



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/01.27.00.30-TDI

**ESTUDO DA INFLUÊNCIA DE FRENTES FRIAS
SOBRE A CIRCULAÇÃO E OS PROCESSOS DE
ESTRATIFICAÇÃO E MISTURA NO RESERVATÓRIO
DE ITUMBIARA (GO): UM ENFOQUE POR
MODELAGEM HIDRODINÂMICA E SENSORIAMENTO
REMOTO**

Marcelo Pedroso Curtarelli

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Camilo Daleles Rennó, e Enner Herenio de Alcântara, aprovada em 16 de fevereiro de 2012.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3B97FFL>

INPE
São José dos Campos
2012

PUBLICADO POR:

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) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Deicy Farabello - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Vivéca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/01.27.00.30-TDI

**ESTUDO DA INFLUÊNCIA DE FRENTES FRIAS
SOBRE A CIRCULAÇÃO E OS PROCESSOS DE
ESTRATIFICAÇÃO E MISTURA NO RESERVATÓRIO
DE ITUMBIARA (GO): UM ENFOQUE POR
MODELAGEM HIDRODINÂMICA E SENSORIAMENTO
REMOTO**

Marcelo Pedroso Curtarelli

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Camilo Daleles Rennó, e Ener Herenio de Alcântara, aprovada em 16 de fevereiro de 2012.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3B97FFL>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Curtarelli, Marcelo Pedroso.

C94e Estudo da influência de frentes frias sobre a circulação e os processos de estratificação e mistura no reservatório de Itumbiara (GO): um enfoque por modelagem hidrodinâmica e sensoriamento remoto / Marcelo Pedroso Curtarelli. – São José dos Campos : INPE, 2012.

xxx + 108 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/01.27.00.30-TDI)

Dissertação (Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientadores : Drs. Camilo Daleles Rennó, e Enner Herenio de Alcântara.

1. processos físicos. 2. frentes frias. 3. reservatórios tropicais. 4. sensoriamento remoto. 5. modelagem hidrodinâmica I.Título.

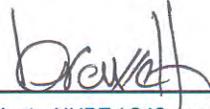
CDU 528.88:556.55 (817.3)

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Dr. João Antonio Lorenzetti



Presidente / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Camilo Daleles Rennó



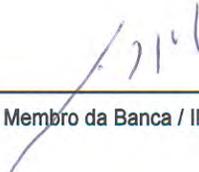
Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Enner Herenio de Alcântara



Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. José Luiz Stech



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Arcilan Trevenzoli Assireu



Convidado(a) / UNIFEI / Itajubá - MG

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

() unanimidade

Aluno (a): Marcelo Pedroso Curtarelli

São José dos Campos, 16 de fevereiro de 2012

“Pior que não terminar uma viagem é nunca partir”

(Amyr Klink)

AGRADECIMENTOS

A meus pais, Sérgio e Ana, por todo o amor, carinho e incentivo aos estudos.

A minha namorada Luciana e minha cachorra Cacao, pelo companheirismo, compreensão e muitas alegrias durante esses dois anos de mestrado.

A todos os familiares e amigos que de certa forma contribuíram para que esta dissertação se tornasse realidade. Em especial aos amigos de Florianópolis e Ribeirão Preto que moram no meu coração.

Ao grande amigo Allan Saddi Arnesen, parceiro para todas as ocasiões.

À Dr^a. Janaina Sant'Ana Maia dos Santos, pelo incentivo para ingressar no INPE.

Aos meus orientadores Dr. Camilo Daleles Rennó e Dr. Enner Herenio Alcântara, pela confiança, incentivo e total apoio no desenvolvimento do trabalho.

Ao Dr. José Luiz Stech e Dr. João Antônio Lorenzetti, pelo convite e por acreditarem na minha capacidade para desenvolver este trabalho.

Ao Dr. Arcilan Assireu Trevenzoli da UNIFEI, Felipe Siqueira Pacheco do CCST/INPE e Joaquim Dionísio Leão, bolsista do projeto GEOMA, pela valiosa contribuição durante a campanha de campo e também na capacitação para utilização dos derivadores lagrangeanos rastreados por satélites e demais equipamentos de campo.

Ao Dr. Arley Ferreira de Souza, pelos conselhos e contribuições durante o mestrado.

À Dr^a. Marie-Paule Bonnet do IRD/UNB, pelo treinamento na utilização do modelo hidrodinâmico tridimensional.

Ao Dr. Egídio Arai, pelas contribuições na aplicação do método iterativo para correção dos fluxos de calor sensível e latente no reservatório de Itumbiara.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, a todos os funcionários e professores (pesquisadores) e a todos os amigos da turma PGSER 2010.

À Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de estudos durante o mestrado.

À FURNAS Centrais Elétricas S.A., pela cessão dos dados fluviométricos e meteorológicos.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e ao programa INCT para Mudanças Climáticas, pela concessão do auxílio financeiro n° 2007/08103-2 e 08/57719-9, respectivamente.

RESUMO

A hipótese que motivou a realização deste trabalho foi a de que a passagem de frentes frias são eventos importantes nos processos que controlam a hidrodinâmica, a estrutura térmica e o regime de mistura do reservatório da UHE Itumbiara. Sendo assim, o objetivo deste trabalho foi estudar a influência da passagem das frentes frias sobre os processos físicos na superfície e coluna d'água do reservatório da UHE Itumbiara/GO. A fim de obter uma melhor compreensão da resposta física do reservatório, tanto nos processos de superfície como nos de subsuperfície, foi utilizada uma abordagem sinérgica entre técnicas de sensoriamento remoto, coleta de dados hidrometeorológicos e limnológicos em alta frequência transmitidos telemetricamente e modelagem hidrodinâmica tridimensional. O período escolhido para o estudo foi definido com base em informações do boletim Climanálise do CPTEC e interpretação visual de imagens do satélite GOES 12, compreendendo 49 dias entre 28/04/2010 e 15/06/2010. Durante este período foram identificadas cinco passagens de frentes frias, o que permitiu analisar o efeito acumulativo das frentes frias e a resiliência do reservatório nos dias entre as passagens. Os fluxos de calor superficiais obtidos por meio do produto MODIS para temperatura da superfície da água (M*D11A1) mostraram que as perdas de calor sensível e latente podem ser até 4 vezes maior durante a ocorrência de frentes frias. Os resultados da simulação hidrodinâmica tridimensional, realizada com o modelo ELCOM, mostraram que as frentes frias são capazes de alterar o sentido das correntes de superfície e subsuperfície, influenciando a circulação da água em diferentes profundidades. Além disso, ajudam a promover a erosão da termoclina, proporcionando a mistura parcial ou completa da coluna d'água. Também modificam os regimes de mistura na coluna d'água, que de dominado pelo *buoyancy* passa a ser dominado pelo atrito do vento e por processos convectivos. Assim se conclui que as passagens de frentes frias afetam a hidrodinâmica, estrutura térmica e regimes de mistura, podendo resultar em alterações na qualidade da água do reservatório da UHE Itumbiara.

**STUDY OF THE INFLUENCE OF COLD FRONTS ON CIRCULATION AND
STRATIFICATION AND MIXING PROCESSES IN ITUMBIARA'S
RESERVOIR (GO): A HYDRODYNAMIC MODELLING AND REMOTE
SENSING APPROACH**

ABSTRACT

The hypothesis that motivated the accomplishment of this research was: “the cold front passages are important events in the processes that control the hydrodynamics, thermal structure and mixture regime of the Itumbiara’s hydroelectric reservoir”. Thus, the objective of this work was to study the influence of cold fronts passages on the physical processes within the water column in Itumbiara’s reservoir. In order to get a better understanding of the physical response in the reservoir a synergistic approach among remote sensing techniques, *in situ* data (ground data and telemetric data) and three-dimensional hydrodynamic modelling was used. The period chosen for this study consists of 49 days between 28/04/2010 and 15/06/2010 and was defined based on information of Brazilian Centre for Weather Forecasting and Climate Studies (CPTEC) and visual interpretation of GOES 12 images. During this period, five cold fronts passages were identified, which allowed us to analyze the cumulative effect of cold fronts and reservoir’s resilience in the days between passages. The surface heat fluxes obtained by MODIS Water Surface Temperature product (M*D11A1) showed that losses of sensible and latent heat can be up to four times greater during the occurrence of cold fronts than those observed in the days before and after the passages. The results of simulation performed with three-dimensional hydrodynamic model (Estuary, Lake and Coastal Ocean Model - ELCOM) showed that the cold fronts are able to change the direction of surface and subsurface currents, influencing the movement of water at different depths. Moreover, the cold front passages promote the erosion of thermocline, providing partial or complete mixing of the water column, and also changes the mixing regimes, that dominated by buoyancy forces becomes dominated by the wind stirring and convective processes. Thus, we conclude that the passages of cold fronts are important events that affect the hydrodynamics, thermal structure and mixture regime in Itumbiara’s hydroelectric reservoir. The effects of cold fronts passages may result in changes of water quality in reservoir.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Diferentes zonas dentro de um reservatório: (a) gradiente longitudinal; e (b) gradiente transversal.	5
Figura 2.2 - Estratos termais típicos em um reservatório estratificado e perfil da temperatura na coluna d'água.	9
Figura 2.3 - Principais fatores que influenciam a circulação da água em um reservatório.	10
Figura 2.4 - Esquema ilustrativo de uma frente fria.	12
Figura 2.5 - Efeito da passagem de uma frente fria sobre o reservatório de Itumbiara: (a) alterações na estrutura térmica; e (b) perda de calor para atmosfera.	13
Figura 2.6 - Processo de modelagem.	15
Figura 2.7 - Processo de calibração do modelo.	16
Figura 2.8 - Imagem do satélite GOES 10, composição colorida R2G3B1, mostrando a evolução da passagem de uma frente fria sobre o reservatório de Itumbiara no dia 1 de Junho de 2009: a) 05h15min, (b) 06h15min, (c) 07h00min, (d) 08h00min, (e) 09h45min (f) 13h00min. A seta vermelha indica a localização do reservatório.	24
Figura 3.1 - Localização do reservatório da UHE Itumbiara. Imagem TM/Landsat5, órbita/ponto 221/73, obtida em 05/02/2010, composição colorida R5G4B3.	25
Figura 3.2 - Nível diário médio no reservatório da UHE Itumbiara ao longo dos dias do ano (1995-2010). Valores de cota da superfície d'água em relação ao nível do mar. As linhas tracejadas indicam o início e final do período de vazante.	26
Figura 3.3 - Precipitação e temperatura média mensal na região do reservatório de Itumbiara (1961-1990).	27
Figura 3.4 - Localização dos dois SIMAs no reservatório da UHE Itumbiara (imagem TM/5 composição colorida R5G4B3) (a); e foto do SIMA1, ancorado próximo à barragem (b).	28
Figura 3.5 - Derivador lagrangeano: (a) estrutura emersa e vela de arrasto; (b) carga útil.	29
Figura 3.6 - Fluxograma da metodologia utilizada.	37
Figura 3.7 - Rede de monitoramento de sistemas frontais no interior do Brasil plotada sobre globo virtual do <i>Google Earth</i> . As estações Catanduva,	

	Franca e Patos de Minas aparecem circuladas em amarelos, enquanto que o reservatório de Itumbiara está localizado pelo círculo preto.	39
Figura 3.8 -	Fluxograma do processamento de imagens.	40
Figura 3.9 -	Remoção do efeito de borda por meio da abordagem SPTR: (a) Produto M*D11A1 após etapa de pré-processamento com 150 metros de resolução; e (b) Imagem raster do reservatório obtida com auxílio do NDWI reamostrada para 150 metros.	42
Figura 3.10 -	Resumo dos experimentos realizados com os derivadores entre os dias 28 e 29 de junho de 2011.	48
Figura 3.11 -	Discretização espacial do domínio para simulação (a) vista da batimetria no plano XY (159 linhas x 222 colunas) e; (b) vista da batimetria no plano XZ (78 camadas com 1 metro de espessura).	51
Figura 3.12 -	Vazão de entrada e saída no reservatório durante o período de simulação.	52
Figura 3.13 -	Condições iniciais de temperatura no reservatório da UHE Itumbiara: (a) Perfil observado no SIMA1 às 23h30min do dia 28/04/10 (1,5, 5, 12, 20 e 39 m); (b) Perfil observado no SIMA2 às 23h30m do dia 28/04/10 (5, 12, 20 e 39 m); e (c) Distribuição espacial na superfície do reservatório observada pelo MODIS, produto MOD11A1, às 23h30min do dia 28/04/10. S1 e S2 indicam a posição dos dois SIMA.	55
Figura 3.14 -	Características gerais dos quatro regimes de mistura.	58
Figura 4.1 -	Número de frentes frias registradas por ano. A linha vermelha tracejada representa a média de passagens por ano.	59
Figura 4.2 -	<i>Box plot</i> com o número de passagens de frentes frias em cada mês do ano (1996-2010).	60
Figura 4.3 -	Séries temporais de dados coletados por sensoriamento remoto entre 28/04/2010 e 15/06/2010: (a) Fração cobertura de nuvens obtida pelo produto M*D35 L2; (b) Precipitação diária obtida pelo produto 3B42 V6 diário; (c) Temperatura superficial da água no rio Corumbá obtida pelo produto M*D11A1; e (d) Temperatura superficial da água no rio Paranaíba obtida pelo produto M*D11A1. As regiões F1, F2, F3, F4 e F5 (cinza sombreado) representam o período de atuação das frentes frias.	62
Figura 4.4 -	Séries temporais de dados meteorológicos e limnológicos coletados pelo SIMA 1 entre 28/04/2010 e 15/06/2010, com frequência horária: (a) Velocidade do vento; (b) Direção do vento; (c) Radiação de ondas curtas incidente na superfície do reservatório; (d) Temperatura do ar (linha azul) e da água a 1,5 m de profundidade (linha vermelha); e (e) Umidade relativa do ar.	63

Figura 4.5 - Sequências de imagens GOES-12, produto composição colorida R2G3B1: (a) dia 9/5/2010 às 00h00min e 12h00min e dia 10/5/2010 às 06h00min e 13h00min; (b) dia 11/5/2010 às 23h30min, dia 12/5/2010 às 00h00min, 05h00min e 22h00min; (c) dia 18/5/2010 às 00h00min, 12h00min e dia 19/5/2010 às 00h00min e 10h00min; (d) F4 dia 31/5/2010 às 23h00min e dia 1/6/2011 às 03h45min, 07h30min e 12h00min; e (e) dia 4/6/2010 às 18h00min e dia 5/6/2010 às 06h00min, 12h00min e 21h00min. A seta vermelha indica a localização do reservatório da UHE Itumbiara.	64
Figura 4.6 - Disponibilidade de imagens MODIS 100 % livre de nuvens durante o período de estudo. As regiões F1, F2, F3, F4 e F5 (cinza sombreado) representam o período de atuação das frentes frias.....	67
Figura 4.7 - Gráfico de dispersão entre: (a) Parâmetro de estabilidade atmosférica (ζ) e Coeficiente de transferência de <i>momentum</i> (C_D); e (b) Parâmetro de estabilidade atmosférica (ζ) e Coeficiente de transferência de calor sensível e latente ($C_{H,E}$).	68
Figura 4.8 - Fluxo de calor (a) sensível e (b) latente, obtidos com os dados MODIS. As regiões F1, F2, F3, F4 e F5 (cinza sombreado) representam o período de atuação das frentes frias. Os valores apresentados representam uma media para todo o reservatório.....	69
Figura 4.9 - Fluxos de calor (a) Sensível e (b) Latente, antes de F1 e F2 (7/05/2010), durante F2 (13/05/2010) e após F2 (15/05/2010) espacializados no reservatório utilizando imagens MODIS obtidas às 13h30min.	70
Figura 4.10 - Fluxos de calor (a) Sensível e (b) Latente, antes (16/05/2010), durante (20/05/2010) e após (23/05/2010) a passagem de F3 espacializados no reservatório utilizando imagens MODIS obtidas às 10h30min.	71
Figura 4.11 - Fluxos de calor (a) Sensível e (b) Latente, antes (30/05/2010) F4 e F5, durante (06/06/2010) F5 e após (08/06/2010) F5 espacializados no reservatório utilizando imagens MODIS obtidas às 10h30min.	72
Figura 4.12 - Velocidade da corrente obtida a partir dos dados coletados com os derivadores: (a) região de transição rio/reservatório a 6 metros de profundidade; (b) corpo principal do reservatório a 2 metros de profundidade; (c) corpo principal do reservatório a 10 metros de profundidade; e (d) próximo à barragem a 2, 15 e 25 metros de profundidade.	75
Figura 4.13 - Trajetória dos derivadores próximo à barragem. Os pontos verdes indicam os locais de lançamento e os amarelos de resgate dos derivadores.....	78
Figura 4.14 - Verificação da simulação com dados da cadeia de termistores do SIMA1: (a) série temporal de temperatura observada; (b) série	

	temporal de temperatura simulada; e (c) série temporal do erro absoluto ($ T_{\text{observado}} - T_{\text{simulado}} $). As linhas tracejadas indicam as profundidades dos termistores da cadeia do SIMA1 (1,5, 5, 12, 20 e 39 metros). F1, F2, F3, F4 e F5 indicam as passagens das frentes frias.	79
Figura 4.15 -	Verificação da simulação com dados da cadeia de termistores do SIMA2: (a) série temporal de temperatura observada; (b) série temporal de temperatura simulada; e (c) série temporal do erro absoluto ($ T_{\text{observado}} - T_{\text{simulado}} $). As linhas tracejadas indicam as profundidades dos termistores da cadeia do SIMA2 (5, 12 e 20 metros).	80
Figura 4.16 -	Variação temporal no nível d'água simulado e observado. Valores obtidos na barragem do reservatório.	82
Figura 4.17 -	Gráfico de dispersão entre o fluxo de calor sensível simulado com o ELCOM e estimado utilizando dados MODIS (a) e o fluxo de calor latente simulado com o ELCOM e estimado utilizando dados MODIS (b). Os valores apresentados representam uma media para todo o reservatório.	83
Figura 4.18 -	Campo de velocidade da corrente superficial em dias sem atuação de frentes frias: (a) 08/05/2010 às 14h00min; (b) 17/05/2010 às 13h30min; (c) 18/05/2010 às 12h30min; (d) 29/05/2010 às 14h00min; (e) 03/06/2010 às 13h30min; e (f) 07/06/2010 às 13h30min.	84
Figura 4.19 -	Perfil longitudinal de velocidade: (a) 08/05/2010 às 14h00min; (b) 17/05/2010 às 13h30min; (c) 18/05/2010 às 12h30min; (d) 29/05/2010 às 14h00min; (e) 03/06/2010 às 13h30min; e (f) 07/06/2010 às 13h30min. Valores negativos indicam fluxo em direção à barragem.	85
Figura 4.20 -	Campo de velocidade da corrente superficial durante a atuação das frentes frias: (a) 09/05/2010 às 23h30min; (b) 11/05/2010 às 00h00min; (c) 19/05/2010 às 18h30min; (d) 20/05/2010 às 18h00min; (e) 31/05/2010 às 17h30min; e (f) 05/06/2010 às 17h30min.	87
Figura 4.21 -	Perfil longitudinal da velocidade durante a atuação das frentes frias: (a) 09/05/2010 às 23h30min; (b) 11/05/2010 às 19h30min; (c) 19/05/2010 às 18h30min; (d) 20/05/2010 às 18h00min; (e) 31/05/2010 às 17h30min; e (f) 05/06/2010 às 17h30min. Valores negativos indicam fluxo em direção à barragem.	88
Figura 4.22 -	Circulação vertical durante a passagem das frentes frias: (a) batimetria do reservatório; (b) padrão de perda de calor sensível e latente no perfil A-A' durante a passagem das frentes frias; e (c)	

	fluxos verticais durante as passagens de F2 (12/05/2010), F3 (21/05/2010), F4 (31/06/2010) e F5 (06/06/2010).....	89
Figura 4.23 -	Formação de correntes de densidade após a passagem das frentes frias: (a) batimetria do reservatório; (b) padrão de perda de calor sensível e latente no perfil A-A' durante a passagem das frentes frias; e (c) correntes de densidades formadas após a passagem de F2 (14/05/2010), F3 (23/05/2010), F4 (02/06/2010) e F5 (07/06/2010).	90
Figura 4.24 -	Estrutura térmica do reservatório de Itumbiara no período inicial da simulação: (a) perfil longitudinal de temperatura às 16h00min do dia 05/05/2010; e (b) perfis verticais de temperatura nos pontos P1 e P2 ao longo do dia 05/05/2010.....	91
Figura 4.25 -	Evolução da estrutura térmica do reservatório entre os dias 06/05/2010 (dia 126 do ano 2010) e 16/06/2010 (dia 157 do ano 2010). Todos os perfis foram obtidos às 16h00min. A localização de P1 e P2 é apresentada na Figura 46. F1, F2, F3, F4 e F5 indicam os dias em que ocorreram as passagens das frentes frias.	93
Figura 4.26 -	Evolução dos regimes de mistura no reservatório de Itumbiara na posição P1 (a) e P2 (b). A localização de P1 e P2 é apresentada na Figura 4.24a. F1, F2, F3, F4 e F5 indicam os dias em que ocorreram as passagens das frentes frias.	94

