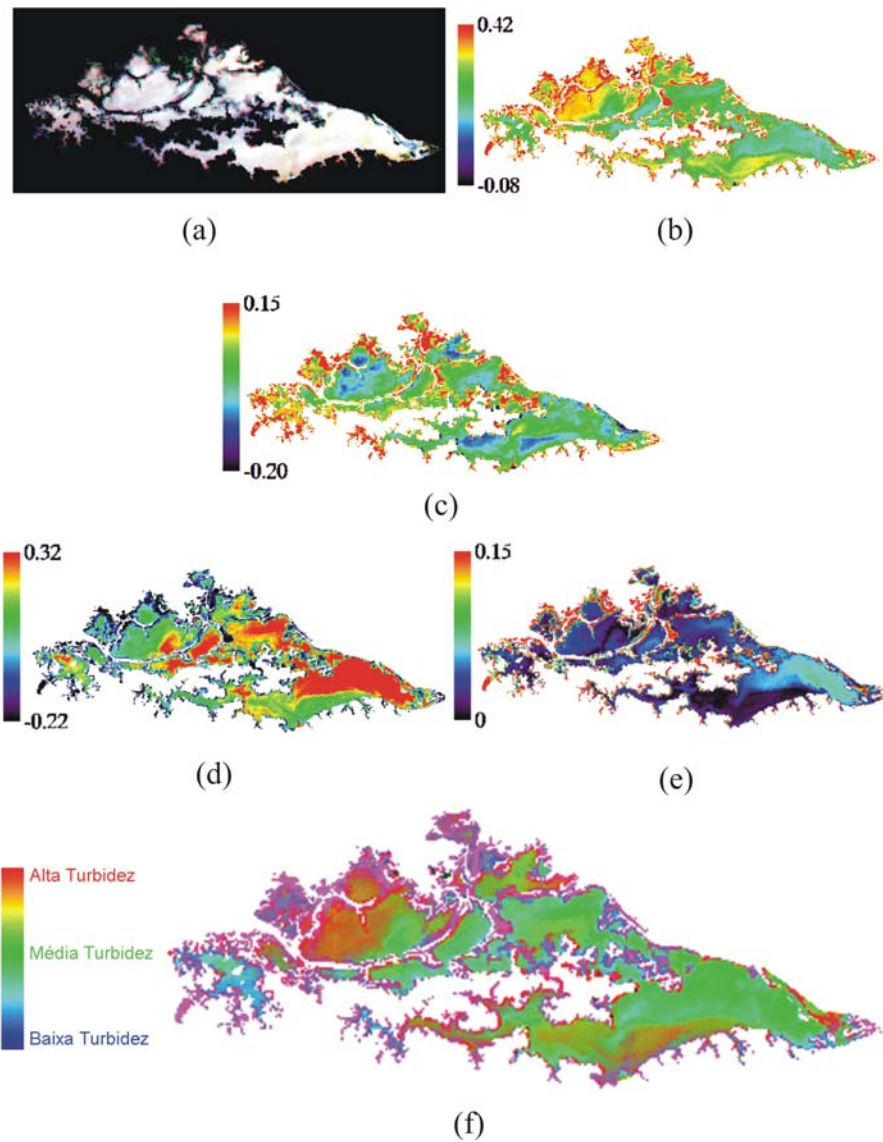


FIGURA H.21: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 5 de janeiro de 2005. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

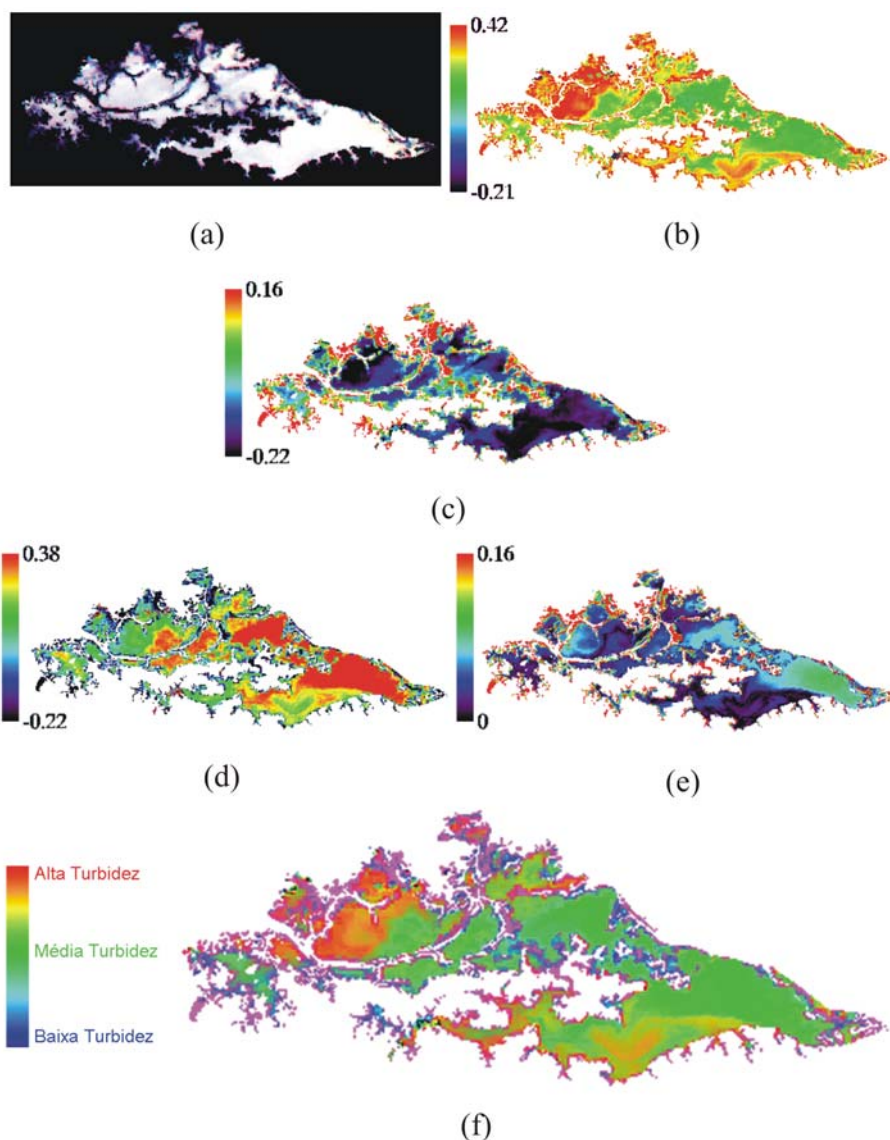


FIGURA H.22: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 12 janeiro de 2005. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