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1 - Principais características do sensor MODIS.....	20
Tabela 2.2 - Largura das bandas espectrais do sensor MODIS e suas principais aplicações.....	21
Tabela 2.3 - Principais características do TRMM.....	22
Tabela 2.4 - Resumo das principais características do sensor <i>Imager</i>	24
Tabela 3.1 - Resumo dos dados <i>in situ</i> disponíveis para o estudo.	30
Tabela 3.2 - Principais características dos produtos M*D11A1.....	31
Tabela 3.3 - Principais características dos produtos M*D25 L2.	32
Tabela 3.4 - Principais características dos produtos TRMM /3B42 V6 diário.	33
Tabela 3.5 - Principais características do GOES 12.	33
Tabela 3.6 - Resumo das equações que governam a hidrodinâmica utilizada pelo ELCOM.....	35
Tabela 3.7 - Resumo dos dados de entrada para a simulação.	53
Tabela 3.8 - Módulos de simulação ativados.	53
Tabela 3.9 - Parâmetros utilizados na simulação.	54
Tabela 4.1 - Número de frentes frias observadas de acordo com o tempo de duração.....	61
Tabela 4.2 - Resumo das alterações meteorológicas durante a passagem das frentes frias sobre o reservatório da UHE Itumbiara.	66
Tabela 4.3 - Quantidade de imagens 100% livres de nuvem durante o dia e a noite obtidas por meio do sensor MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua.....	66
Tabela 4.4 - Resumo dos dados de corrente e de vento no reservatório.	76
Tabela 4.5 - Resumo das estimativas do número de Rossby.	77
Tabela 4.6 - Resumo da validação utilizando os dados de temperatura.....	82

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ALOS	<i>Advanced Land Observation Satellite</i>
ARMS	<i>Aquatic Realtime Management System</i>
CAEDYM	<i>Computational Aquatic Ecosystem DYNamics Model</i>
CFL	<i>Courant-Friedrichs-Lewis stability condition</i>
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CWR	<i>Centre for Water Research</i>
Delft3D	<i>Delft Hydraulics Software</i>
EAM	Erro Absoluto Médio
ELCOM	<i>Estuary, Lake and Coastal Ocean Model</i>
ELMO	<i>Estuary and Lake Model</i>
ENVISAT	<i>Environmental Satellite</i>
EOS	<i>Earth Observing System</i>
ER	Erro Relativo
FTP	<i>File Transfer Protocol</i>
GESDISC	<i>Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center</i>
GMT	<i>Greenwich Mean Time</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellites</i>
GPCC	<i>Global Prediction Climatology Center</i>
GPS	<i>Global Position System</i>
HRG	<i>High Resolution Geometrical</i>
IGFOV	<i>Instantaneous Geographic Field Of View</i>
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JAXA	<i>Japan Aerospace Exploration Agency</i>
MERIS	<i>Medium Resolution Imaging Spectrometer</i>
MH	Módulo Hidrodinâmico
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MOD11A1	MODIS/Terra V5 LST/E L3 <i>Global 1 km Grid</i>
MOD32L2	MODIS/Terra <i>Cloud Mask and Spectral Test Results 5-Min L2 Swath</i> 250m and 1km

MRT	<i>MODIS Reprojection Tool</i>
MQA	Modelo de Qualidade da Água
MS	Módulo de sedimentação
MTM	Módulo de Transporte de Massa
MYD11A1	<i>MODIS/Aqua V5 LST/E L3 Global 1 km Grid</i>
MYD32L2	<i>MODIS/Aqua Cloud Mask and Spectral Test Results 5-Min L2 Swath</i> 250m and 1km
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NDWI	<i>Normalized Difference Water Index</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
PALSAR	<i>Phased Array L-Band Synthetic Aperture Radar</i>
PIXEL	<i>Picture Element</i>
POM	<i>Princeton Ocean Model</i>
PR	<i>Precipitation Radar</i>
QUAL2E	<i>River and Stream Water Quality Model</i>
REM	Radiação Eletromagnética
RGB	<i>Red, Green and Blue</i>
RMSE	<i>Root-Mean-Square Error</i>
SDS	<i>Scientific Data Set</i>
SIMA	Sistema Integrado de Monitoramento Ambiental
SISBAHIA	Sistema BAse de Hidrodinâmica Ambiental
SPOT	<i>Satellite Pour l'Observation de la Terre</i>
SPTR	<i>Sub Pixel Temperature Retrieving</i>
SWIR	<i>Short Wave InfraRed</i>
TIR	<i>Thermal InfraRed</i>
TM	<i>Thematic Mapper</i>
TMI	<i>TRMM Microwave Imager</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
UHE	Usina Hidrelétrica
UNIVAP	Universidade do Vale do Paraíba
UWA	<i>University of Western Australia</i>

VIRS	<i>Visible and InfraRed Scanner</i>
WIST	<i>Warehouse Inventory Search Tool</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

LISTA DE SÍMBOLOS

g	Aceleração da gravidade, $m.s^{-2}$
g'	Aceleração da gravidade reduzida, $m.s^{-2}$
α_{sw}	Albedo da água para radiação de ondas curtas, adimensional
α_{lw}	Albedo da água para radiação de ondas longas, adimensional
z	Altura dos sensores meteorológicos, m
B_2	Valor do nível de cinza da banda 2 do sensor TM, adimensional
B_4	Valor do nível de cinza da banda 4 do sensor TM, adimensional
C_a	Calor específico da água, $J.kg^{-1}.K^{-1}$
L_V	Calor latente de vaporização, $J.kg^{-1}$
C_H	Coefficiente de transferência de calor sensível, adimensional
C_E	Coefficiente de transferência de calor latente, adimensional
C_D	Coefficiente de transferência de <i>momentum</i> , adimensional
L	Comprimento de Monin-Obukhov, m
l	Comprimento do reservatório, m
$Z_{H,E}$	Comprimento de rugosidade para troca de calor sensível e latente, m
Z_0	Comprimento de rugosidade para troca de <i>momentum</i> , m
β	Constante de Charnock, adimensional
σ	Constante de Stephan-Boltzmann, $W.m^{-2}.K^{-4}$
k	Constante de Von Karman, adimensional
R_a	Constante dos gases para o ar úmido, $J.kg.K^{-1}$
ρ_a	Densidade da água, $kg.m^{-3}$
ρ_0	Densidade de referência, $kg.m^{-3}$
$\Delta\rho$	Diferença de densidade entre camadas, $kg.m^{-3}$
ε_w	Emissividade da água, adimensional
ε_a	Emissividade do ar, adimensional

d	Escala de comprimento do reservatório, m
$u_{corrente}$	Escala de velocidade horizontal da corrente, $m.s^{-1}$
h	espessura da camada de mistura, m
Φ_{le}	Fluxo de calor latente, $W.m^{-2}$
Φ_{rw}	Fluxo de radiação de ondas longas emitido pela superfície, $W.m^{-2}$
Φ_{se}	Fluxo de calor sensível, $W.m^{-2}$
C	Fração de cobertura de nuvens, adimensional
$\psi_{H,E,M}$	Funções de estabilidade atmosférica, adimensional
θ	Latitude, radianos
R_e	Número de Reynolds para rugosidade, adimensional
R_i	Número de Richardson, adimensional
R_o	Número de Rossby, adimensional
Δt	Passo de tempo definido para simulação, s
f	Parâmetro de Coriolis, s^{-1}
ζ	Parâmetro de estabilidade atmosférica, adimensional
P	Precipitação diária, mm
p	Pressão atmosférica, mbar
e_a	Pressão de vapor do ar, mbar
$e_{a,sat}$	Pressão de vapor do ar saturado, mbar
e_w	Pressão de vapor saturado ao nível d'água, mbar
D	Profundidade efetiva, m
H	Profundidade do reservatório, m
Φ_{lw}	Radiação de ondas longas incidente, $W.m^{-2}$
Φ_{sw}	Radiação de ondas curtas incidente, $W.m^{-2}$
Δx	Resolução espacial da grade batimétrica, m
Φ_{tot}	Saldo de energia disponível na superfície do reservatório, $W.m^{-2}$
Ω	Taxa de rotação da terra, $rad.s^{-1}$
T_w	Temperatura da água, $^{\circ}C$

T_a	Temperatura do ar, °C
T_V	Temperatura virtual do ar, K
R_h	Umidade relativa do ar, %
u^*	Velocidade de cisalhamento do vento, m.s^{-1}
U_z	Velocidade do vento a z metros de altura, m.s^{-1}
U_{10}	Velocidade do vento a 10 metros de altura, m.s^{-1}
ν	Viscosidade cinemática do ar, $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
μ	Viscosidade dinâmica do ar, $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$

SUMÁRIO

Pág.

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Hipótese	3
1.2. Objetivos.....	3
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	5
2.1. Reservatórios	5
2.1.1. Balanço de calor na superfície do reservatório.....	6
2.1.2. Estrutura térmica da coluna d'água	8
2.1.3. Circulação da água.....	10
2.2. Passagem de frentes frias.....	11
2.2.1. Efeitos das frentes frias sobre os reservatórios.....	13
2.3. Modelagem aplicada aos recursos hídricos	14
2.3.1. Modelos de qualidade da água.....	17
2.4. Aquisição de dados por sensoriamento remoto	18
2.4.1. O sensor MODIS	20
2.4.2. O satélite TRMM.....	22
2.4.3. Monitoramento de frentes frias por sensoriamento remoto.....	23
3. MATERIAIS E MÉTODOS	25
3.1. Caracterização da área de estudo	25
3.2. Materiais	27
3.2.1. Dados <i>in situ</i>	27
3.2.2. Dados de satélite	30
3.2.2.1. Dados de Temperatura da Superfície da Água	30
3.2.2.2. Dados de Cobertura de Nuvem.....	31
3.2.2.3. Dados de Precipitação	32
3.2.2.4. Produto composição colorida GOES-12	33
3.2.3. O modelo ELCOM	34
3.3. Metodologia.....	36
3.3.1. Análise da frequência de passagem de frentes frias sobre o reservatório	38
3.3.2. Escolha do período de estudo	39
3.3.3. Estimativa dos fluxos de calor sensível e latente com dados MODIS	40
3.3.4. Análise de forçantes e padrões de circulação no reservatório	48
3.3.5. Simulação numérica da hidrodinâmica e termodinâmica.....	50
3.3.5.1. Discretização do domínio para simulação e definição do passo de tempo.....	50
3.3.5.2. Forçantes para simulação e condições de contorno.....	52
3.3.5.3. Configurações do modelo	53
3.3.5.4. Validação do modelo	55
3.3.6. Análise dos regimes de mistura	56
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	59
4.1. Frequência de passagem de frentes frias sobre o reservatório de Itumbiara	59
4.2. Escolha do período para o estudo	61

4.3. Efeitos das frentes frias nos fluxos de calor sensível e latente	66
4.4. Análise de forçantes de circulação no reservatório	73
4.4.1. Condições ambientais durante a coleta de dados.....	73
4.4.2. Velocidade das correntes	74
4.4.3. Influência do vento nas correntes	76
4.4.4. Influência da força de Coriolis na circulação	77
4.4.5. Influência da tomada d'água na circulação	78
4.5. Simulação numérica da hidrodinâmica e termodinâmica.....	79
4.5.1. Validação do modelo	79
4.5.1.1. Comparação entre o posicionamento das isotermas	79
4.5.1.2. Comparação entre as temperaturas observadas e simuladas	81
4.5.1.3. Comparação entre o nível d'água observado e simulado	82
4.5.1.4. Comparação entre os fluxos de calor obtidos com dados de Sensoriamento remoto e por simulação	83
4.5.2. Efeitos das frentes frias na hidrodinâmica do reservatório	83
4.5.3. Efeitos das frentes frias na estrutura térmica do reservatório.....	91
4.6. Efeitos das frentes frias nos regimes de mistura do reservatório	94
5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	97
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	99

1. INTRODUÇÃO

Reservatórios podem ser definidos como sistemas aquáticos continentais, artificiais, formados a partir da construção de uma barragem, com a finalidade de armazenar água para diferentes usos, tais como: irrigação, controle de inundações, geração de energia, abastecimento de água, navegação, recreação, regularização de vazão a jusante, habitat de espécies e manutenção da qualidade da água (IMBERGER; PATTERSON, 1990).

De maneira semelhante aos lagos, estes sistemas respondem continuamente a ação de forçantes externos tais como o vento, radiação incidente, vazão de entrada e saída, pressão atmosférica, umidade e temperatura do ar (WETZEL, 2001). Sendo assim, a ocorrência de eventos hidrometeorológicos de curta duração (p.ex. a passagem de uma frente fria) pode causar alterações nos processos físicos na coluna d'água e na qualidade da água dos reservatórios (ALCÂNTARA et al., 2010a; MORAIS et al., 2010; TUNDISI et al., 2004).

O deslocamento de uma frente fria sobre um reservatório é acompanhado por queda da pressão atmosférica, temperatura e umidade do ar, com alterações da direção e velocidade do vento. O aumento da nebulosidade e precipitação frequentemente são observados durante a atuação deste tipo de sistema frontal (VAREJÃO SILVA, 2006).

A ação de frentes frias sobre os reservatórios altera o balanço de calor entre a superfície da água e a atmosfera, com influência direta nos processos de mistura e estratificação na coluna d'água (LIU et al., 2009; ALCÂNTARA et al., 2010a). As alterações no campo de vento induzidas pela passagem das frentes podem modificar o padrão de circulação do sistema aquático (LAVAL et al., 2003).

Para detectar tais alterações e monitorar os processos físicos de um reservatório é fundamental a coleta de dados meteorológicos e limnológicos de forma contínua e em alta frequência (STECH et al., 2006). Entretanto, se realizada apenas utilizando métodos

convencionais, com medidas pontuais das variáveis, tal tarefa pode ser bastante onerosa e demandar uma logística razoavelmente complexa, com mais de uma embarcação, equipe numerosa e vários instrumentos (HADJIMITSIS et al., 2006). Além disso, podem ocorrer problemas relacionados com a amostragem da área de estudo, refletindo em resultados pouco confiáveis (PILLAR, 2004).

O sensoriamento remoto pode ser uma importante ferramenta no estudo de tais processos, apresentando como principais vantagens visão sinótica e repetitiva sobre grandes áreas, promovendo informações necessárias para detectar mudanças na qualidade da água no espaço e tempo (JENSEN, 2007). Por outro lado, as imagens de sensoriamento remoto se limitam em fornecer informações somente da camada superficial da água. Esta limitação significa que, embora o sensoriamento remoto possa fornecer informações importantes sobre a distribuição espacial de variáveis limnológicas (ALCÂNTARA, 2006; ALCÂNTARA, 2010), essa metodologia em muitos casos não é suficiente para fornecer informações sobre os processos internos da coluna d'água (HEDGER et al., 2002).

Uma abordagem bastante eficiente para auxiliar e complementar o entendimento dos processos físicos que atuam nos sistemas aquáticos é a modelagem hidrodinâmica (IMBERGER; PATTERSON, 1990; MARTIN; MCCUTCHEON, 1999). Por meio dessa técnica é possível simular cenários de configuração dos parâmetros chave, bem como de forçantes meteorológicas ou limnológicas atuantes nesses corpos d'água.

O cotejo entre os resultados da modelagem hidrodinâmica, dados *in situ* e aqueles obtidos por sensoriamento remoto representa uma forma adequada de investigação dos processos físicos que ocorrem em sistemas aquáticos. Embora esta não seja uma abordagem recente para o estudo de áreas costeiras e oceânicas, são poucos os estudos em sistemas aquáticos continentais que abordam a utilização conjunta destas técnicas.

1.1. Hipótese

Para ampliar o entendimento da resposta física do reservatório hidrelétrico de Itumbiara/GO à passagem de frentes frias, foi elaborada a seguinte hipótese:

- A passagem de frentes frias são eventos importantes nos processos que controlam a hidrodinâmica, estrutura térmica e o regime de mistura do reservatório de Itumbiara.

1.2. Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é estudar a influência da passagem de frentes frias sobre os processos físicos na superfície e coluna d'água do reservatório da UHE Itumbiara/GO. Com a finalidade de atingir este objetivo, foram elaborados os seguintes objetivos específicos:

1. Analisar a frequência de ocorrência de frentes frias sobre o reservatório da UHE Itumbiara;
2. Estimar os fluxos de calor sensível e latente no reservatório da UHE Itumbiara em condições reais de passagem de frentes frias;
3. Analisar padrões e forçantes de circulação superficial no reservatório da UHE Itumbiara;
4. Simular a hidrodinâmica e termodinâmica do reservatório da UHE Itumbiara em condições reais de passagem de frentes frias;
5. Analisar a influência das frentes frias sobre o regime de mistura do reservatório da UHE Itumbiara.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Reservatórios

Segundo Tundisi e Matsumura-Tundisi (2003), durante os últimos 50 anos do século XX houve uma intensificação na construção de reservatórios na América do Sul, particularmente no Brasil, com a construção de grandes barragens interferindo fortemente na dinâmica dos rios e no ciclo hidrológico das bacias hidrográficas. Estes autores discutem brevemente a evolução dos usos múltiplos dos reservatórios na América do Sul e Brasil, fazendo uma revisão dos principais avanços nos estudos limnológicos de reservatórios entre os anos 1970 e 2000.

Uma característica importante observada nos reservatórios é a existência de diferentes zonas ou regiões, sujeitas a processos físicos, químicos e biológicos distintos (IMBERGER, 1994; ARMENGOL et al., 1999; WETZEL, 2001). A Figura 2.1 apresenta as zonas tipicamente encontradas em um reservatório.

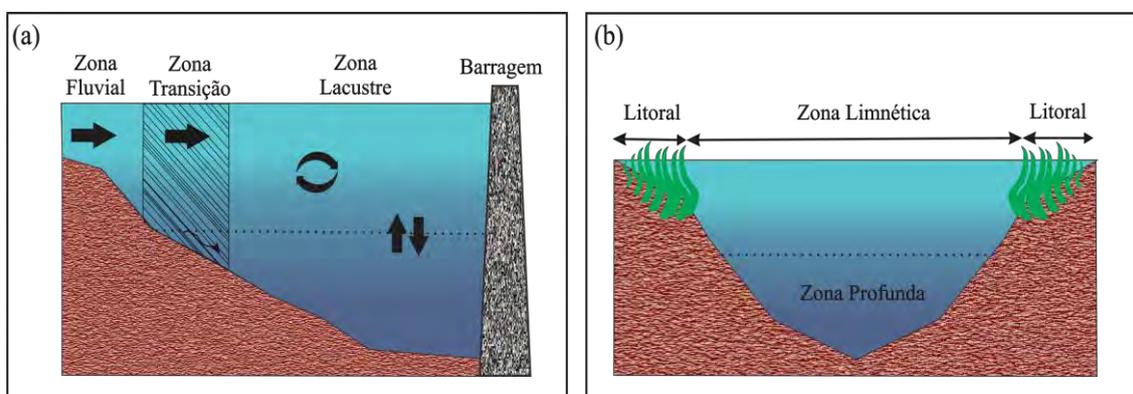


Figura 2.1 - Diferentes zonas dentro de um reservatório: (a) gradiente longitudinal; e (b) gradiente transversal.

Fonte: Adaptado de Wetzel (2001).

Ao longo do gradiente longitudinal do reservatório (Figura 2.1a) são encontradas três zonas distintas: a zona fluvial, que sofre grande influência dos rios que afluem ao reservatório, apresentando maior velocidade e mistura da água; a zona de transição,

caracterizada pela dissipação da energia e redução da velocidade da água; e a zona lacustre, que apresenta as características mais semelhantes aos lagos, com fluxo lento ou estagnado e frequentemente sujeita a estratificação termal (WETZEL, 2001).

Por outro lado, ao longo do gradiente transversal do reservatório (Figura 2.1b) são encontradas duas zonas: a zona litoral, localizada próxima as margens do reservatório e influenciada diretamente pelo ambiente terrestre; e a zona limnética ou pelágica, localizada na região mais profunda do reservatório, afastada das margens (MARTIN; MCCUTCHEON, 1999).

Levando em consideração a penetração da luz na coluna d'água, o reservatório pode ser dividido verticalmente em duas zonas: zona eufótica, onde há a penetração da luz e caracterizada pela produção de matéria orgânica; e a zona afótica, onde a luz não penetra e caracterizada pela degradação de matéria orgânica (WETZEL, 2001).

Além das zonas supracitadas o espelho d'água também é importante, pois é na interface ar-água onde ocorrem as trocas de calor, *momentum* e gases entre o reservatório e a atmosfera. A maior fonte de calor para o reservatório é a radiação solar de ondas curtas (i.e. 280 nm a 2800 nm). Entretanto, em dias com grande nebulosidade a radiação de ondas longas (i.e. maior do que 2800 nm) proveniente da atmosfera pode ser considerada a maior fonte de calor para os reservatórios (IMBERGER; PATTERSON, 1990).

2.1.1. Balanço de calor na superfície do reservatório

O balanço completo dos fluxos de calor em reservatórios considera: a radiação solar de ondas curtas incidente, a radiação atmosférica de ondas longas incidente, a radiação de ondas longas emitida pela superfície da água, o fluxo de calor latente e o fluxo de calor sensível. O valor de cada um destes termos varia ao longo do dia e do ano e depende de condições meteorológicas locais (IMBERGER; PATTERSON, 1990). O saldo de

energia disponível (Φ_{tot} , W.m^{-2}) pode ser estimado utilizando a seguinte equação (BONNET et al., 2000):

$$\Phi_{tot} = (1 - \alpha_{sw})\Phi_{sw} + \Phi_{lw} - \Phi_{rw} - \Phi_{le} - \Phi_{se} \quad (2.1)$$

onde, α_{sw} é o albedo da superfície do reservatório para radiação de ondas curtas; Φ_{sw} é a radiação de ondas curtas incidente (W.m^{-2}); Φ_{lw} é a radiação atmosférica de ondas longas incidente (W.m^{-2}); Φ_{rw} é o fluxo de calor de ondas longas emitido pela superfície do reservatório (W.m^{-2}); Φ_{le} é o fluxo de calor latente (W.m^{-2}); e Φ_{se} é o fluxo de calor sensível (W.m^{-2}).

O termo de radiação de onda curta pode ser medido diretamente, utilizando alguns instrumentos, como radiômetros e espectrômetros por exemplo. O albedo da água varia de um local para outro dependendo de fatores como o ângulo solar, cor da água e estado da superfície. Já a radiação de ondas longas emitida pelas nuvens e vapor de água na atmosfera (Φ_{lw} , W.m^{-2}) pode ser tanto medida diretamente como estimada indiretamente por meio da fração de cobertura de nuvens, temperatura e emissividade do ar (HODGES; DALLIMORE, 2010):

$$\Phi_{lw} = (1 - \alpha_{lw})(1 + 0,17C^2)\varepsilon_a\sigma T_a^4 \quad (2.2)$$

onde, α_{lw} é o albedo da superfície do reservatório para radiação de ondas longas; C é a fração de cobertura de nuvens (valor adimensional que varia entre 0 e 1); ε_a é a emissividade do ar; T_a é a temperatura do ar; e σ é igual a $5,669 \times 10^{-8}$ ($\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$) (constante de Stefan-Boltzmann).

O fluxo de radiação de ondas longas que emitido pelo corpo d'água (Φ_{rw} , W.m^{-2}) é considerada uma perda de calor e pode ser estimada utilizando a equação de Stefan-Boltzman (SLATER, 1980):

$$\Phi_{rw} = \varepsilon_w \sigma T_w^4 \quad (2.3)$$

onde, ε_w é a emissividade da água e T_w é temperatura da água (K).

A estimativa dos fluxos de calor sensível (Φ_{se} , W.m⁻²) e latente (Φ_{le} , W.m⁻²) pode ser realizada por meio do método aerodinâmico de *bulk* (FISCHER et al., 1979):

$$\Phi_{se} = \rho_a C_a C_H U_{10} (T_a - T_w) \quad (2.4)$$

$$\Phi_{le} = \rho_a L_V C_E U_{10} (e_a - e_w) 0,622 p^{-1} \quad (2.5)$$

onde, ρ_a é a densidade do ar (kg.m⁻³); C_a é o calor específico do ar (1003 J.kg⁻¹.K⁻¹); C_H é o coeficiente de transferência de calor sensível; U_{10} é o vento a altura padrão de 10 metros acima do nível da água (m.s⁻¹); L_V é o calor latente de vaporização (J.kg⁻¹); C_E é o coeficiente de transferência de calor latente; e_a é a pressão de vapor do ar (mbar); e_w é a pressão de vapor saturado ao nível da água (mbar); e p é a pressão atmosférica (mbar).

Um saldo de energia negativo indica que o reservatório está liberando energia para atmosfera e conseqüentemente se resfriando. Por outro, lado saldos positivos significam que o reservatório está ganhando energia e conseqüentemente aumentando sua temperatura. Este balanço de calor exerce influência direta na estrutura térmica dos reservatórios (IMBERGER; PATTERSON, 1990).

2.1.2. Estrutura térmica da coluna d'água

O conhecimento da distribuição da temperatura na coluna d'água é fundamental para compreender o funcionamento e o desempenho de um reservatório (HAN et al., 2000).

Esta distribuição depende do efeito conjunto dos fluxos de calor, água e *momentun*, podendo variar no espaço e no tempo (IMBERGER; PATTERSON, 1990).

A variação da temperatura na coluna d'água (i.e. a estratificação termal) normalmente é predominante na direção vertical, mas pode variar em diferentes direções (IMBERGER, 1994). Geralmente são diferenciados três estratos termais na direção vertical (Fig. 2.2), epilímnio, metalímnio e hipolímnio, que representam as camadas superficial, intermediária e profunda, respectivamente. A profundidade em que ocorre a maior variação de temperatura é chamada de termoclina (WETZEL, 2001).

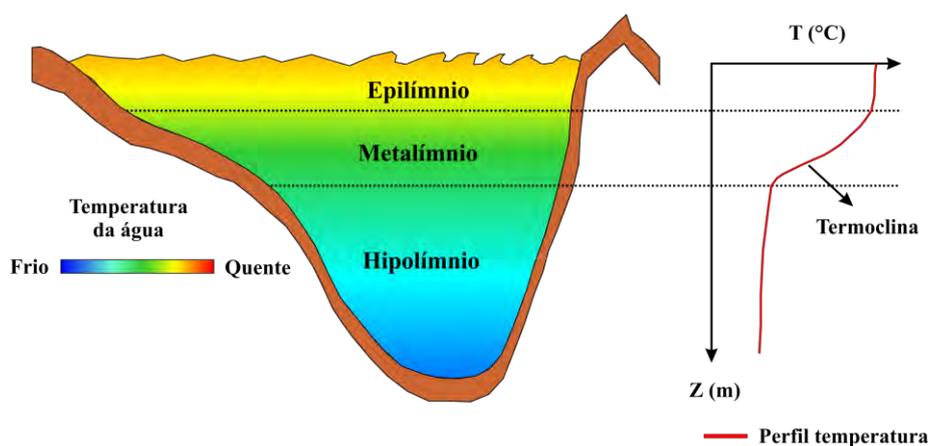


Figura 2.2 - Estratos termais típicos em um reservatório estratificado e perfil da temperatura na coluna d'água.

Ciclos sazonais na estratificação térmica de um reservatório podem variar de acordo com sua localização geográfica, parâmetros batimétricos e regime de chuva na bacia que o reservatório está inserido (IMBERGER, 1994; ASSIREU et al., 2011). Em regiões tropicais do hemisfério sul, os reservatórios geralmente ganham calor entre os meses de outubro e março (i.e. primavera e verão), alcançando a máxima de estratificação térmica no fim do verão. Por outro lado, entre os meses abril e setembro (i.e. outono e inverno) os reservatórios perdem calor, podendo chegar a situações de mistura completa da coluna d'água (ALCÂNTARA et al., 2010c).

A estrutura térmica da coluna d'água traz diversas implicações para a circulação da água no reservatório (IMBERGER, 1994; WETZEL, 2001). Quando a estratificação térmica é verticalmente estável, a parte inferior da coluna d'água (i.e. hipolímnio) é mais densa do que a parte superior (i.e. epilímnio), o que resulta em duas principais consequências: a circulação vertical no reservatório, tanto em larga como em pequena escala, é limitada devido à estratificação; a estratificação térmica favorece a formação de ondas internas, que podem propagar por longas distâncias, distribuindo energia cinética e *momentum*. Entretanto, quando a estratificação do reservatório é instável a parte superior da coluna d'água é mais densa do que a parte inferior, dando origem a movimentos verticais, contribuindo para a mistura da coluna d'água.

2.1.3. Circulação da água

As principais forças que influenciam na dinâmica e circulação da água em lagos e reservatórios são a força gravitacional, cisalhamento do vento, pressão atmosférica e força de Coriolis, além de forçantes como a vazão de entrada e saída do reservatório e sua batimetria (Fig. 2.3). Estas diferentes forças atuando sobre o reservatório dão origem a diversos tipos de movimentos da massa d'água, tais como as correntes de densidade, circulação e ondas de superfície, ressurgências, correntes turbulentas, ondas internas, entranhamento, entre outros (HUTTER et al., 2010).

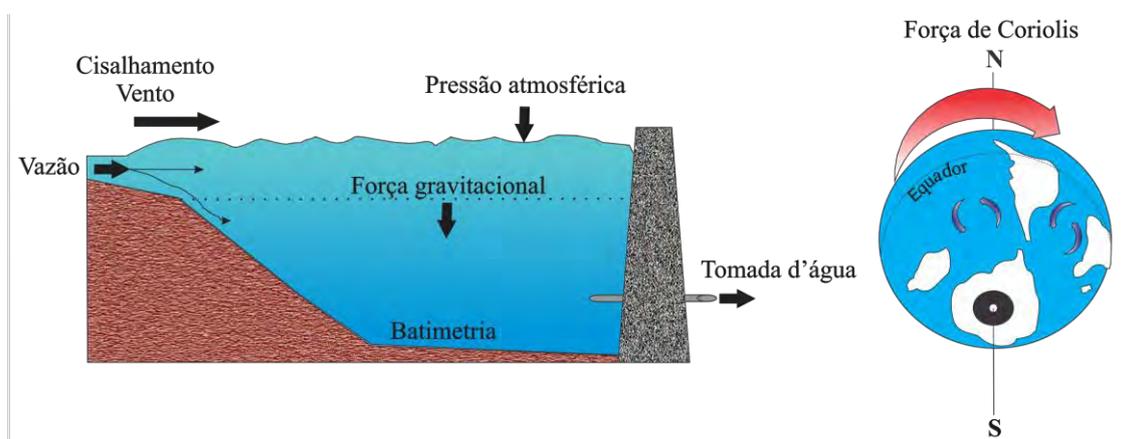


Figura 2.3 - Principais fatores que influenciam a circulação da água em um reservatório.

De acordo com Wetzel (2001), os movimentos das massas d'água podem ser classificados em superficiais (p.ex. ondas e correntes superficiais) ou internos (p.ex. entranhamento, correntes de densidade, células de convecção e ondas internas).

De uma maneira geral as correntes superficiais são influenciadas pela variação espacial do vento (LAVAL et al., 2003). Além disso, o efeito da força de Coriolis pode influenciar na circulação de superfície em grandes reservatórios (WÜEST; LORKE, 2003), fazendo com que ocorra a deflexão da corrente.

Uma consequência da deriva da camada superficial é o acúmulo e consequente aumento do nível d'água em algumas regiões do reservatório. Esta massa d'água acumulada sofre subsidência, devido à ação da gravidade, dando origem a movimentos internos (VIDAL; CASAMITJANA, 2008). Ao encontrar-se com água mais densa das camadas inferiores retorna a superfície em direção oposta ao vento, na forma de um contra fluxo (WETZEL, 2001).

As células de convecção e correntes de densidade são geradas a partir da diferença de densidade entre as massas d'água, podendo ser influenciadas pelo resfriamento diferencial dentro do reservatório, temperatura da água dos rios que adentram ao reservatório ou eventos meteorológicos que favorecem o resfriamento da camada superficial e desestabilização da estratificação térmica (p.ex. as frentes frias).

2.2. Passagem de frentes frias

Um sistema frontal atmosférico é formado quando ocorre o encontro entre duas massas de ar com propriedades físicas (p.ex. pressão, temperatura, umidade) distintas. Devido a estas diferenças em suas propriedades físicas, as massas de ar tendem a se manter individualizadas, como fluidos imiscíveis (DONN, 1978). Contudo, geralmente entre elas ocorre uma camada de transição, conhecida como superfície frontal podendo ter vários quilômetros de comprimento (VAREJÃO SILVA, 2006).

Segundo Varejão Silva (2006), a interseção da superfície frontal com qualquer outra superfície de referência constitui uma faixa denominada frente, sendo que a espessura e inclinação da superfície frontal condicionam a largura da frente, que normalmente varia entre 25 km e 50 km quando a transição é bem nítida, podendo variar entre 100 km e 300 km quando a transição é difusa.

As frentes são classificadas de acordo com as características térmicas da massa de ar que a compõe, podendo ser quentes ou frias. As frentes frias tendem a se deslocar no sentido pólo-equador e as frentes quentes no sentido oposto (DONN, 1978).

De acordo com Hsu (1988), uma frente fria é uma interface ou uma zona de transição, que pode variar entre 25 km a 250 km de extensão, entre massas de ar heterogêneas, onde o ar frio, seco e mais denso avança em direção ao ar quente, úmido e mais leve (Fig. 2.4). A passagem destas frentes ocasiona a diminuição da temperatura do ar e da pressão atmosférica e modificação da direção e velocidade do vento (DONN, 1978).

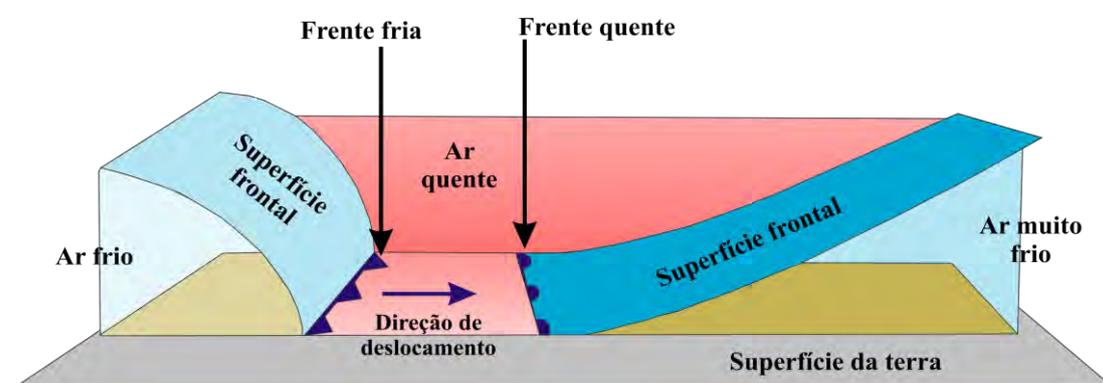


Figura 2.4 - Esquema ilustrativo de uma frente fria.

Fonte: Adaptado de Varejão Silva (2006).

As frentes frias que atingem o Brasil se formam na região sul do continente americano, atingindo a região sudeste do Brasil a cada seis dias no inverno e entre onze a quatorze dias no verão, podendo alcançar o interior dos estados de São Paulo, Minas Gerais e Goiás (STECH; LORENZZETTI, 1992).

Alguns estudos mostram que, no Brasil, há uma diminuição na ocorrência das frentes frias em direção as baixas latitudes (norte do Brasil) e nos meses de verão (ANDRADE, 2005; ANDRADE; CAVALCANTI, 2004). Já nos meses de inverno, as frentes frias se sucedem com maior frequência e maior velocidade de deslocamento, causando nebulosidade principalmente no litoral (STECH; LORENZZETTI, 1992).

2.2.1. Efeitos das frentes frias sobre os reservatórios

O estudo dos efeitos da passagem de frentes frias sobre os reservatórios é de grande importância para que a operação e manejo sejam realizados de forma efetiva e otimizada, uma vez que são observadas grandes modificações nos processos físicos, químicos e biológicos associadas à passagem destes sistemas frontais (TUNDISI et al., 2004; ALCÂNTARA et al., 2010a).

A passagem de frentes frias sobre reservatórios pode alterar a estrutura termal (Fig. 2.5a) e ocasionar a mistura parcial e/ou completa da coluna d'água (ALCÂNTARA et al., 2010a), consequentemente alterando a hidrodinâmica e qualidade da água nos reservatórios. Além disso, pode ocorrer redução do conteúdo de calor armazenado na coluna d'água do reservatório (Fig. 2.5b).

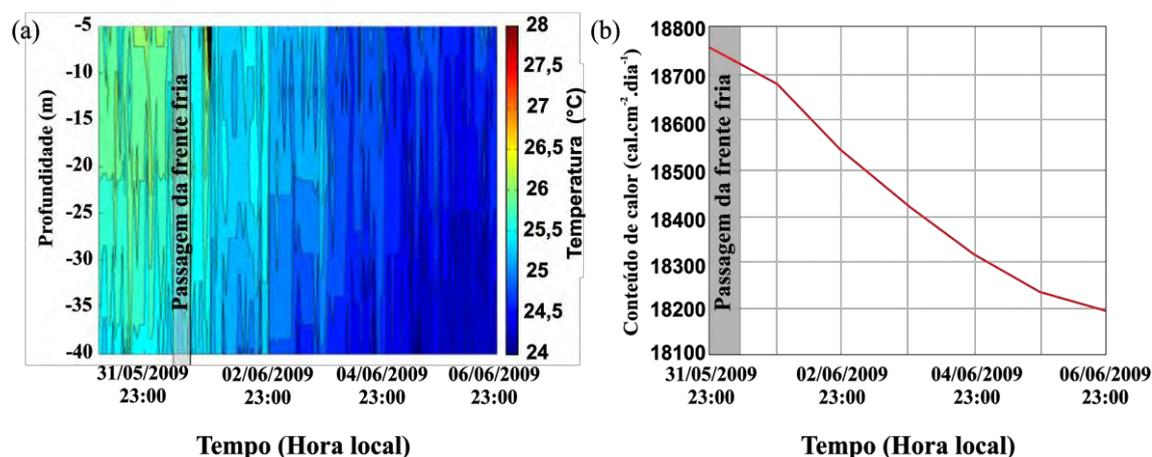


Figura 2.5 - Efeito da passagem de uma frente fria sobre o reservatório de Itumbiara: (a) alterações na estrutura térmica; e (b) perda de calor para atmosfera.

Fonte: Alcântara et al. (2010a).

Segundo Morais et al. (2010), os maiores efeitos, com relação a qualidade da água, são verificados de 2 a 3 dias após a chegada da frente fria, quando a intensidade do vento é maior. Após a sua passagem e diminuição da velocidade do vento, há uma estabilização da coluna d'água, alterando a concentração de oxigênio dissolvido nas camadas mais profundas do reservatório. Pode haver também alterações na cor e odor da água associados à liberação substâncias do fundo do reservatório (p.ex. ácido sulfídrico) o que promove a degradação da qualidade da água.

Uma maneira eficaz e acurada para investigar os efeitos da passagem de frentes frias sobre os reservatórios é por meio da modelagem numérica dos processos físicos, químicos e biológicos. Por meio desta técnica é possível estabelecer cenários de condições reais e hipotéticas de passagem de frentes frias, simulando a resposta do reservatório sob diferentes condições e estímulos externos (CHAPRA, 1997; MARTIN; MCCUTCHEON, 1999).