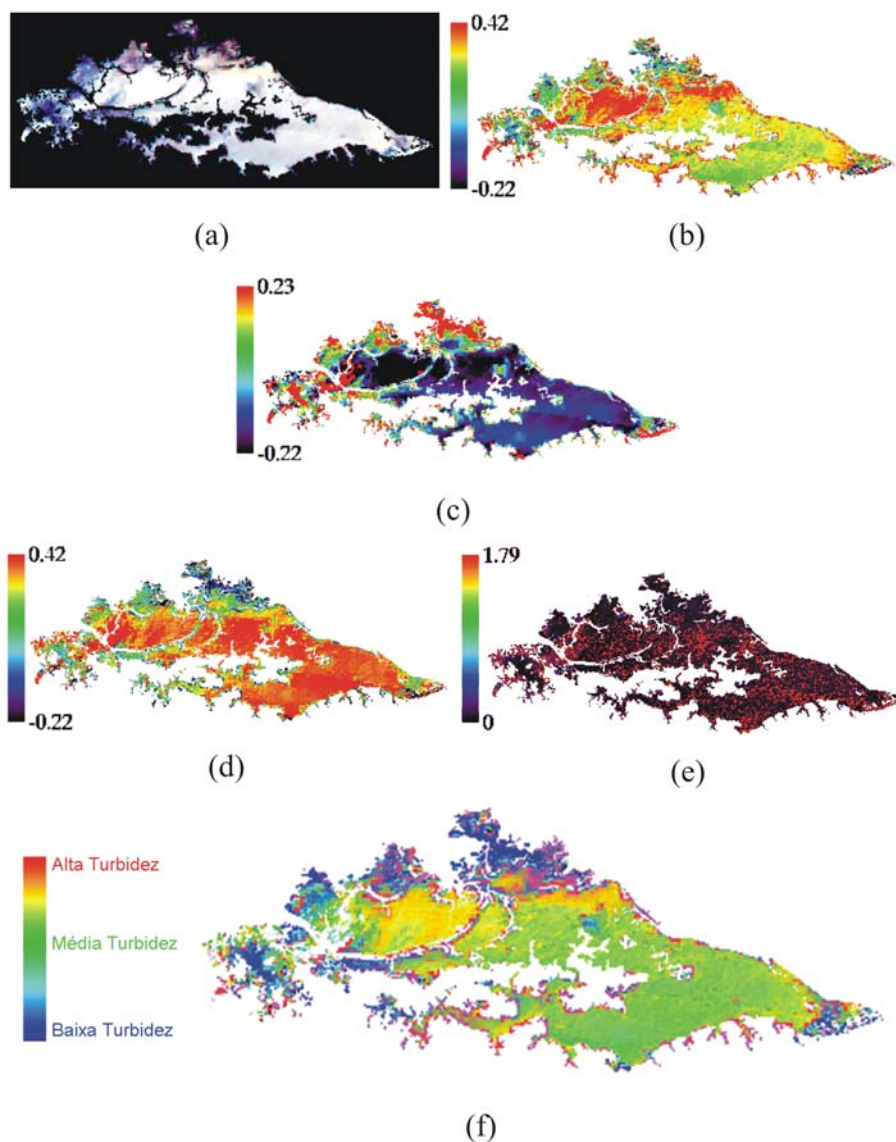


FIGURA H.23: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 2 de abril 2005. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

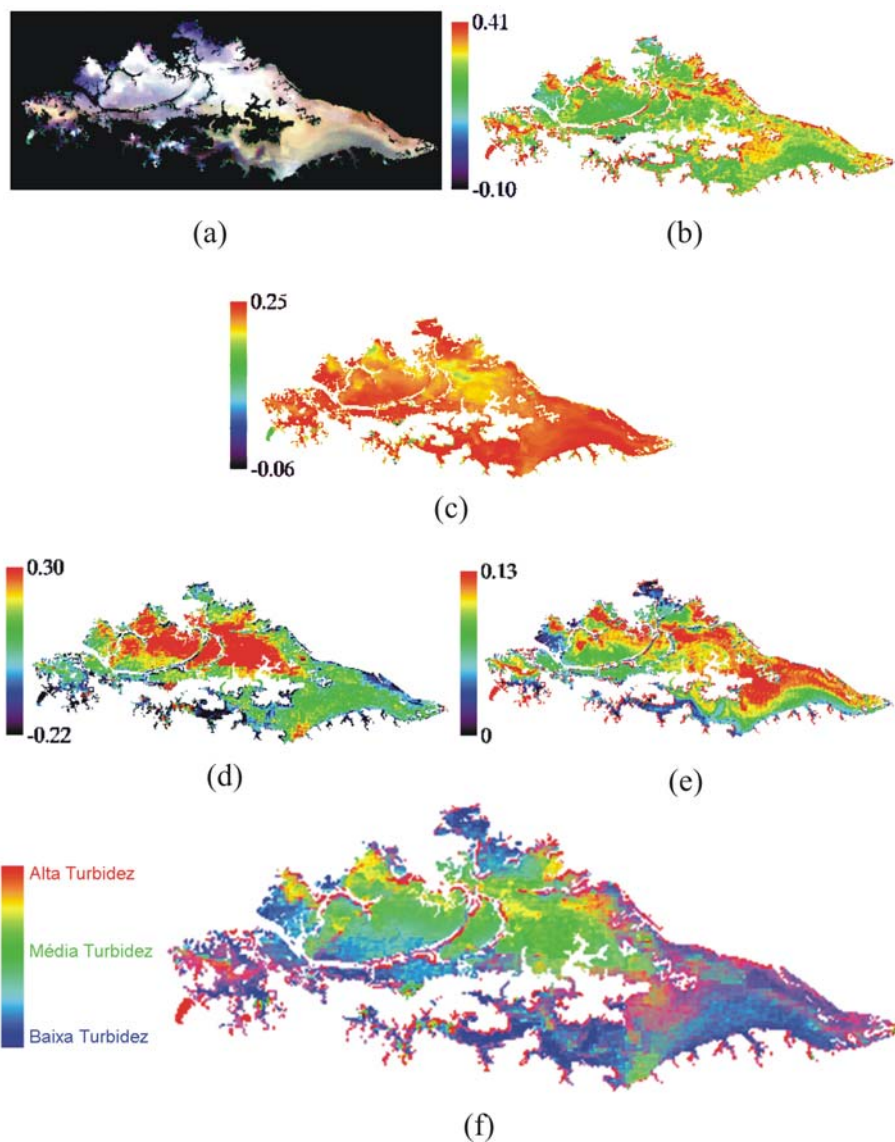


FIGURA H.24: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 20 de junho de 2005. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