2.3. Modelagem aplicada aos recursos hídricos

Técnicas de modelagem são utilizadas em diversas áreas do conhecimento para realizar simulações de cenários e fazer previsões (p. ex. meteorologia, agronomia, recursos hídricos, construção civil, oceanografia, limnologia, entre outras). Em recursos hídricos estas técnicas são utilizadas em aplicações como: modelos de escoamento turbulento e de circulação em corpos d'água rasos (WROBEL, 1989), modelos de qualidade da água em reservatórios (BONNET; WESSEN, 2001; HIPSEY et al., 2006), modelos de qualidade da água em rios (CHAPRA, 1997), modelos de estratificação termal em reservatórios (BONNET et al., 2000), modelos de circulação e qualidade da água em áreas costeiras e oceanos (SPILLMAN et al., 2007).

Segundo Chapra (1997), a modelagem pode ser entendida como a utilização de formulações matemáticas, para representar a resposta de sistemas físicos a estímulos externos. Desta forma a modelagem representa uma versão simplificada da realidade.

A modelagem tem como finalidade fornecer uma descrição quantitativa das interações que ocorrem entre processos físicos, químicos e biológicos, podendo ser utilizada para simular diferentes situações (SCHLADOW; HAMILTON, 1997).

Existem diferentes métodos matemáticos empregados em modelagem aplicada a recursos hídricos. A maioria destes métodos tem como princípio básico o processo de discretização, com o objetivo de reduzir um problema físico, com distribuição contínua no espaço/tempo a um problema discreto, com um número finito de incógnitas e que pode ser resolvido em computador (WROBEL, 1989). Os métodos mais utilizados são os métodos das diferenças finitas e dos elementos finitos.

O processo de modelagem (Fig. 2.6) envolve basicamente as seguintes etapas: definição do problema, escolha do modelo, análise de sensibilidade, calibração, simulação e validação (CHAPRA, 1997; SCHLADOW; HAMILTON, 1997).

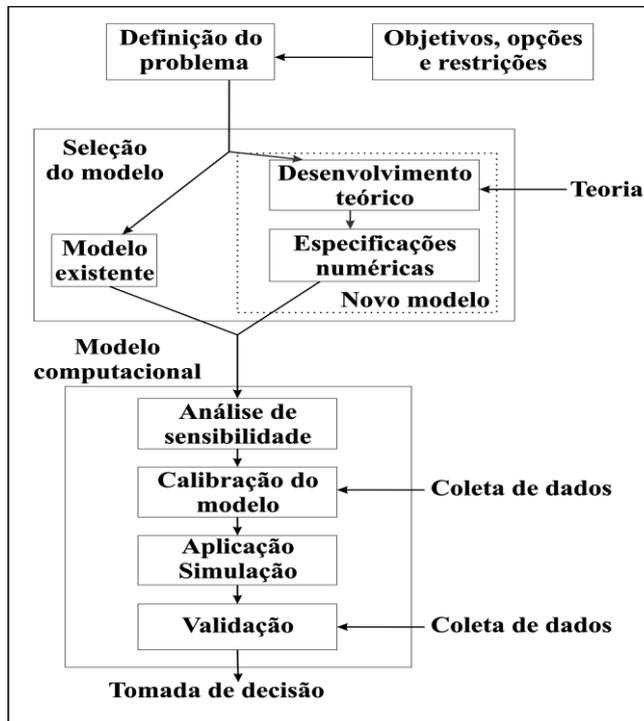


Figura 2.6 - Processo de modelagem.

Fonte: Adaptado de Chapra (1997).

Na etapa de definição do problema devem ser previstos claramente os objetivos que se pretende alcançar (CHAPRA, 1997). Geralmente esta etapa é realizada individualmente ou por uma entidade responsável pela tomada de decisões, tais como corporações, prefeituras, órgãos governamentais ou agências reguladoras.

A escolha do modelo deve levar em consideração o tipo de problema/fenômeno que se pretende estudar e deve apresentar uma base teórica e formulações matemáticas adequadas para o fim que se deseja aplicar (CHAPRA, 1997). Para tanto se pode utilizar algum modelo já existente, que esteja disponível gratuitamente ou que seja comercializado, ou desenvolver o modelo para uma dada aplicação. A utilização de modelos já existentes apresenta algumas vantagens como o fato de já terem sido utilizados e testados em outros estudos, o que dá credibilidade ao modelo.

A análise de sensibilidade é útil para detectar que variáveis têm mais influência sobre o desempenho do modelo, sendo usualmente empregados dois métodos: perturbação de parâmetro e análise de primeira ordem (CHAPRA, 1997). O próximo passo no processo de modelagem é a calibração do modelo (Fig. 2.7), que pode ser realizada utilizando diversas técnicas, como por exemplo, a técnica do ajuste por tentativa e erro e dos mínimos quadrados (CHAPRA, 1997; SCHLADOW; HAMILTON, 1997).

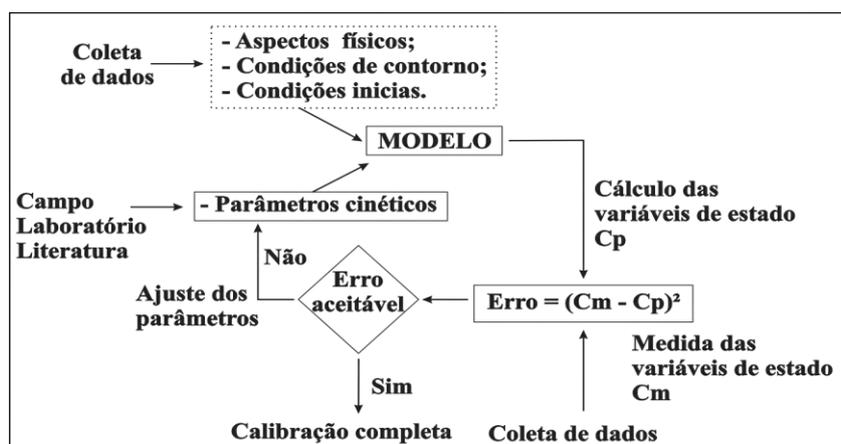


Figura 2.7 - Processo de calibração do modelo.

Fonte: Adaptado de Chapra (1997).

Com o modelo devidamente calibrado é possível simular diversos cenários, sendo necessária a validação dos resultados. Esta validação é realizada utilizando um segundo conjunto de dados, comparando os resultados do modelo que foi calibrado e verificado com o primeiro conjunto de dados aos padrões do segundo conjunto de dados (SCHLADOW; HAMILTON, 1997).

2.3.1. Modelos de qualidade da água

Segundo Rajar e Cetina (1997), um Modelo de Qualidade da Água (MQA) é um modelo integrado de simulação, composto de dois e em alguns casos três submódulos, sendo:

- a) Módulo Hidrodinâmico (MH): Módulo que determina os campos de velocidade e temperatura;
- b) Módulo de Transporte de Massa (MTM): Módulo que simula o transporte, a dispersão e processos de crescimento ou decaimento de poluentes, por meio de processos bioquímicos;
- c) Módulo de Sedimentação (MS): Módulo que simula a dispersão, sedimentação e resuspensão das partículas suspensas no corpo d'água.

Usualmente o MH é inteiramente independente, enquanto que o MTM e o MS dependem dos resultados obtidos pelo MH (HAMILTON; SCHLADOW, 1997).

Do ponto de vista espacial estes modelos podem ser classificados em concentrados, unidimensional, bidimensionais ou tridimensionais (RAJAR; CETINA, 1997). Os modelos tridimensionais são úteis para estudar o impacto de eventos de curta duração, como por exemplo, enchentes, ventos fortes e frentes frias (BONNET; WESSEN, 2001; ROMERO et al., 2004; ROMERO; IMBERGER, 2004).

Atualmente existe uma variedade relativamente grande de MQA desenvolvidos para ser utilizado em diferentes ambientes aquáticos, podendo ser citados com destaque o

Delft3D (*Delft Hydraulics Software*), o QUAL2E (*River and Stream Water Quality Model*, BROWN; BARNWELL, 1987), o POM (*Princeton Ocean Model*, BLUMBERG; MELLOR, 1987), o ELMO (*Estuary na Lake Model*, BONNET; WESSEN, 2001), o ELCOM (*Estuary, Lake and Coastal Ocean Model*, HODGES et al., 2000) modelo hidrodinâmico que incorpora o modelo CAEDYM (*Computational Aquatic Ecosystem DYNamics Model*, HIPSEY et al., 2006) para estudos de qualidade da água, e o SISBAHIA (Sistema BAse de Hidrodinâmica Ambiental, ROSMAN, 2005). A maioria destes modelos foi inicialmente desenvolvido para uso em oceanos e áreas costeiras e posteriormente foram adaptados para águas interiores.

Uma das principais vantagens na utilização de um MQA é a possibilidade de simular simultaneamente diversos processos que atuam nos sistemas aquáticos e sua resposta sob forçantes ambientais (MISSAGHI; HONDZO, 2010; ROMERO et al., 2004; ROMERO; IMBERGER, 2004). Já uma de suas principais limitações é a dificuldade para obter os dados de entrada e para validação, o que muitas vezes inviabiliza seu uso (RAJAR; CETINA, 1997). Entretanto, a aquisição de dados por sensoriamento remoto é de grande importância para a modelagem de sistemas aquáticos, podendo ser utilizados tanto para entrada como para validação dos modelos (BONNET; WESSEN, 2001; PLESKACHEVSKY et al., 2005; FRAGOSO JR. et al., 2008).

2.4. Aquisição de dados por sensoriamento remoto

O sensoriamento remoto pode ser definido como um conjunto de técnicas empregadas para adquirir dados e informações relativas aos recursos naturais da Terra, por meio do registro e análise da interação da Radiação Eletromagnética (REM) com os objetos/alvos da superfície terrestre, sem que haja contato direto com os mesmos (SLATER, 1980; NOVO, 1992; JENSEN, 2007).

Os princípios físicos do sensoriamento remoto estão fundamentados nas teorias ondulatória e quântica, ambas utilizadas para explicar a propagação da REM através do

vácuo ou de um determinado meio (p.ex. líquido ou gasoso). A teoria ondulatória postula que a propagação da energia se faz através de movimentos ondulatórios, enquanto que, a teoria corpuscular preconiza que a REM se comporta como um fluxo de partículas (fótons) que se movem à velocidade da luz no vácuo (SLATER, 1980). Em sensoriamento remoto, alguns fenômenos podem ser explicados melhor através da teoria ondulatória e outros através da teoria corpuscular.

A aquisição de dados por sensoriamento remoto pode ser realizada em diferentes níveis, de acordo com a altitude do sensor em relação ao alvo, podendo ser em nível orbital, nível de aeronave ou nível de campo/laboratório (NOVO, 1992). Os diferentes níveis de aquisição implicam em modificações na área observada, diferenças na forma de analisar o dado coletado e conseqüentemente no detalhamento da informação derivada.

A grande vantagem do sensoriamento remoto orbital é a possibilidade de coleta de dados de grandes áreas em curto espaço de tempo, com grande repetitividade, a um custo relativamente baixo por dado coletado (JENSEN, 2007). Por outro lado, este nível de aquisição apresenta como desvantagem menor resolução espacial quando comparado aos níveis de aeronave e campo/laboratório (NOVO, 1992).

Nas últimas duas décadas surgiram diversos sensores orbitais para coleta de dados, podendo ser citados com destaque o sensor MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) a bordo das plataformas EOS-Terra e EOS-Aqua, o sensor TM (*Thematic Mapper*) a bordo do Landsat-5, o sensor MERIS (*Medium Resolution Imaging Spectrometer*) a bordo do ENVISAT (*Environmental Satellite*), o sensor HRG (*High Resolution Geometrical*) a bordo do SPOT (*Satellite Pour l'Observation de la Terre*), o sensor PALSAR (*Phased Array L-Band Synthetic Aperture Radar*) a bordo do ALOS (*Advanced Land Observation Satellite*), entre outros. De acordo com Jensen (2007), suas principais aplicações são o monitoramento da atmosfera, estudos da superfície terrestre, estudos dos oceanos e monitoramento da criosfera.

2.4.1. O sensor MODIS

O sensor MODIS (SOLOMONSON et al., 1989) é um instrumento chave para estudos ambientais, desenvolvido no contexto do programa EOS (*Earth Observing System*) da NASA (*National Aeronautics and Space Administration*). As diversas aplicações dos dados coletados pelo MODIS proporcionaram melhorias no monitoramento de ambientes terrestres, aquáticos e da atmosfera, subsidiando diversas pesquisas, com fornecimento contínuo de dados e produtos padronizados (JUSTICE et al., 1998).

A bordo das plataformas EOS-Terra e EOS-Aqua, o MODIS possui alta sensibilidade radiométrica (12 bits) em 36 bandas espectrais que variam em comprimento de onda de 400 nm a 14400 nm (JUSTICE et al., 2002). A Tabela 2.1 apresenta as principais características do sensor MODIS.

Tabela 2.1 - Principais características do sensor MODIS.

Órbita	Sol síncrona, quase polar e circular
Taxa de escaneamento	20,3 rpm
Faixa imageada	2330 km (<i>cross track</i>) e 10 km (<i>along track</i>)
Dimensões	1,0 x 1,6 x 1,0 m
Peso	228,7 kg
Taxa de transmissão de dados	10,6 Mbps (pico) e 6,1 Mbps (em média)
Resolução radiométrica	12 bits
Resolução espectral	36 bandas espectrais
Resolução temporal	1-2 dias
Resolução espacial	250 m (bandas 1-2)
	500 m (bandas 3-7)
	1000 m (bandas 8-36)

Fonte: NASA (2001).

Devido à posição de suas bandas espectrais, alta sensibilidade radiométrica e a relativa facilidade de acesso aos dados, o sensor MODIS tem se tornado um atrativo para diversas aplicações, tais como, agricultura, ecologia, oceanografia e limnologia (RUDORFF et al., 2007; REINART; REINHOLD, 2008). A Tabela 2.2 apresenta um resumo com a largura de cada uma das bandas do MODIS e suas principais aplicações.

Tabela 2.2 - Largura das bandas espectrais do sensor MODIS e suas principais aplicações

Uso principal	Banda	Largura de banda (nm)
Limites: terra/nuvens/aerossóis	1	620-670
	2	841-876
	3	459-479
Propriedades: terra/nuvens/aerossóis	4	545-565
	5	1230-1250
	6	1628-1652
	7	2105-2155
Cor do oceano, fitoplâncton e biogeoquímica	8	405-420
	9	438-448
	10	483-493
	11	526-536
	12	546-556
	13	662-672
	14	673-683
	15	743-753
Vapor de água na atmosfera	16	862-877
	17	890-920
	18	931-941
Temperatura: superfícies/nuvens	19	915-965
	20	3660-3840
	21	3929-3989
	22	3929-3989
Temperatura atmosférica	23	4020-4080
	24	4433-4498
	25	4482-4549
Cirrus e vapor d'água	26	1360-1390
	27	6535-6895
	28	7175-7475
Propriedades das nuvens	29	8400-8700
Ozônio	30	9580-9880
Temperatura: superfícies/nuvens	31	10780-11280
	32	11770-12270
Altitude do topo de nuvens	33	13185-13485
	34	13485-13785
	35	13785-14085
	36	14085-14385

Fonte: NASA (2011).

Os produtos derivados dos dados coletados pelo sensor MODIS são fornecidos em diversos níveis de processamento, sendo produzidos e disponibilizados por diferentes

centros de processamento de dados dos Estados Unidos, divididos em produtos para a atmosfera, ambiente terrestre, criosfera e oceano. Descrições detalhadas sobre cada um destes produtos MODIS são fornecidas nos seguintes portais:

- a) Produtos para a atmosfera: <<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/>>;
- b) Produtos para o ambiente terrestre: <<https://lpdaac.usgs.gov/>>;
- c) Produtos para a criosfera: <<http://nsidc.org/daac/modis/index.html>>;
- d) Produtos para o oceano <<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/>>.

2.4.2. O satélite TRMM

O satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) é resultado de uma parceria entre a NASA e a JAXA (*Japan Aerospace Exploratory Agency*) e tem como objetivo acompanhar e estudar a precipitação em regiões tropicais e subtropicais (KUMMEROW et al., 1998). Lançado em Novembro de 1997 seu tempo de vida útil foi estimado em três anos, entretanto em Agosto de 2001 foi submetido a uma alteração da altitude de sua órbita, aumentando seu tempo de vida útil, permanecendo ativo até os dias atuais. As principais características do TRMM são apresentadas na Tabela 2.3.

Tabela 2.3 - Principais características do TRMM

Data de lançamento	28/11/1997
Altitude da órbita	350 km até Agosto de 2001 e 402 km após
Inclinação da órbita	~35°
Peso	3620 kg (total)
Vida útil de projeto	3 anos e dois meses
Instrumentos	Precipitation Radar TRMM Microwave Imager Visible and Infrared Scanner Cloud and Earth's Radiant Energy System Lightning Imaging Sensor

Fonte: JAXA (2001).

Assim como no caso do sensor MODIS, os dados coletados pelos sensores a bordo do TRMM também são fornecidos na forma de produtos, em diversos níveis de

processamento, conforme a necessidade do usuário. Os principais produtos oferecidos pela NASA e JAXA são taxa de precipitação a cada 3 horas, taxa de precipitação diária, taxa de precipitação mensal, perfis verticais de precipitação, conteúdo de água nas nuvens, entre outros. Informações detalhadas sobre TRMM e os produtos disponibilizados podem ser acessadas no portal <http://trmm.gsfc.nasa.gov/>.

2.4.3. Monitoramento de frentes frias por sensoriamento remoto

Nas últimas décadas, as informações meteorológicas obtidas por meio de dados adquiridos por satélites geoestacionários têm contribuído para o monitoramento de passagens e deslocamento de frentes frias, formação e desenvolvimento de nuvens, temperatura da superfície da Terra, vapor d'água contido na atmosfera, entre outros. Pode ser citada com destaque a missão GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*) operadas pela NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) e controladas pela NASA.

Os satélites da missão GOES possuem órbita geoestacionária e estão a uma altitude de aproximadamente 35.800 km acima da superfície terrestre, o que permite uma visão completa do disco da Terra (JENSEN, 2009; NOAA, 2011).

Atualmente existem três satélites da missão GOES em operação, sendo: GOES 11, também chamado GOES WEST localizado na longitude 135° oeste; GOES 12, operando sobre a América do Sul, localizado na longitude 60° oeste; e o GOES 13, ou GOES EAST, localizado na longitude 75° oeste (NOAA, 2011).

O sensor *Imager*, a bordo dos satélites da missão GOES, é de grande utilidade para o monitoramento de frentes frias, furacões, tempestades, entre outras aplicações meteorológicas (NOAA, 2011). Este sensor possui cinco canais espectrais, sendo um no visível e quatro canais no infravermelho. As principais características deste sensor estão descritas na Tabela 2.4.

Tabela 2.4 - Resumo das principais características do sensor *Imager*

	Canal 1	Canal 2	Canal 3	Canal 4	Canal 5
Comprimento de onda (μm)	0,55 – 0,75	3,8 – 4,0	6,5 – 7,0	10,2 – 11,2	11,5 – 12,5
IGFOV* (km)	1	4	8	4	4
Acurácia absoluta	Canais infravermelhos: menor ou igual a 1 K Visível: 5 % da irradiância máxima na cena				
Taxa de imageamento	Disco completo da Terra em 26 minutos ou menos				

* *Instantaneous Geographic Field of View*

Fonte: NOAA (2011).

O Centro de Previsões de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), ligado ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), disponibiliza gratuitamente produtos para toda a América do Sul, gerados a partir de dados dos satélites GOES. Tais dados podem ser utilizados para o monitoramento da passagem de frentes frias sobre o Brasil. A Figura 2.8 mostra um exemplo de monitoramento de passagem de frente fria sobre o reservatório de Itumbiara utilizando imagens do GOES 10.