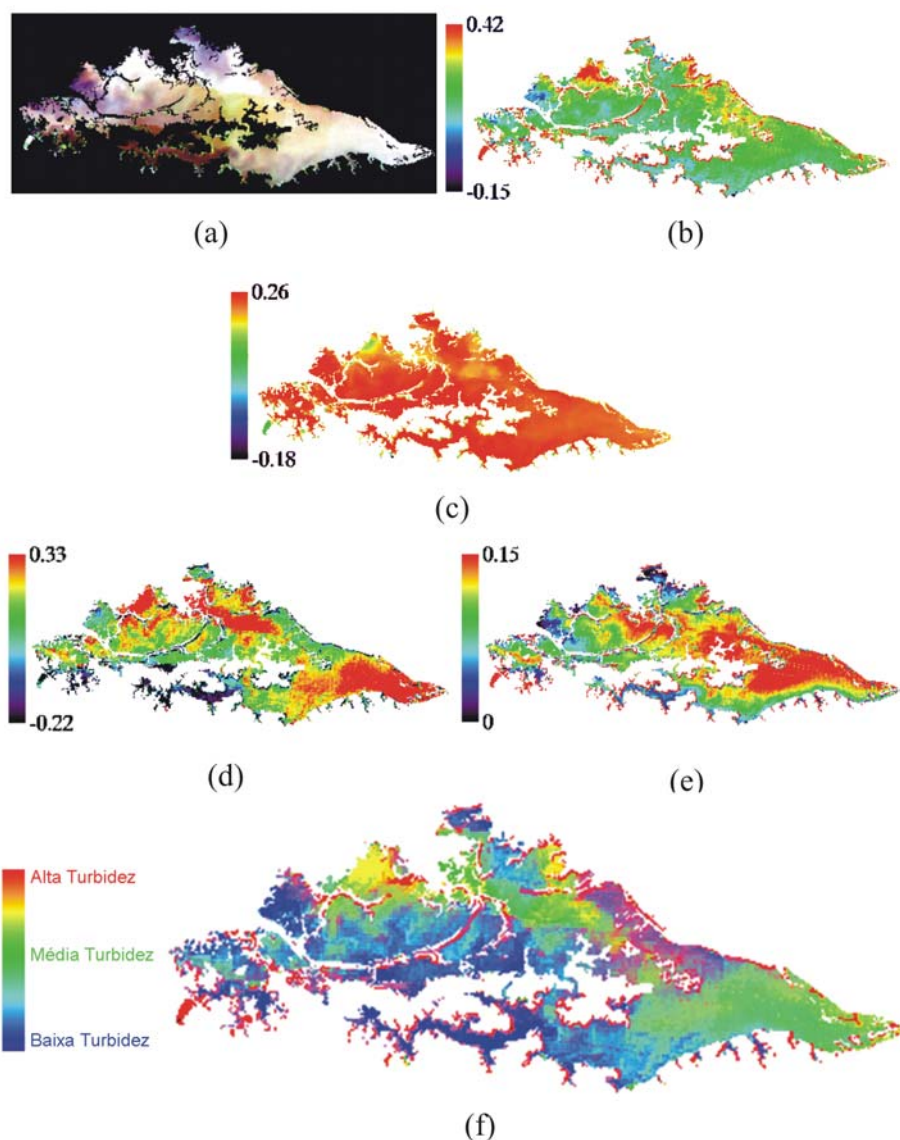


FIGURA H.25: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 14 de junho de 2005. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

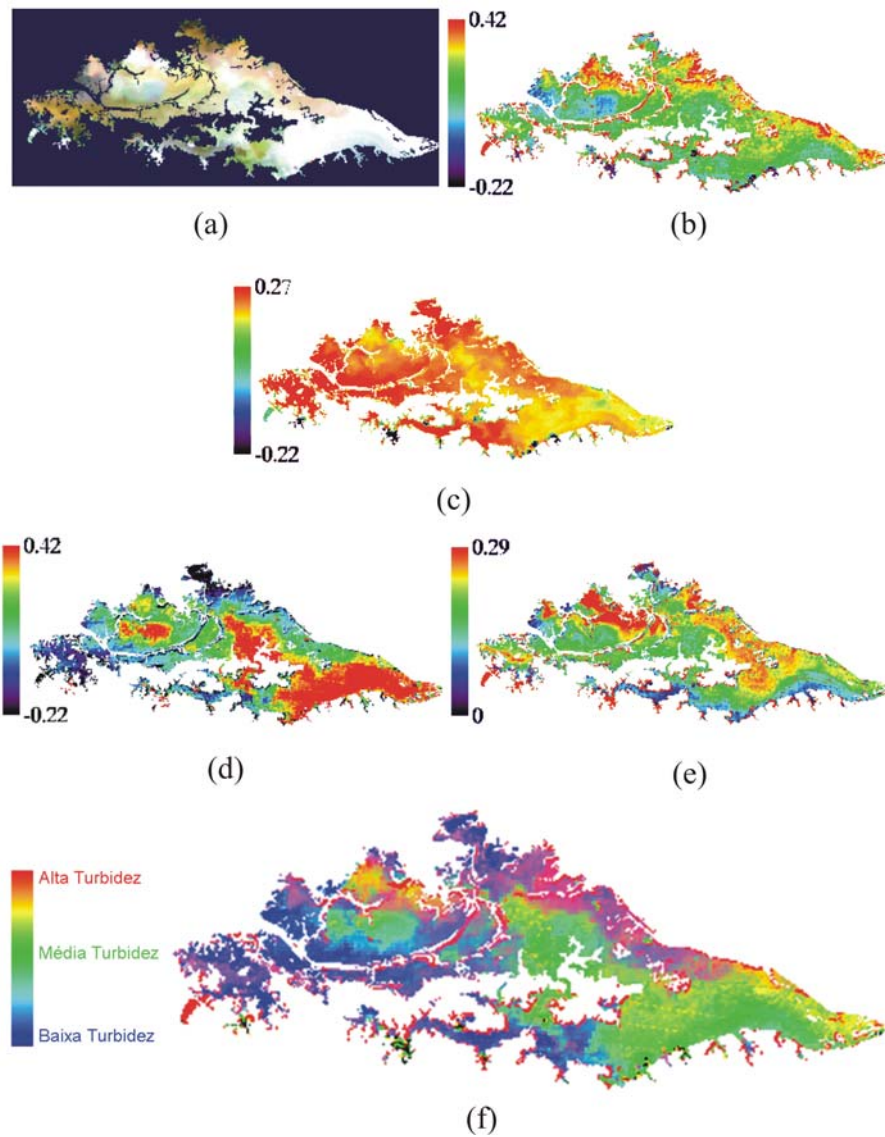


FIGURA H.26: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 30 de junho de 2005. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.



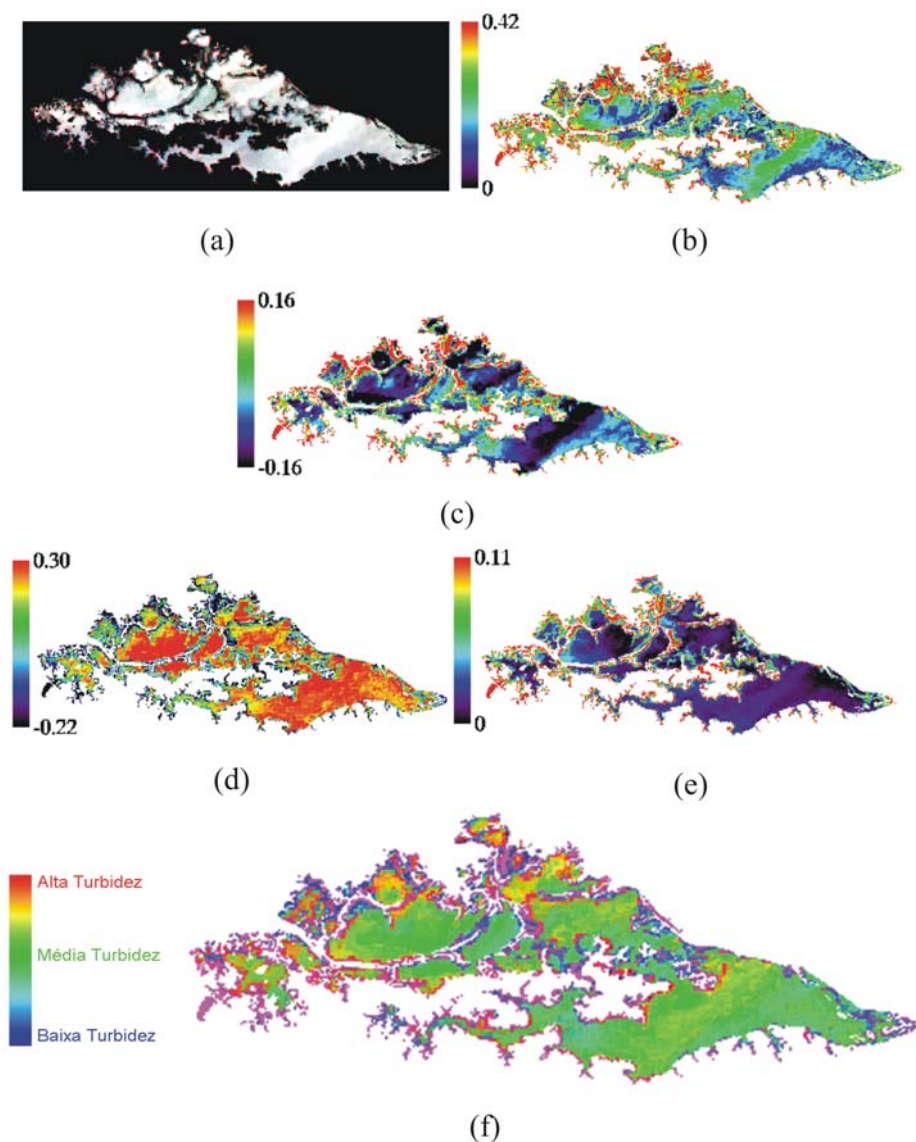


FIGURA H.27: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 9 setembro de 2005. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