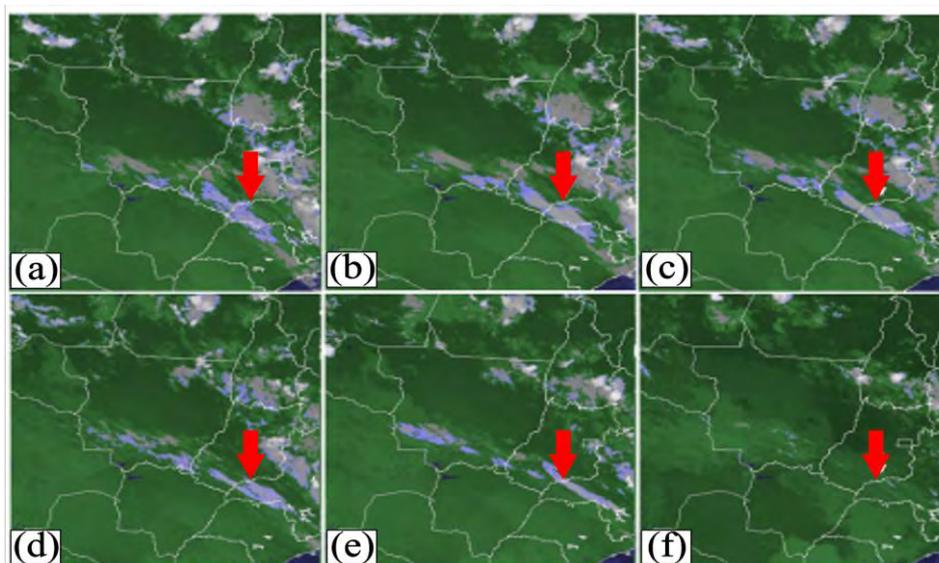


Figura 2.8 - Imagem do satélite GOES 10, composição colorida R2G3B1, mostrando a evolução da passagem de uma frente fria sobre o reservatório de Itumbiara no dia 1 de Junho de 2009: a) 05h15min, (b) 06h15min, (c) 07h00min, (d) 08h00min, (e) 09h45min (f) 13h00min. A seta vermelha indica a localização do reservatório.

Fonte: Alcântara et al. (2010a).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Caracterização da área de estudo

O reservatório da Usina Hidrelétrica (UHE) Itumbiara está localizado na bacia hidrográfica do rio Paraná ($18^{\circ}25'S$ e $49^{\circ}06'O$), bioma Cerrado, na divisa entre os estados de Minas Gerais e Goiás, região central do Brasil (Fig. 3.1). Foi formado pelo barramento do rio Paranaíba, resultando na inundação de seus principais tributários, os rios Corumbá e Araguari. Sua construção levou seis anos, com início das obras em Novembro de 1974 e início da operação da primeira unidade geradora em Abril de 1980.

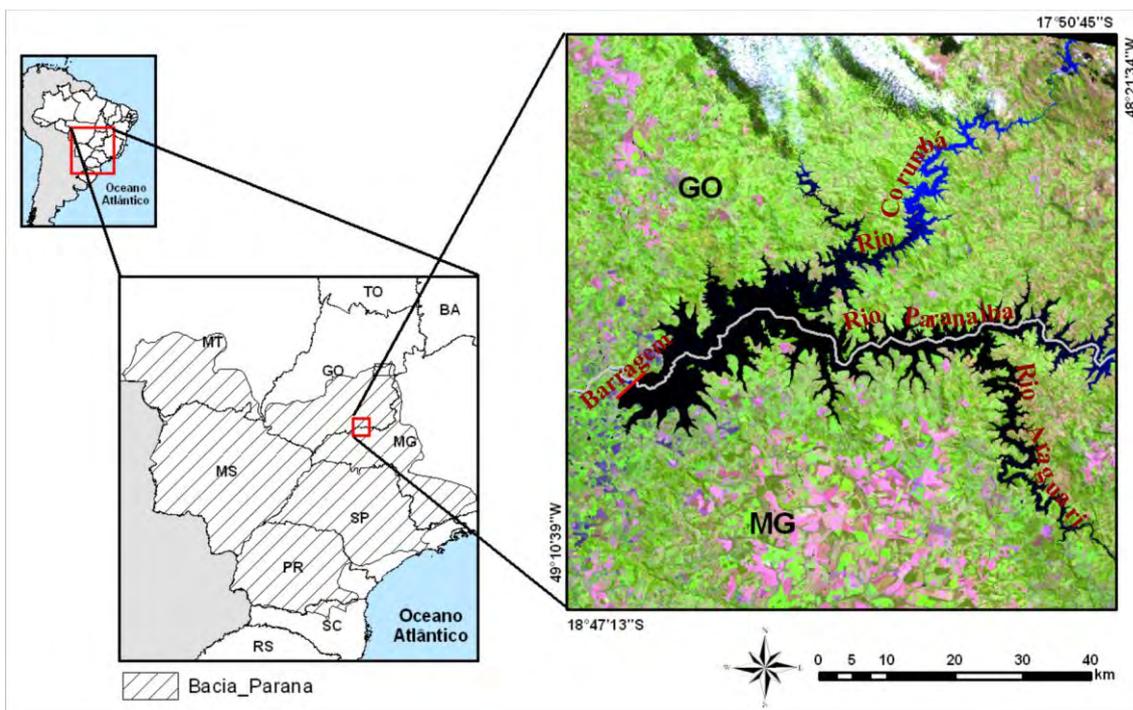


Figura 3.1 - Localização do reservatório da UHE Itumbiara. Imagem TM/Landsat5, órbita/ponto 221/73, obtida em 05/02/2010, composição colorida R5G4B3.

Atualmente a UHE Itumbiara possui seis unidades geradoras em operação, totalizando uma capacidade de geração de 2.082 MW, sendo a maior usina do sistema Eletrobrás-Furnas em potência instalada. Sua barragem é do tipo gravidade e possui 106 m de altura, com a tomada da água para geração de energia localizada na parte inferior da

barragem e comportas do tipo vagão, sendo um total de seis com as seguintes dimensões: 8,83 m de largura por 12,31 m de altura. Além disso, possui seis vertedores com 15 m de largura por 9 m de altura (ELETROBRÁS-FURNAS, 2011). Do ponto de vista operacional o reservatório da UHE Itumbiara apresenta um período de enchente, que vai de Novembro a Maio, e um período de vazante, de Junho a Outubro (Figura 10), com variações no nível d'água que podem chegar a 10 m ao longo do ano. Como apresentado na Figura 3.2, o nível máximo de cheia ocorre em meados do mês de Maio e o nível mínimo ocorre no início do mês de Dezembro.

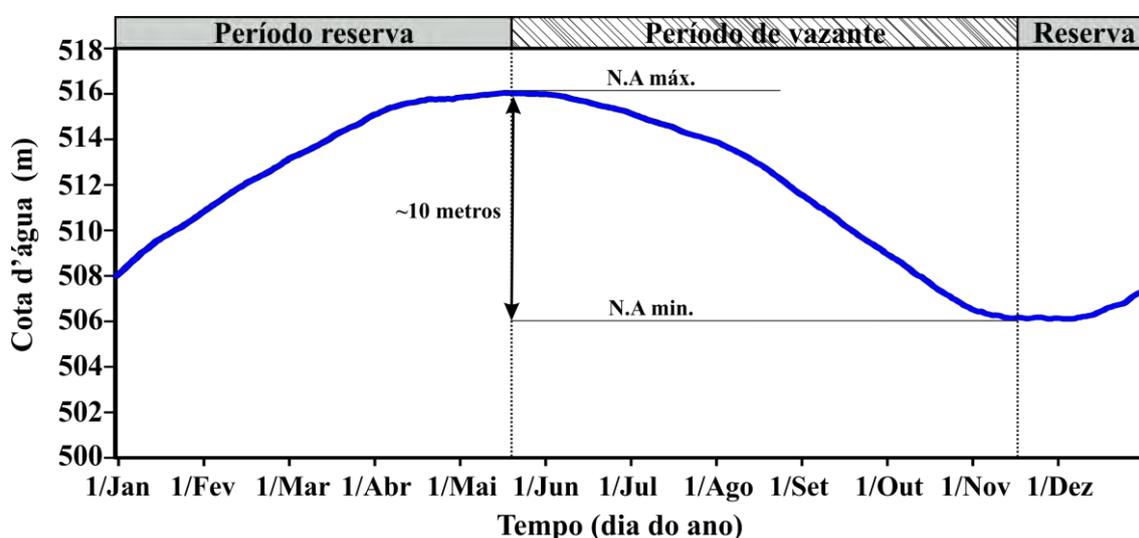


Figura 3.2 - Nível diário médio no reservatório da UHE Itumbiara ao longo dos dias do ano (1995-2010). Valores de cota da superfície d'água em relação ao nível do mar. As linhas tracejadas indicam o início e final do período de vazante.

Fonte: Adaptado de Alcântara et al. (2010c).

Do ponto de vista de suas características físicas, o reservatório possui forma dendrítica, com uma área aproximada de 814 km² e um volume total de aproximadamente 17,03x10⁹ m³. O comprimento do eixo principal e a largura máxima do reservatório são de aproximadamente 30 km e 15 km, respectivamente. A profundidade varia entre 0,5 m e 78 m, com profundidade média de 32 m, sendo que as áreas mais profundas ocorrem próximas à barragem e na região central do corpo principal do reservatório (ALCÂNTARA et al., 2010b; ALCÂNTARA et al., 2010c).

O clima da região de Itumbiara é definido como tropical de savana com chuvas de verão (Aw), segundo a classificação de Köppen (DONN, 1978), caracterizado por duas estações bem definidas sendo, uma estação seca que vai de Abril a Setembro e uma estação chuvosa que vai de Outubro a Março, com precipitação média de 2 mm e 315 mm, respectivamente (Fig. 3.3). Na estação chuvosa, a velocidade média dos ventos varia entre 1,6 e 2,0 m.s⁻¹ alcançando cerca de 3,0 m.s⁻¹ na estação seca, com direção preferencial do vento sudeste (ALCÂNTARA et al., 2010c). A temperatura do ar varia entre 24 °C a 26 °C na estação chuvosa e decresce para 20 °C na estação seca. A umidade do ar possui um comportamento semelhante à temperatura do ar, porém com um pequeno deslocamento dos valores mínimos para o mês de Setembro (47%), alcançando valores de aproximadamente 80% na estação chuvosa (ALCÂNTARA et al., 2010c).

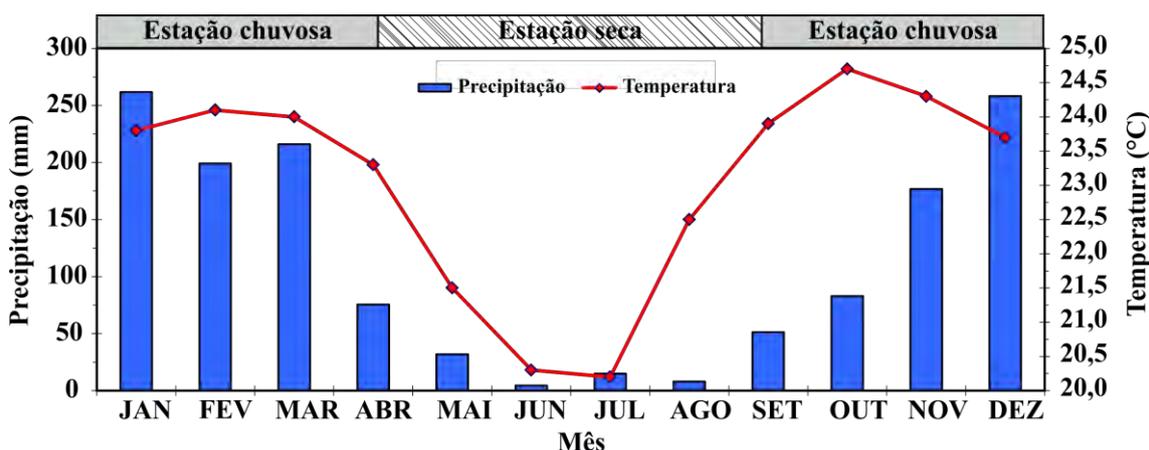


Figura 3.3 - Precipitação e temperatura média mensal na região do reservatório de Itumbiara (1961-1990).

Fonte: EMBRAPA (2003).

3.2. Materiais

3.2.1. Dados *in situ*

Os dados *in situ* utilizados neste trabalho foram obtidos por uma estação fluviométrica, pertencente à empresa Eletrobrás-Furnas, e por dois Sistemas Integrados de Monitoramento Ambiental (SIMA, STECH et al., 2006) fundeados no reservatório. Dados de velocidade e direção da corrente em diferentes locais e profundidades foram

obtidos por meio de derivadores lagrangeanos rastreados por satélite; esses dados foram coletados durante campanha de campo realizada em Junho de 2011.

O SIMA consiste em um conjunto de *hardware* e *software* desenvolvido pelo INPE em parceria com a Universidade do Vale do Paraíba (UNIVAP) para a coleta de dados, climatológicos e limnológicos com alta frequência temporal, e monitoramento em tempo quase real de sistemas aquáticos. É composto por um sistema independente formado por uma bóia toroidal ancorada, na qual os sensores meteorológicos, limnológicos e a antena de transmissão de dados são fixados. Os dados são coletados automaticamente e transmitidos via enlace de satélites (SCD-2, CBERS-1 ou CBERS-2, brasileiros, ou da série NOAA, americanos) e de um sistema de recepção de sinais dos satélites (STEVENSON et al., 1993; STECH et al., 2006). A Figura 3.4 mostra a localização dos SIMAs e da estação fluviométrica dentro do reservatório. O SIMA localizado próximo da barragem será denominado neste trabalho SIMA1, e o localizado próximo a entrada dos rios SIMA2.

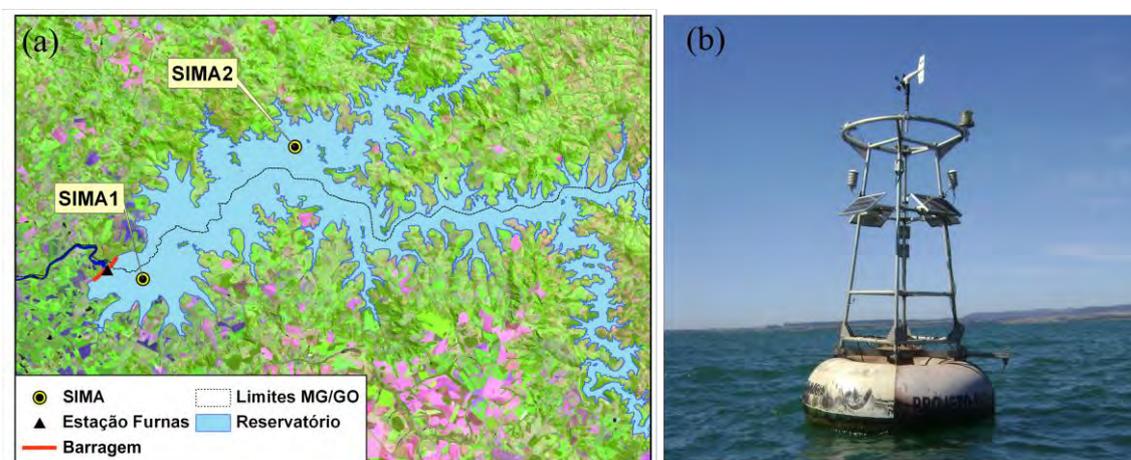


Figura 3.4 - Localização dos dois SIMAs no reservatório da UHE Itumbiara (imagem TM/5 composição colorida R5G4B3) (a); e foto do SIMA1, ancorado próximo à barragem (b).

Os derivadores lagrangeanos utilizados neste trabalho (Fig. 3.5) foram adaptados dos derivadores oceânicos por Pacheco et al. (2011). Basicamente são constituídos por três partes: (1) estrutura emersa, (2) flutuador de subsuperfície e (3) vela de arrasto.



Figura 3.5 - Derivador lagrangeano: (a) estrutura emersa e vela de arrasto; (b) carga útil.

A estrutura emersa do derivador é esférica de fibra de vidro, com 15 cm de diâmetro, sendo dentro desta parte instalados o GPS (*Global Position System*) interno, bateria, memória, placas eletrônicas, sistema de rastreamento e demais cargas úteis do sistema. O flutuador de subsuperfície é uma esfera oca, também de fibra de vidro, com a finalidade de garantir uma maior estabilidade ao conjunto. Seu diâmetro foi calculado através da relação entre o empuxo da água e o peso da vela dentro d'água.

A estrutura cilíndrica, chamada vela de arrasto, possui 1 m de altura e 1 m de diâmetro. Constituída de *nylon* e aros de aço inoxidável, a vela de arrasto tem o objetivo de acoplar o derivador às correntes em estudo, podendo ser regulada para estudar correntes em diferentes profundidades. Este tipo de vela possui diversos orifícios (tipo *holey sock*) por onde a água pode entrar e sair, de maneira a melhorar sua hidrodinâmica. Os derivadores possuem um pisca alerta (*led*) em sua parte superior para auxiliar em resgates durante o período noturno. Maiores detalhes sobre os derivadores são encontrados em Pacheco et al. (2011).

Um resumo dos dados *in situ* utilizados neste trabalho, período disponível e frequência de coleta são apresentados na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 - Resumo dos dados *in situ* disponíveis para o estudo.

Variável	Frequência	Período	Origem
Velocidade do vento	Horária	28/03/2009-Atual	SIMA1
Direção do vento	Horária	28/03/2009-Atual	SIMA1
Radiação de ondas curtas	Horária	28/03/2009-Atual	SIMA1
Temperatura do ar	Horária	28/03/2009-Atual	SIMA1
Temperatura da água*	Horária	28/03/2009-Atual**	SIMA1 e 2
Umidade relativa do ar	Horária	28/03/2009-Atual	SIMA1
Pressão atmosférica	Horária	28/03/2009-Atual	SIMA1
Vazão afluente	Diário	1/01/1995-03/03/2011	Furnas
Vazão Defluente	Diário	1/01/1995-03/03/2011	Furnas
Nível d'água	Diário	1/01/1995-03/03/2011	Furnas
Velocidade da corrente	2 min.	28/06/2011-29/06/2011	Derivadores

* Termistores localizados a 1,5, 5, 12, 20 e 39 metros de profundidade no SIMA1 e 5, 12 e 20 metros no SIMA2; **Dados do SIMA2 disponíveis a partir de 18/11/2009.

3.2.2. Dados de satélite

Os dados derivados de satélites e utilizados nesse trabalho foram o de temperatura da superfície da água e a cobertura de nuvem coletada pelo sensor MODIS a bordo dos satélites Aqua e Terra, a precipitação diária coletados pelos sensores *Precipitation Radar* (PR), *Microwave Imager* (TMI) e *Visible and Infrared Scanner* (VIRS) a bordo do TRMM, e a composição colorida R2G3B1 de imagens GOES 12. A seguir é feita uma breve descrição de cada um destes dados.

3.2.2.1. Dados de Temperatura da Superfície da Água

Os produtos MODIS/Terra V5 LST/E L3 *Global 1 km Grid* (MOD11A1) e MODIS/Aqua V5 LST/E L3 *Global 1 km Grid* (MYD11A1), também designados M*D11A1, são gerados a partir de um algoritmo do tipo *split window* e sete bandas espectrais do sensor MODIS localizadas nas regiões do infravermelho de ondas curtas (*Short Wave Infrared*, SWIR) e do infravermelho termal (*Thermal Infrared*, TIR); Este algoritmo é baseado na absorção diferencial em bandas adjacentes na região do infravermelho (WAN, 2008).

Os produtos M*D11A1 podem ser solicitados gratuitamente através do *Warehouse Inventory Search Tool* (WIST) no portal <https://wist.echo.nasa.gov/api/> e baixados via FTP (*File Transfer Protocol*). Cada arquivo dos produtos M*D11A1 possui 12 conjuntos de dados científicos (*Scientific Data Sets*, SDS), sendo: temperatura da superfície, controle de qualidade, horário das observações, ângulo de visada/zênite, cobertura de nuvens, emissividade das bandas 31 e 32 por tipo de cobertura do solo. As principais características deste produto MODIS estão resumidas na Tabela 3.2.

Tabela 3.2 - Principais características dos produtos M*D11A1.

Cobertura temporal	03/2000– Atual
Área imageada	~ 1100 km x 1100 km
Dimensão da imagem	1200 x 1200 (linhas/colunas)
Resolução espacial	~1000 m (0,928 km)
Projeção	Senoidal
Tamanho do arquivo	2,1 MB
Formato dos dados	HDF-EOS
Nível de processamento	3
Número de SDS	12

Fonte: USGS (2011).