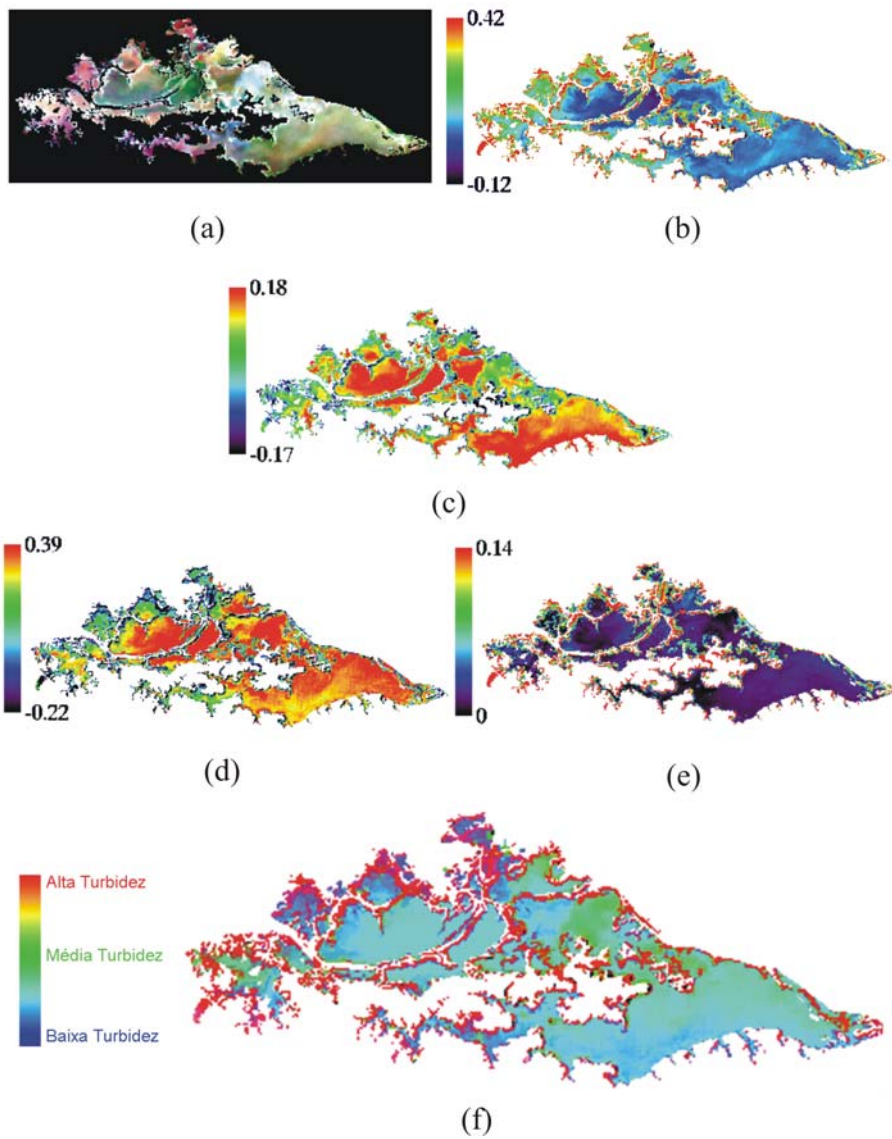


FIGURA H.28: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 11 de setembro de 2005. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

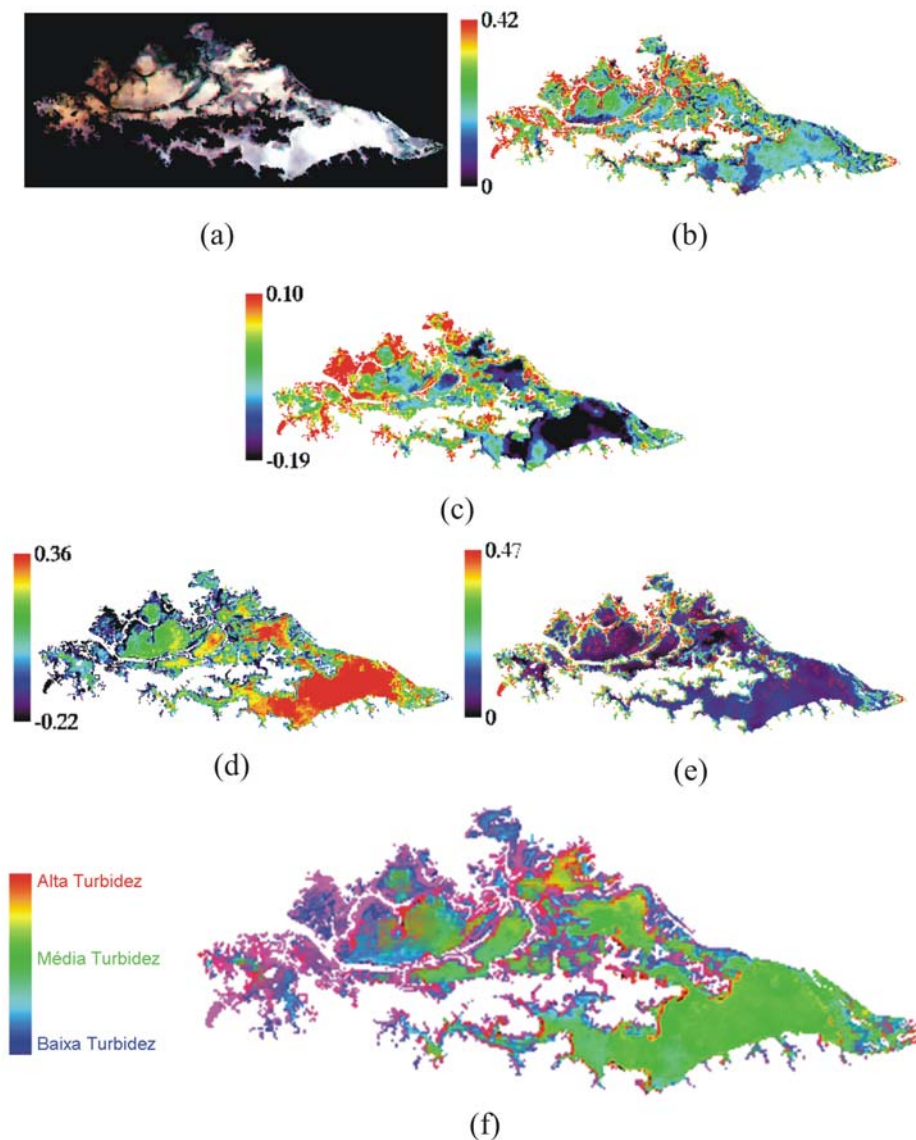


FIGURA H.29: Distribuição da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA) para o dia 4 de outubro de 2005. (a) imagem colorida normal, (b) fração partícula inorgânica, (c) fração matéria orgânica dissolvida, (d) fração fitoplâncton, (e) RMS, (f) Distribuição da turbidez na planície.

## **PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE**

### **Teses e Dissertações (TDI)**

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

### **Manuais Técnicos (MAN)**

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

### **Notas Técnico-Científicas (NTC)**

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programa de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

### **Relatórios de Pesquisa (RPQ)**

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

### **Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)**

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

### **Publicações Didáticas (PUD)**

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

### **Publicações Seriadas**

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

### **Programas de Computador (PDC)**

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.

### **Pré-publicações (PRE)**

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.