3.2.2.2. Dados de Cobertura de Nuvem

Os produtos MODIS/Terra *Cloud Mask and Spectral Test Results 5-Min L2 Swath 250m and 1km* (MOD32 L2) e MODIS/Aqua *Cloud Mask and Spectral Test Results 5-Min L2 Swath 250m and 1km* (MYD32 L2), designados M*D35 L2, são gerados a partir de algoritmos que empregam uma série de limiares espectrais, em bandas do visível e infravermelho, levando em consideração o tipo de cobertura (p.ex. terra, água, desertos, gelo, florestas). Testes estatísticos são utilizados para avaliar se um determinado elemento de imagem (*pixel, picture element*) MODIS está ou não obstruído por nuvens, em diferentes níveis de confiança (ACKERMAN et al., 1998).

Estes produtos também são disponibilizados gratuitamente por meio do portal WIST <https://wist.echo.nasa.gov/api/>. Cada arquivo dos produtos M*D35 L2 possui 9 SDS,

sendo: máscara de nuvens, controle de qualidade, período de aquisição (dia ou noite), presença de reflexão especular (*sun glint*), presença de gelo, tipo de cobertura do solo e presença de aerossóis pesados. As principais características deste produto MODIS estão resumidas na Tabela 3.3.

Tabela 3.3 - Principais características dos produtos M*D25 L2.

Cobertura temporal	03/2000 – Atual
Área imageada	~ 1100 km x 1100 km
Dimensão da imagem	1200 x 1200 (linhas/colunas)
Resolução espacial	~1000 m (0,928 km)
Projeção	Senoidal
Tamanho do arquivo	3,5 MB
Formato dos dados	HDF-EOS
Nível de processamento	2
Número de SDS	9

Fonte: USGS (2011).

3.2.2.3. Dados de Precipitação

O objetivo do produto TRMM/3B42 V6 diário é produzir estimativas de taxa de precipitação com o menor RMSE (*Root-Mean-Square Error*) utilizando dados coletados pelos sensores PR, TMI e VIRS do TRMM e outros dados produzidos pela *NOAA's Climate Prediction Center* e/ou pela *Global Precipitation Climatology Center (GPCC)* (JAXA, 2001). O produto TRMM/3B42 V6 diário fornece a precipitação acumulada diária (mm) e é derivado do produto TRMM/3B42 3-horas, que fornece a taxa de precipitação (mm.h^{-1}) a cada três horas.

Os dados de precipitação do produto TRMM/3B42 V6 diário foram obtidos gratuitamente por meio do *Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GESDISC)* no portal <http://mirador.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/mirador/>. As principais características deste produto são apresentadas na Tabela 3.4.

Tabela 3.4 - Principais características dos produtos TRMM /3B42 V6 diário.

Cobertura temporal	12/1997 – Atual
Cobertura espacial	50° N – 50° S ; 180°E – 180° W
Resolução espacial	0,25° x 0,25°
Resolução temporal	Diário
Projeção	Geográfica lat/long
Tamanho do arquivo	3,5 MB
Formato dos dados	HDF-EOS
Nível de processamento	3

Fonte: JAXA (2001).

3.2.2.4. Produto composição colorida GOES-12

O satélite GOES 12, também denominado GOES leste, possui uma órbita do tipo geoestacionária, ficando posicionado sobre a América do Sul (i.e. 60 ° Oeste). Equipado com dois radiômetros, denominados *Imager* e *Sounder*, os dados coletados pelo GOES 12 são utilizados em diversas aplicações meteorológicas, tais como previsão do tempo, formação de tornados, acompanhamento de frentes frias, entre outras. As principais características do GOES 12 são resumidas na Tabela 3.5.

Tabela 3.5 - Principais características do GOES 12.

Dimensões do corpo principal	2,5 m x 4,6 m x 2,9 m
Dimensões do painel solar	4,8 m x 2,7m
Peso	2105 kg
Veículo lançador	Atlas I
Data de lançamento	23/07/2001
Informações da órbita:	Tipo: Geoestacionária Altitude: 35786 km Período: 1436 minutos Inclinação: 0,41°
Sensores:	Imager Sounder Space Environment Monitor Solar X-Ray Imager Data Collection System Search and Rescue SAR Transponder

Fonte: NOAA (2011).

O produto composição colorida GOES-12 é fornecido gratuitamente pelo CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos), em intervalos de 15 minutos para toda América do Sul. A composição colorida falsa cor é obtida combinando imagens das bandas 2 (3,8 – 4,0 μm , R), 3 (10,2 – 11,20 μm , G) e 1 (0,55 – 0,75 μm , B) do sensor *Imager*, associadas aos canais RGB (*Red, Green and Blue*). No presente trabalho, este produto foi utilizado apenas para uma confirmação visual da passagem das frentes frias sobre a área de estudo. Informações mais detalhadas sobre este e outros produtos GOES fornecidos pelo CPTEC podem ser obtidas no portal <http://satelite.cptec.inpe.br/home/#>.

3.2.3. O modelo ELCOM

O ELCOM é um modelo hidrodinâmico tridimensional, desenvolvido pelo *Centre for Water Research* (CWR) da *University of Western Australia* (UWA), implementado em linguagem Fortran. Foi desenvolvido com o objetivo de prever a distribuição da velocidade, temperatura e salinidade, em estuários, lagos e áreas costeiras, sujeitos a forçantes ambientais (HODGES et al., 2000). Pode ser utilizado tanto isoladamente, para estudos dos processos físicos que atuam no reservatório, como pode ser acoplado ao modelo ecológico CAEDYM para simulação dos processos químicos e biológicos.

O ELCOM é um modelo robusto, testado e validado em diversas regiões do mundo, se mostrando adequado para o estudo de ondas internas em lagos (HODGES et al., 2000), variabilidade temporal e espacial da circulação em lagos (LAVAL et al., 2003), efeito de inundações na qualidade da água em reservatórios (ROMERO; IMBERGER, 2003), biogeoquímica de reservatórios (ROMERO et al., 2004), hidrodinâmica e ciclo de nutrientes em áreas costeiras (SPILLMAN et al., 2007), acoplamento a modelos climáticos (LÉON et al., 2007), qualidade da água em lagos rasos com morfometria complexa (MISSAGHI; HONDZO, 2010), entre outras aplicações.

O transporte de água é governado pelas equações de Navier-Stokes, enquanto que o transporte dos escalares (i.e. salinidade, traçadores e temperatura) é baseado nas aproximações de Boussinesq (HODGES et al., 2000). O esquema numérico é do tipo semi-implícito de diferenças finitas, adaptado a partir do trabalho de Casulli e Cheng (1992). Já os escalares, ativos e passivos, são discretizados pelo método conhecido como ULTIMATE QUICKEST (LEONARD, 1991). A Tabela 3.6 apresenta um resumo das principais equações que governam a hidrodinâmica no ELCOM.

Tabela 3.6 - Resumo das equações que governam a hidrodinâmica utilizada pelo ELCOM.

Transporte de *momentum*:

$$\frac{\partial U_\alpha}{\partial t} + U_j \frac{\partial U_\alpha}{\partial x_j} = -g \left\{ \frac{\partial \eta}{\partial x_\alpha} + \frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \int_z^\eta \rho' dz \right\} + \frac{\partial}{\partial x_1} \left\{ v_1 \cdot \frac{\partial U_\alpha}{\partial x_1} \right\} + \frac{\partial}{\partial x_2} \left\{ v_2 \cdot \frac{\partial U_\alpha}{\partial x_2} \right\} + \frac{\partial}{\partial x_3} \left\{ v_3 \cdot \frac{\partial U_\alpha}{\partial x_3} \right\} - \varepsilon_{\alpha\beta} f U_\beta$$

Transporte de escalares:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (C \cdot U_j) = \frac{\partial}{\partial x_1} \left\{ k_1 \cdot \frac{\partial C}{\partial x_1} \right\} + \frac{\partial}{\partial x_2} \left\{ k_2 \cdot \frac{\partial C}{\partial x_2} \right\} + \frac{\partial}{\partial x_3} \left\{ k_3 \cdot \frac{\partial C}{\partial x_3} \right\} + S_c$$

Evolução da superfície livre:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \int_0^\eta u_\alpha dz$$

Cisalhamento do vento na superfície livre:

$$(u_*)^2 = C_{10} \cdot \frac{\rho_{ar}}{\rho_{\acute{a}gua}} \cdot (W_\beta \cdot W_\beta) \cdot \frac{W_\alpha}{2}$$

Adição de *momentum* fornecido pelo vento:

$$\frac{\partial U_\alpha}{\partial t} = \frac{(U_*)^2 \alpha}{h}$$

Nomenclatura:

α, β : Espaço horizontal bidimensional;

i, j, k : Espaço tridimensional;

U : Velocidade média da água (Reynolds-Averaged);

g : Aceleração da gravidade;

ρ_0 e ρ' : Densidade de referência e anomalia na densidade;

ν : Viscosidade;

$\varepsilon_{\alpha\beta}$: Tensor de permutação para as componentes α e β do espaço horizontal bidimensional;

f : Parâmetro de Coriolis;

C : Concentração dos escalares;

S_c : Número de Prandtl para temperatura;

z : Altura medida a partir do fundo (positivo para cima);

η : Altura média da superfície livre (Reynolds-Averaged);

W : Velocidade do vento

u_* : Velocidade de cisalhamento do vento

C_{10} : Coeficiente de troca de *momentum* a 10 metros

ρ_{ar} e $\rho_{\acute{a}gua}$: Densidade do ar e da água

Fonte: Adaptado de Hodges e Dallimore (2010).

Os fluxos de calor através da superfície livre da água são parametrizados por um modelo de transferência *bulk* padrão (FISCHER et al., 1979; IMBERGER; PATTERSON, 1990) e a energia é separada em componentes não penetrativos (i.e. radiação de ondas longas, transferência por calor sensível e latente) e penetrativos (i.e. radiação de ondas curtas 280 a 2800 nm).

Os componentes não penetrativos são considerados no saldo de energia da camada superficial, enquanto que o componente penetrativo pode ser considerado em uma ou mais camadas, decaindo exponencialmente com a profundidade, de acordo com a lei de *Beer-Lambert-Bouguer* da radiação (SLATER, 1980).

O modelo realiza a mistura vertical aplicando um modelo unidimensional separadamente em cada camada, a fim de promover o transporte turbulento vertical, enquanto que o transporte tridimensional da energia cinética turbulenta é utilizado para promover o efeito dinâmico de movimento da água (HODGES; DALLIMORE, 2010).

Informações detalhadas sobre o modelo ELCOM podem ser adquiridas em Hodges e Dallimore (2010) e no portal <http://www.cwr.uwa.edu.au>.

3.3. Metodologia

Para identificar o período de maior frequência de passagem de frente fria na região do reservatório de Itumbiara, uma análise estatística foi realizada utilizando informações do boletim Climanálise do CPTEC. O resultado desta primeira etapa foi utilizado para definir o período para investigação dos efeitos das frentes frias sobre o reservatório.

Após definido tal período, os fluxos de calor sensível e latente foram obtidos, por meio de imagens MODIS, utilizando uma abordagem em nível de *sub pixel* proposta por Setlinger et al. (2008). Também foi utilizado um método iterativo proposto por Hicks

(1975) para obtenção dos coeficientes de transferência de *momentum* e calor, levando em conta a instabilidade da atmosfera.

A influência de diferentes forçantes sobre as correntes, em diferentes profundidades do reservatório, foi analisada com base em dados coletados em campo. As informações obtidas serviram como referência para definir parâmetros e módulos de simulação ativados no modelo ELCOM.

A simulação da resposta hidrodinâmica e termodinâmica sob condições de passagem de frentes frias foi realizada com o modelo tridimensional ELCOM, utilizando como entrada dados coletados *in situ* e por sensoriamento remoto. A Figura 3.6 mostra o fluxograma da metodologia aplicada.

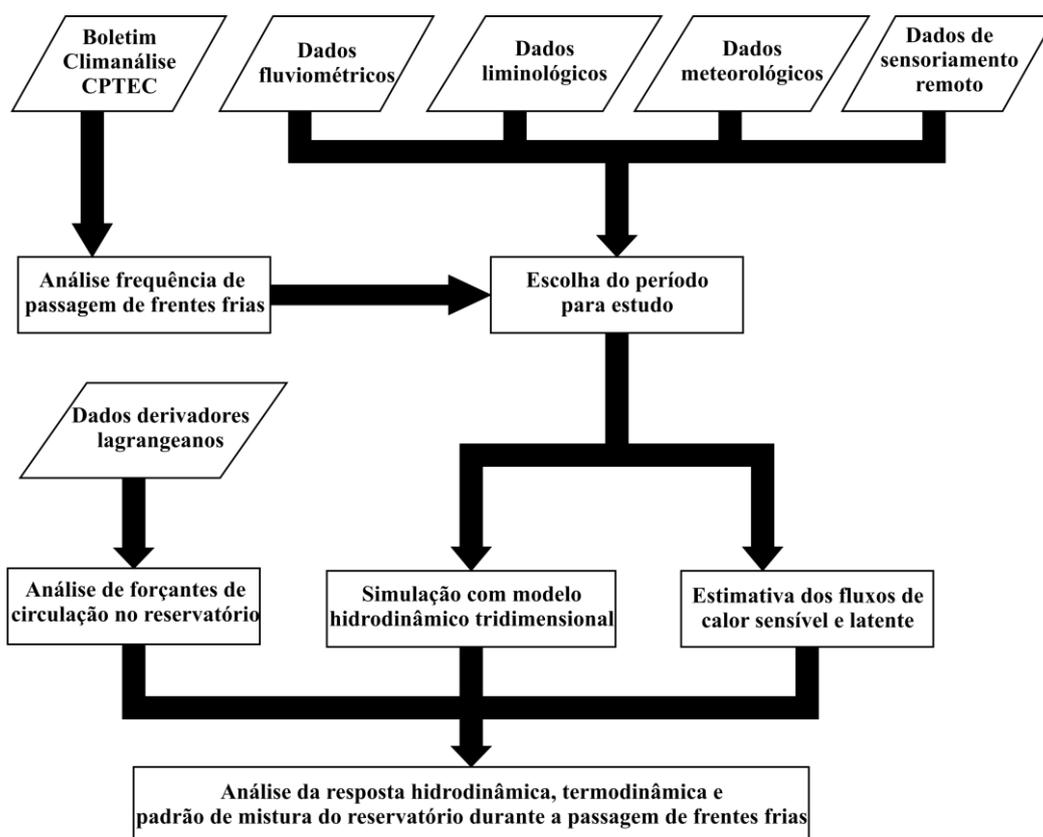


Figura 3.6 - Fluxograma da metodologia utilizada.

3.3.1. Análise da frequência de passagem de frentes frias sobre o reservatório

A análise da passagem de frentes frias sobre a região do reservatório da UHE Itumbiara foi realizada utilizando informações diárias sobre o deslocamento de sistemas frontais e frontogêneses no Brasil (vertente interior), entre o período que vai de Janeiro de 1996 a Dezembro de 2010, disponibilizados pelo boletim Climanálise do CPTEC por meio do portal <http://climanalise.cptec.inpe.br/~reliamanl/boletim>.

Primeiramente foi realizada a análise visual e tabulação das informações de deslocamento de frentes frias, que são disponibilizados em forma gráfica pelo boletim Climanálise. Para elaboração destes gráficos, os sistemas frontais são localizados por meio das análises diárias das cartas sinóticas de superfície, níveis médios (500 hPa) e altitude (250 hPa), nos horários das 00h00min e 12h00min GMT (*Greenwich Mean Time*).

A análise do posicionamento e deslocamento dos sistemas é feita pelo Grupo de Previsão do Tempo do CPTEC. Para validação da posição dos sistemas, também são analisados alguns campos derivados, a saber: convergência de umidade na camada limite, temperatura potencial equivalente em 850 hPa e advecção de temperatura potencial equivalente em 850 hPa (CPTEC, 2011).

Após a análise gráfica e tabulação das informações foram obtidos: (1) o número total de ocorrência de frentes frias registradas durante todo o período analisado (1996-2010); (2) número de frentes frias registradas por ano, mês e estação; (3) média de frentes frias por ano, mês e estação; e (4) duração média de uma frente fria sobre a região. Foram consideradas as frentes frias registradas pelas estações Catanduva, Franca e Patos de Minas, localizadas próximas à região do reservatório da UHE Itumbiara (Fig. 3.7).



↓ Estações de monitoramento → Deslocamento da frente fria

Figura 3.7 - Rede de monitoramento de sistemas frontais no interior do Brasil plotada sobre globo virtual do *Google Earth*. As estações Catanduva, Franca e Patos de Minas aparecem circuladas em amarelos, enquanto que o reservatório de Itumbiara está localizado pelo círculo preto.

3.3.2. Escolha do período de estudo

O período de estudo foi selecionado considerando os seguintes critérios:

- a) Estar entre os meses com maior ocorrência de frentes frias (identificados no item 3.4.1);
- b) Ocorrência de mais de uma frente fria no período, a fim de observar o efeito cumulativo de frentes frias em série sobre o reservatório;
- c) Disponibilidade de dados coletados pela bóia SIMA e FURNAS, consistentes e com menor número de falhas;
- d) Disponibilidade de dados coletados por sensoriamento remoto.

Foram utilizadas imagens do satélite geostacionário GOES-12, coletadas a cada 15 minutos e fornecidas pelo CPTEC em forma de produto composição colorida R2G3B1, a fim de confirmar as passagens de frentes frias no período selecionado.

3.3.3. Estimativa dos fluxos de calor sensível e latente com dados MODIS

Para estimar a temperatura da camada superficial d'água e os fluxos de calor sensível e latente no reservatório da UHE Itumbiara foi utilizada uma série temporal de imagens MODIS, produto M*D11A1, e a abordagem em nível de *sub pixel* para extração de temperatura (*Sub Pixel Temperature Retrieval*, SPTR) descrita em Setlinger et al. (2008).

A aplicação do método SPTR teve como objetivo remover possíveis contaminações nos *pixels* da borda do reservatório (i.e. *pixels* contendo fração terra e água), devido à média resolução espacial do produto M*D11A1 (~1 km). Um dos maiores benefícios desta abordagem é a redução do erro nas estimativas de temperatura, principalmente nos locais onde ocorre grande variação, como é o caso entre terra e água (SETLINGER et al., 2008). A Figura 3.8 apresenta o fluxograma das etapas de processamento para a estimativa da temperatura em nível de *sub pixel* e dos fluxos de calor na superfície do reservatório.

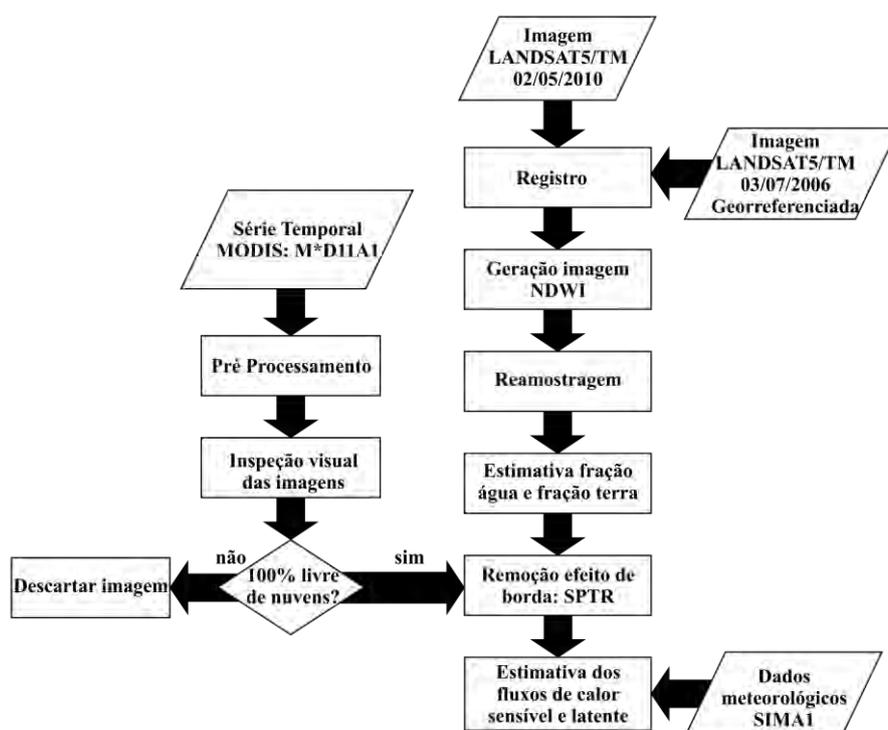


Figura 3.8 - Fluxograma do processamento de imagens.

A etapa de préprocessamento foi realizada utilizando o aplicativo *MODIS Reprojection Tools* (MRT, USGS, 2011), sendo realizados os seguintes passos: recorte da área de interesse (entre as coordenadas 18,25°S 49,12°O e 18,47°S 48,79°O), reprojeção das imagens para o sistema de coordenadas planas UTM com *datum* WGS 84 zona 22S e reamostragem para 150 m.

A reamostragem das imagens teve dois objetivos distintos, sendo, possibilitar a aplicação da abordagem SPTR e facilitar futuras comparações entre os fluxos de calor sensível e latente obtidos com o produto M*D11A1 e os obtidos por meio de modelagem numérica (i.e. mesma resolução espacial em ambos os casos). Conforme indicado em Setlinger et al. (2008) foi utilizado o método vizinho mais próximo para a reamostragem, ou seja, não foram criados novos valores de nível de cinza. Após esta etapa foi efetuada uma inspeção visual nas imagens e apenas aquelas com 100 % de cobertura livre de nuvens foram selecionadas para o estudo.

O efeito de borda foi eliminado utilizando o *Normalized Difference Water Index* (NDWI), conforme indicado por Setlinger et al. (2008). A imagem NDWI foi gerada a partir de uma imagem Landsat5/TM obtida em 02/05/2010, devidamente registrada, utilizando a seguinte equação (MCFEETERS, 1996):

$$NDWI = \frac{B2 - B4}{B2 + B4} \quad (3.1)$$

onde *B2* e *B4* correspondem as banda 2 e 4 do sensor TM, respectivamente. Após a Equação 3.1 ter sido aplicada, a imagem NDWI foi reamostrada para mesma resolução das imagens MODIS préprocessadas utilizando o método de interpolação dos vizinhos mais próximos e fatiada nas classes água ($NDWI < 0$) e terra ($NDWI > 0$) (Fig. 3.9).

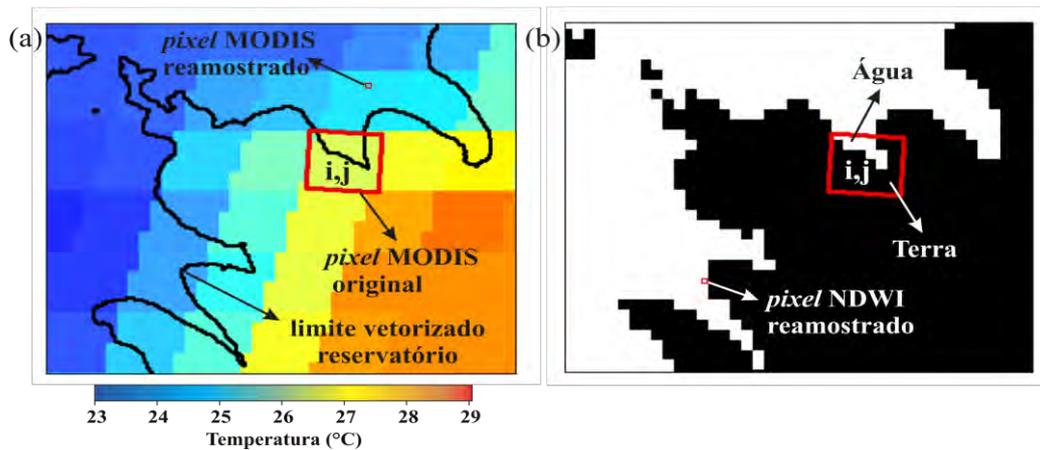


Figura 3.9 - Remoção do efeito de borda por meio da abordagem SPTR: (a) Produto M*D11A1 após etapa de pré-processamento com 150 metros de resolução; e (b) Imagem raster do reservatório obtida com auxílio do NDWI reamostrada para 150 metros.

Além desta abordagem existem outros métodos para remover o efeito de borda, tais como, aplicação do modelo linear de mistura espectral ou classificação das imagens TM. Entretanto optou-se por esta abordagem, pois, segundo Setlinger et al. (2008), é mais robusta para alvos com temperatura variável e não é limitada apenas a imagens obtidas durante o dia.

A conversão dos valores de nível de cinza (NC) para temperatura da água (T_w , °C) foi realizada conforme descrito em Wan (2009):

$$T_w = 0,02NC - 273 \quad (3.2)$$

onde, NC é o nível de cinza do *pixel* MODIS; 0,02 é o fator de escala indicado em Wan (2009); e 273 é a constante utilizada para transformar de Kelvin para °C.

Os fluxos de calor sensível (Φ_{se} , $W.m^{-2}$) e latente (Φ_{le} , $W.m^{-2}$) foram estimados utilizando o método aerodinâmico *bulk* (FISCHER et al., 1979):

$$\Phi_{se} = \rho_a C_a C_H U_{10} (T_a - T_w) \quad (3.3)$$

$$\Phi_{le} = \rho_a L_V C_E U_{10} (e_a - e_w) 0,622 p^{-1} \quad (3.4)$$

onde, ρ_a é a densidade do ar (kg.m^{-3}); C_a é o calor específico do ar ($1003 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ de acordo com Fischer et al. 1979); C_H é o coeficiente de transferência de calor sensível; U_{10} é o vento a altura padrão de 10 metros acima do nível da água (m.s^{-1}); T_a é a temperatura do ar medida pelo SIMA1 ($^{\circ}\text{C}$); T_w é a temperatura da água obtida com as imagens MODIS ($^{\circ}\text{C}$); L_V é o calor latente de vaporização (J.kg^{-1}); C_E é o coeficiente de transferência de calor latente; e_a é a pressão de vapor do ar (mbar); e_w é a pressão de vapor saturado ao nível da água (mbar); e p é a pressão atmosférica coletada pelo SIMA1 (mbar).

A velocidade coletada pelo sensor de vento do SIMA1 a 3 metros de altura foi convertida para a altura padrão de 10 metros de acordo com Schertzer et al. (2003):

$$U_{10} = U_z (10/z)^{1/7} \quad (3.5)$$

onde, U_z é a velocidade do vento (m.s^{-1}) observada a uma dada altura z (m). A densidade do ar foi estimada utilizando a seguinte equação (VERBURG; ANTENUCCI, 2010):

$$\rho_a = 100p/[R_a(T_a + 273,16)] \quad (3.6)$$

onde, R_a é a constante dos gases para o ar úmido (J.kg.K^{-1}) e pode ser estimada por:

$$R_a = 287 \left(1 + 0,608 \left(\frac{0,622 \cdot e_a}{p} \right) \right) \quad (3.7)$$

A pressão de vapor do ar foi estimada utilizando a seguinte equação:

$$e_a = \frac{R_h e_{a,sat}}{100} \quad (3.8)$$

onde, R_h é a umidade relativa do ar medida pelo SIMA1 (%); e $e_{a,sat}$ é a pressão de vapor saturado do ar (mbar). Para estimar a pressão de vapor saturado ao nível da água (0 metros) e do sensor de temperatura do ar (3 metros) foi utilizada a equação de Magnus-Tetens (TENNESSE VALLEY AUTHORITY, 1972):

$$e_w = 1000 \exp \left[2,3026 \left(\frac{7,5T_w}{T_w + 237,3} + 0,758 \right) \right] \quad (3.9)$$

$$e_{a,sat} = 1000 \exp \left[2,3026 \left(\frac{7,5T_a}{T_a + 237,3} + 0,758 \right) \right] \quad (3.10)$$

O calor latente de vaporização foi estimado de acordo com Verburg e Antenucci (2010):

$$L_V = 2,501 \cdot 10^{-6} - 2370T_w \quad (3.11)$$

Para estudos em escalas de tempo sazonal, os coeficientes de transferência de *momentum*, calor sensível e calor latente podem ser considerados constantes, uma vez que o balanço de calor é auto regulador. Entretanto para estudos em escalas de tempo menores (i.e. de horas até dias) esta consideração não é suficiente, devido à alta inércia termal da água. Nestes casos, a estabilidade da atmosfera e a rugosidade da superfície da água introduzem uma variabilidade considerável nestes três coeficientes de transferência (IMBERGER; PATTERSON, 1990), devendo então ser corrigidos.

Neste estudo os coeficientes de transferência de calor sensível e latente (C_H e C_E) foram considerados iguais ($C_{H,E}$, ZENG et al., 1998) e foram estimados levando em consideração a estabilidade da camada atmosférica superficial, aplicando a abordagem

iterativa proposta por Hicks (1975), descrita em MacIntyre et al. (2002) e Verburg e Antenucci (2010). Para tanto o $C_{H,E}$ foi estimado por:

$$C_{H,E} = \frac{kC_D^{1/2}}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_{H,E}}\right) - \psi_{H,E}\right]^2} \quad (3.12)$$

onde, k é a constante de von Karman (0,41 de acordo com AMOROCHO E DE VRIES, 1980); C_D é o coeficiente de transferência de *momentum*; $z_{E,H}$ é o comprimento de rugosidade para troca de calor sensível e latente (m); e $\psi_{E,H}$ são funções que variam de acordo com a estabilidade atmosférica (BRUTSAERT, 1982). O coeficiente de transferência de *momentum* foi estimado por:

$$C_D = \frac{k^2}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_M\right]^2} \quad (3.13)$$

onde, z_0 é o comprimento de rugosidade para transferência de *momentum* (m) e pode ser estimado por (VERBURG E ANTENUCCI, 2010):

$$z_0 = \left(\frac{\beta u_*^2}{g}\right) + \left(\frac{0,11\nu}{u_*}\right) \quad (3.14)$$

onde, β é o coeficiente de Charnock (0,0013 de acordo com ZENG et al., 1998); u_* é a velocidade de cisalhamento do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); g é a aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-2}$ de acordo com HALLIDAY et al., 2001); e ν é a viscosidade cinemática do ar ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$). A velocidade de cisalhamento do vento foi estimada conforme descrito em Amorocho e De Vries (1980):

$$u_* = (C_D U_{10}^2)^{1/2} \quad (3.16)$$

Já a viscosidade cinemática do ar pode ser obtida por meio da seguinte equação (VERBURG; ANTENUCCI, 2010):

$$\nu = \frac{\mu}{\rho_a} \quad (3.17)$$

onde, μ é a viscosidade dinâmica do ar ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) obtida por (MONTGOMERY, 1947):

$$\mu = 4,94.10^{-8}T_a + 1,7184.10^{-5} \quad (3.18)$$

O comprimento de rugosidade para transferência de calor sensível e latente foi estimado utilizando Verbug e Antenucci (2010):

$$z_{H,E} = z_0 \exp(-2,67Re^{1/4} + 2,57) \quad (3.19)$$

onde, Re é o número de Reynolds para determinação da rugosidade e pode ser estimado por:

$$Re = u_* z_0 / \nu \quad (3.20)$$

O processo iterativo iniciou-se utilizando valores de C_D , C_H e C_E estimados considerando a atmosfera neutra. Em cada iteração foram estimados os novos coeficientes de transferência, os fluxos de calor sensível e latente, o comprimento de Monin-Obukhov (L , m), o parâmetro de estabilidade atmosférica (ζ) e o valor das funções de estabilidade (ψ_M , ψ_H e ψ_E).

A estimativa do comprimento de Monin-Obukhov foi realizada de acordo com MacIntyre et al. (2002):

$$L = \frac{\rho_a u_*^3 T_V}{kg \left(\frac{\Phi_{se}}{c_a} + 0,61 \frac{(T_a + 273,16) \Phi_{le}}{L_V} \right)} \quad (3.21)$$

onde, T_V é a temperatura virtual do ar (K) e pode ser obtida pela seguinte equação:

$$T_V = (T_a + 273,16) \left[1 + 0,61 \left(\frac{0,622 e_a}{p} \right) \right] \quad (3.22)$$

O parâmetro de estabilidade atmosférica foi estimado de acordo com Liu et al. (2009):

$$\zeta = z/L \quad (3.23)$$

Por fim a funções de estabilidade atmosférica foram estimadas a partir das seguintes relações (IMBERGER; PATTERSON, 1990):

- Para $\zeta > 0$ (ou seja, atmosfera estável):

$$\psi_M = \psi_H = \psi_E \begin{cases} = -5. \zeta \text{ para } 0 < \zeta < 0,5 & (3.24) \\ = 0,5. \zeta^{-2} - 4,25. \zeta^{-1} - 7 \ln \zeta - 0,852 \text{ para } 0,5 < \zeta < 10 & (3.25) \\ = \ln \zeta - 0,76. \zeta - 12,093 \text{ para } \zeta > 10 & (3.26) \end{cases}$$

- Para $\zeta < 0$ (ou seja, atmosfera instável):

$$\psi_M = 2 \ln \left[\frac{(1+X)}{2} \right] + \ln \left[\frac{(1+X^2)}{2} \right] - 2 \tan^{-1} X + \frac{\pi}{2} \quad (3.27)$$

$$\psi_H = \psi_E = 2 \ln \left[\frac{(1+X^2)}{2} \right] \quad (3.28)$$

onde, $X = (1 - 16. \zeta)^{1/4}$. Segundo Imberger e Patterson (1990), estas relações foram testadas para a faixa entre $-15 < \zeta < 15$. Sendo assim foi imposto um limiar de corte para ζ , onde $|\zeta|_{max} = 15$, durante as estimativas.

O processo iterativo repetiu-se até que as estimativas do comprimento de Monin-Obukhov convergissem, aceitando um limiar de variação de 0,001 % em relação ao estimado na iteração anterior (IMBERGER; PATERSON, 1990; MACINTYRE et al., 2002). Por fim os fluxos de calor sensível e latente foram espacializados para todo o reservatório, aplicando as Equações 3.3 e 3.4 sobre o produto de temperatura da superfície da água derivado das imagens MODIS e utilizando os coeficientes de transferência corrigidos para as condições estáveis e instáveis de atmosfera.

3.3.4. Análise de forçantes e padrões de circulação no reservatório

Os padrões e os principais forçantes que influenciam a circulação da água no reservatório da UHE Itumbiara foram analisados com base em dados coletados em campo, entre os dias 27 e 30 Julho de 2011, utilizando derivadores lagrangeanos rastreados por satélites. Os dados foram coletados em seis locais diferentes, tanto na zona de transição entre os rios como no corpo principal do reservatório (Fig. 3.10).

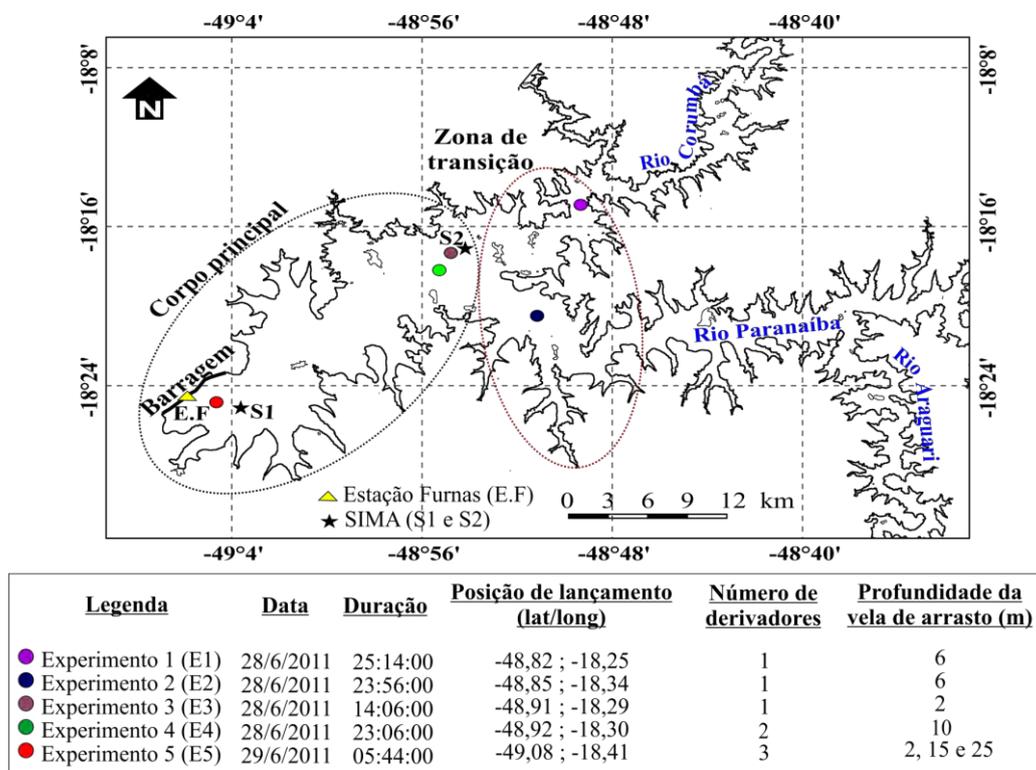


Figura 3.10 - Resumo dos experimentos realizados com os derivadores entre os dias 28 e 29 de junho de 2011.

A profundidade das velas de arrasto de cada derivador foi determinada levando em consideração dados coletados com a sonda multiparâmetros YSI 6600 nos locais de lançamento e a batimetria da região no entorno. Os GPSs dos derivadores foram configurados para o sistema de projeção geográfica utilizando o *datum* WGS84 como referência e foram programados para coletar e gravar dados de posicionamento a cada 2 minutos.

Durante a realização dos experimentos a trajetória de cada um dos derivadores foi monitorada remotamente a partir de um computador conectado a *internet*, utilizando o sistema de rastreamento via satélite. Estes dados também foram utilizados para facilitar o resgate dos derivadores, utilizando a última coordenada registrada como referência para a busca.

Após o resgate dos derivadores, os dados de alta frequência, armazenados na memória interna dos GPSs, foram descarregados para um computador portátil utilizando o aplicativo GPS TrackMaker. Posteriormente os dados foram processados utilizando o aplicativo MatLab utilizando a metodologia descrita em Pacheco et al. 2011.

A influência do vento na circulação superficial foi avaliada comparando os dados coletados pelos derivadores com os dados de vento (i.e. velocidade e direção) coletados pelo SIMA1 e 2. Enquanto que a influência da força de Coriolis foi avaliada por meio do número de Rossby, que expressa a razão entre o termo de aceleração não linear e a força de Coriolis (KUNDU; COHEN, 2002):

$$R_o = \frac{u_{corrente}}{fd} \quad (3.29)$$

onde, u é a escala de velocidade horizontal obtida com os dados coletados pelos derivadores ($m.s^{-1}$); d é a escala de comprimento horizontal do reservatório (m); e f é o parâmetro de Coriolis (s^{-1}) (GILL, 1982):

$$f = 2\Omega \sin(\theta) \quad (3.30)$$

onde, Ω é a taxa de rotação da Terra ($7,2921 \cdot 10^{-5} \text{ rad.s}^{-1}$); e θ é a latitude que se encontra o reservatório (rad). A influência das turbinas na circulação foi avaliada utilizando os dados coletados pelos três derivadores inseridos na água a 2 km da barragem, com diferentes profundidades na vela de arrasto (2, 15 e 25 m).

3.3.5. Simulação numérica da hidrodinâmica e termodinâmica

A simulação do comportamento hidro e termodinâmico do reservatório sob o efeito de frentes frias sucessivas foi realizado utilizando modelo hidrodinâmico tridimensional ELCOM. O aplicativo ARMS (*Aquatic Realtime Management System*, ROMERO et al., 2006) foi utilizado como interface para executar o modelo ELCOM, bem como para a manipulação e visualização dos resultados. A seguir é feita uma breve descrição de cada uma das etapas de preparação dos dados e configuração do modelo para a simulação.

3.3.5.1. Discretização do domínio para simulação e definição do passo de tempo

O domínio para simulação foi definido levando em consideração os dados batimétricos disponíveis para o reservatório da UHE Itumbiara, coletados por Alcântara (2010), reamostrados para uma grade regular de 150 m de resolução horizontal pelo método vizinho mais próximo, totalizando 159 linhas por 222 colunas. A resolução espacial da grade de batimetria é relacionada com o passo de tempo, definido para a simulação, por meio da condição de estabilidade numérica de *Courant-Friedrichs-Lewy* (CFL), devendo ser mantida a seguinte relação (HODGES; DALLIMORE, 2010):

$$(g' \cdot D)^{1/2} \cdot \frac{\Delta t}{\Delta x} < \sqrt{2} \quad (3.31)$$

onde g' é a gravidade reduzida devido a estratificação, D é a profundidade efetiva, Δt é o passo de tempo definido para o modelo e Δx é a resolução espacial horizontal da

grade. Desta forma uma grade com resolução de 150 metros foi suficiente para obter um passo de tempo pequeno (2,5 minutos), garantindo uma maior estabilidade do modelo e resultados mais precisos.

Para a definição da espessura e do total de camadas a serem utilizadas no ELCOM foram levados em consideração os resultados obtidos por Alcântara (2010) onde o autor mostrou a variação da estrutura térmica no reservatório para um ano de dados. Também foi levada em consideração a profundidade da camada de mistura, que no caso do reservatório de Itumbiara é mais dinâmica de Janeiro a Abril e Outubro a Dezembro, podendo chegar até aproximadamente 25 m de profundidade. Além disso, foi levado em consideração o custo computacional e a estabilidade do modelo. De acordo com o Hodges e Dallimore (2010), para manter a estabilidade do modelo é recomendado que sejam definidas camadas com espessura constante, sem variações abruptas de espessura. Levando isto em consideração, foi definida uma espessura de 1 m para cada camada, totalizando 78 camadas. A Figura 3.11 apresenta um esquema ilustrativo da discretização da batimetria, com vistas dos planos XY e XZ, bem como o sistema de coordenadas utilizadas pelo ELCOM.

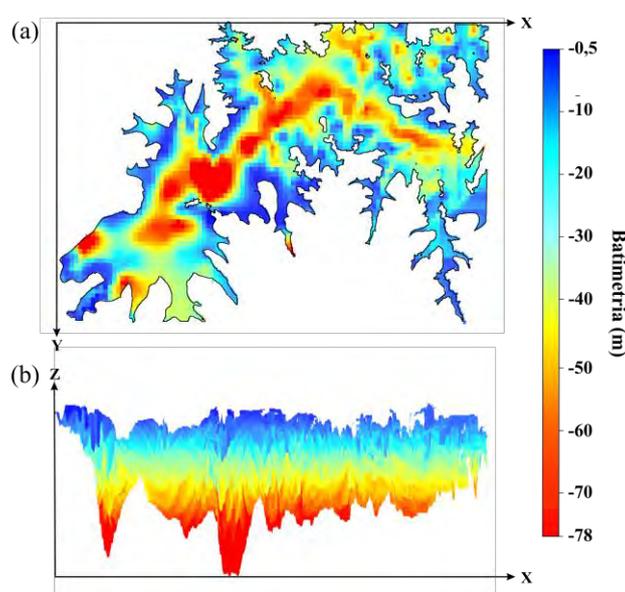


Figura 3.11 - Discretização espacial do domínio para simulação (a) vista da batimetria no plano XY (159 linhas x 222 colunas) e; (b) vista da batimetria no plano XZ (78 camadas com 1 metro de espessura).

3.3.5.2. Forçantes para simulação e condições de contorno

Os forçantes utilizados para a simulação foram representados por séries temporais de vazão e temperatura da água nas entradas e saída do reservatório e também por séries temporais das seguintes variáveis meteorológicas: velocidade e direção do vento, temperatura do ar, umidade relativa, radiação incidente de ondas curtas, pressão atmosférica, cobertura de nuvens e precipitação.

As séries temporais de vazão afluente e defluente, durante o período de simulação, são apresentadas na Figura 3.12. A vazão afluente foi dividida entre os rios Paranaíba (79% do total) e Corumbá (21% do total), com base em dados de vazão defluente dos reservatórios da UHE Corumbá (localizado a montante no rio Corumbá) e da UHE Emborcação (localizado a montante no rio Paranaíba).

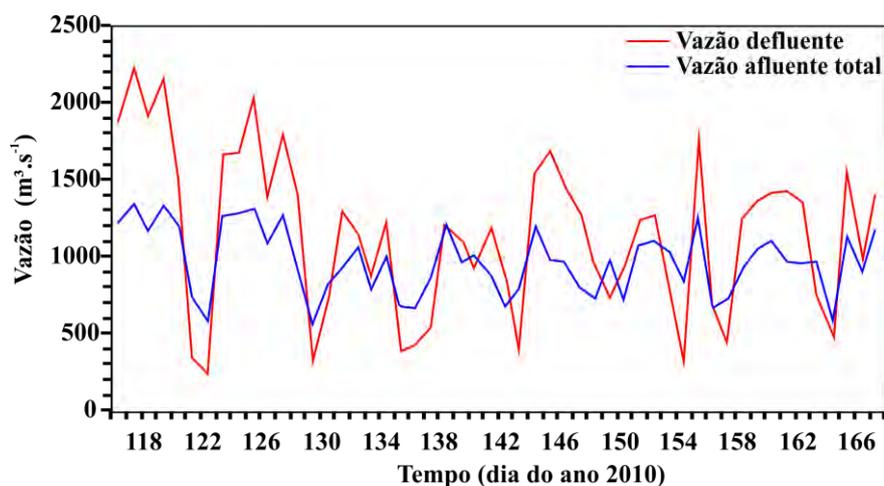


Figura 3.12 - Vazão de entrada e saída no reservatório durante o período de simulação.

Para aplicação dos forçantes sobre o reservatório foram definidos quatro conjuntos de células, sendo três do tipo fluxo (i.e. células em que serão forçadas as vazões de entrada e saída do reservatório) e um do tipo superfície livre, onde foram aplicadas os forçantes meteorológicos. Todas as variáveis meteorológicas foram consideradas constantes sobre a superfície livre, sendo neste estudo desconsiderada a variação espacial sobre o reservatório. Os dados de entrada foram todos configurados em arquivos de texto,

conforme especificado no manual do usuário do modelo ELCOM. A Tabela 3.7 apresenta um resumo dos dados de entrada utilizados para as simulações.

Tabela 3.7 - Resumo dos dados de entrada para a simulação.

Variável	Obtenção	Unidade
Velocidade vento	SIMA1	m.s ⁻¹
Direção vento*	SIMA1	°NV
Temperatura do ar	SIMA1	°C
Umidade relativa	SIMA1	Adimensional
Pressão atmosférica	SIMA1	KPa
Radiação incidente de ondas curtas	SIMA1	W.m ⁻²
Precipitação	3B43/TRMM	m.dia ⁻¹
Cobertura de nuvens	M*D35 L2	Adimensional
Temperatura entrada rios	M*D11A1	°C
Vazão afluente	Eletrobrás-Furnas	m ³ .s ⁻¹
Vazão defluente	Eletrobrás-Furnas	m ³ .s ⁻¹

* Convenção: de onde o vento sopra, 0°=N e girando no sentido horário.

3.3.5.3. Configurações do modelo

Para a simulação do comportamento físico do reservatório sob a ação de frentes frias foram ativados os submódulos do modelo ELCOM, conforme indicado na Tabela 3.8

Tabela 3.8 - Módulos de simulação ativados.

Módulo	Função	Ativo
iheat_input	Simula a termodinâmica na camada superficial	SIM
iatmstability	Considera estabilidade atmosférica	SIM
irain	Simula a variação de volume devido à precipitação	SIM
iflow	Simula entradas e saídas de água no reservatório	SIM
iunderflow	Simula entradas subterrâneas	NÃO
ibubbler	Simula a formação de bolhas	NÃO
isalinity	Simula a salinidade como um escalar transportável	NÃO
itemperature	Simula a temperatura como um escalar transportável	SIM
idensity	Inclui o termo de densidade nas simulações	SIM
icoriolis	Considera a força de Coriolis nas simulações	SIM
ijet	Simula o efeito de jatos e bombas	NÃO
inonhydrostatic	Utiliza aproximação não hidrostática na simulação	NÃO
ilaketide	Simula efeito de marés	NÃO
iretention	Simula o tempo de retenção da água	SIM

Como não era objetivo deste trabalho estudar a dinâmica de ondas internas nem qualquer outro efeito não hidrostático sobre os movimentos d'água, o submódulo que utiliza aproximações não hidrostáticas não foi ativado. O submódulo que simula o transporte da salinidade não foi ativado por falta de dados de entrada, desta forma a densidade foi estimada apenas em função da temperatura da água. Os demais submódulos que não foram ativados não se aplicavam ao presente estudo.

Os parâmetros adotados para simulação, bem como sua unidade e referência, estão listados na Tabela 3.9.

Tabela 3.9 - Parâmetros utilizados na simulação.

Parâmetro	Valor	Referência
Albedo	0,03	Slater (1980)
Coefficiente de arrasto do fundo (1 m)	0,001	Wüest e Lorke (2003)
Coefficiente de arrasto do vento	0,001	Hicks (1972)*
Coefficiente de extinção PAR	0,5 m ⁻¹	Nascimento (2010)**
Coefficiente de transferência calor sensível	0,00143	Hicks (1972)*
Coefficiente de transferência de calor latente	0,00143	Hicks (1972)*
Difusividade	5,25 m ² .s ⁻¹	Pacheco et al. (2011)***

* Valores considerando a atmosfera neutra e vento medido a 10 m de altura. ** Obtido a partir de dados coletados em campanha de campo no reservatório da UHE Itumbiara em maio de 2009. *** Valor obtido para o reservatório de Manso/MT, considerando o reservatório isotrópico.

O passo de tempo (Δt) utilizado para a simulação foi de 150 segundos, suficiente para garantir a estabilidade numérica do modelo de acordo com a resolução da grade horizontal utilizada. Foi necessário um total de 27660 passos e aproximadamente 12 horas de processamento para completar a simulação. Os resultados foram programados para serem salvos a cada 12 Δt (i.e. a cada 30 minutos reais) o que possibilitou um estudo a nível subdiário dos processos físicos, gerando mais de 70 Gb de resultados.

A simulação iniciou-se no dia 28/04/10 às 23h30min e encerrou-se no dia 15/06/10 às 23h30min. As condições iniciais de temperatura foram definidas a partir de dois perfis de temperatura (SIMA1 e SIMA2) e da distribuição horizontal de temperatura da

superfície (MOD11A1) (Fig. 3.13). A superfície livre foi considerada plana no instante inicial da simulação com o nível d'água na cota 517,07 m.

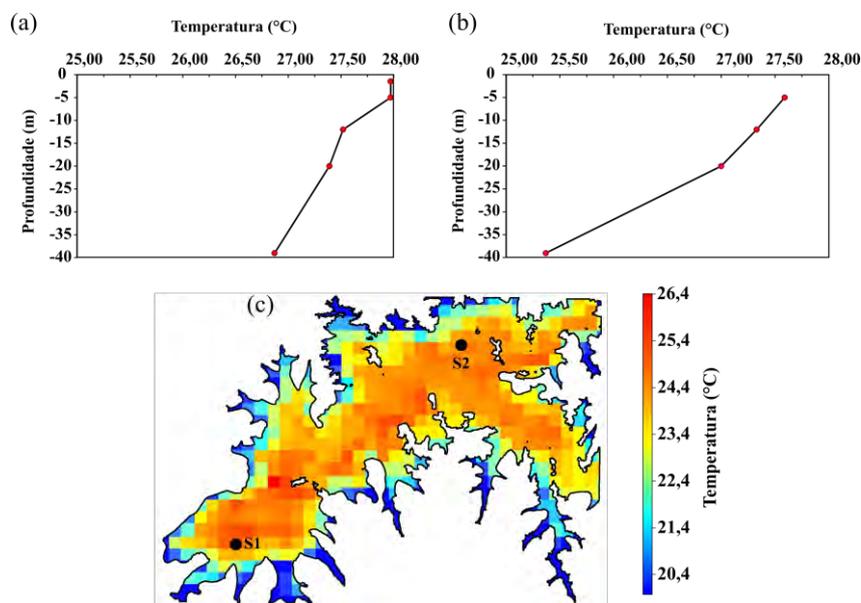


Figura 3.13 - Condições iniciais de temperatura no reservatório da UHE Itumbiara: (a) Perfil observado no SIMA1 às 23h30min do dia 28/04/10 (1,5, 5, 12, 20 e 39 m); (b) Perfil observado no SIMA2 às 23h30m do dia 28/04/10 (5, 12, 20 e 39 m); e (c) Distribuição espacial na superfície do reservatório observada pelo MODIS, produto MOD11A1, às 23h30min do dia 28/04/10. S1 e S2 indicam a posição dos dois SIMA.

3.3.5.4. Validação do modelo

Frequentemente, a validação de modelos de simulação numérica é realizada por meio da comparação entre a temperatura observada em diferentes profundidades do reservatório e a temperatura simulada pelo modelo, bem como entre o nível d'água e os campos de velocidade, observados e simulados (CHAPRA, 1997; SCHALADOW; HAMILTON, 1997; BONNET et al., 2000).

Neste trabalho o modelo foi validado das seguintes maneiras: (1) comparação entre as posições das isotermas obtidas com os dados observados pelos termistores dos SIMA1 e SIMA2 e estimadas pelo modelo; (2) análise do erro entre as temperaturas observadas pelos termistores do SIMA1 e SIMA2 e estimada pelo ELCOM, nas mesmas

profundidades; (3) comparação entre o nível d'água observado pela estação fluviométrica localizada na barragem e estimado pelo modelo na mesma posição do reservatório; e (4) comparação entre os fluxos de calor obtidos com os dados MODIS e estimados pelo modelo na superfície do reservatório. O Erro Relativo (ER), Erro Absoluto Médio (EAM) e o RMSE foram obtidos utilizando as seguintes equações:

$$ER = \text{Observado} - \text{Simulado} \quad (3.32)$$

$$EAM = \frac{\sum_{i=1}^n |\text{Observado}_i - \text{Simulado}_i|}{n} \quad (3.33)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\text{Observado}_i - \text{Simulado}_i)^2}{n}} \quad (3.34)$$

3.3.6. Análise dos regimes de mistura

Para analisar os efeitos das frentes frias sobre a dinâmica de mistura do reservatório foi utilizada a classificação proposta por Spiegel e Imberger (1980) para os regimes de mistura, baseada no número de Richardson:

$$Ri = \frac{\Delta\rho \cdot g \cdot h}{\rho_0 \cdot u_*^2} \quad (3.35)$$

onde, $\Delta\rho$ é a diferença de densidade entre a camada de mistura e a camada inferior; g é a aceleração da gravidade; h é a profundidade da camada de mistura; ρ_0 é a densidade de referência água; e u_* é a velocidade de cisalhamento do vento.

Neste sistema de classificação são propostos 4 regimes, comparando o número de Richardson a características físicas do reservatório, tais como profundidade (H), comprimento (l) e espessura da camada (h). A seguir é dada uma breve descrição de

cada um dos regimes e apresentada uma ilustração (Fig. 3.14) das principais feições e processos presentes em cada um deles.

- Regime 1 ($Ri < 1$): Neste regime o reservatório se encontra completamente misturado e homogêneo. O cisalhamento vertical (baroclínico¹) está presente, entretanto a mistura ocorre tão rapidamente não dando tempo para a formação de ondas internas. Qualquer diferença longitudinal de densidade após a mistura é imensurável;
- Regime 2 ($1 < Ri < (l/2h)[H/(H - h)]^{1/2}$): As principais características deste regime são a ocorrência de cisalhamento entre as camadas, instabilidades de Kelvin-Helmholtz e rápido aprofundamento da camada de mistura, acompanhado de grandes deslocamentos na interface. Geralmente não é observada a formação de ondas internas neste regime. A interface entre as camadas é instável e a mistura vertical completa pode ocorrer durante um único evento, promovendo a estratificação no eixo longitudinal;
- Regime 3 ($(l/2h)[H/(H - h)]^{1/2} < Ri < (l^2/4h^2)[(H/(H - h))]$): A principal característica deste regime é a ocorrência de movimentos do tipo *seiches* internos. O *buoyancy* é forte o suficiente fazendo com que o entranhamento convectivo e ondulações tenham menor efeito sobre a estrutura da densidade. A interface entre as camadas permanece bem definida, com a maior parte da energia disponível para o aprofundamento da camada de mistura fornecida pelo vento na superfície. O tempo de entranhamento normalmente é maior do que a duração de um único episódio de vento, desta forma a mistura vertical completa frequentemente não ocorre neste regime;
- Regime 4 $Ri > (l^2/4h^2)[(H/(H - h))]$: Neste regime o *buoyancy* domina todos os processos na camada. Ondas internas têm período curto e pequena amplitude, sendo praticamente não afetadas pelo entranhamento convectivo. A escala de tempo de

¹ Baroclínico ou processos internos são aqueles movimentos em um fluido que são devido à distribuição não homogênea de densidade (HUTTER et al. 2011).

entranhamento é muito longa neste regime fazendo com que não ocorra mistura vertical completa em um único episódio de vento.

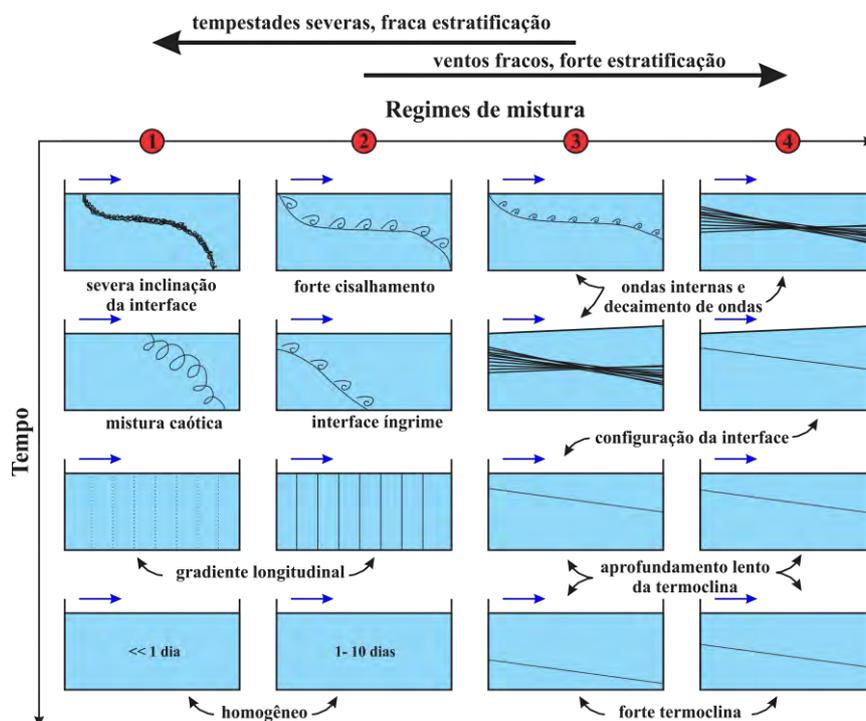


Figura 3.14 - Características gerais dos quatro regimes de mistura.

Fonte: Adaptado de Spigel e Imberger (1980).

Este sistema de classificação está implementado no modelo ELCOM, sendo configurado como um dos dados de saída do modelo.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Frequência de passagem de frentes frias sobre o reservatório de Itumbiara

Ao longo dos 15 anos analisados foram observadas 167 passagens de frentes frias sobre a região do reservatório da UHE Itumbiara, o que representa uma média anual de 11 passagens. Os anos de 2005, 2003 e 1998 foram os que apresentaram a maior ocorrência de frentes frias, com um total de 26, 19 e 16 registros respectivamente. Já os anos de 1996, 2001 e 2002 foram os que apresentaram os menores números de ocorrência, com 3, 5 e 6 registros respectivamente.

A ocorrência de frentes frias na região de Itumbiara apresenta ciclos interanuais, com 2-3 anos com frequência abaixo da média anual, e 2-3 anos com frequência acima da média anual (Fig. 4.1). Tal fato pode estar associado à ocorrência do fenômeno meteorológico El Niño. Esta informação é corroborada pelo fato de os anos de maior frequência de passagens de frentes frias coincidirem com anos de ocorrência de El Niño e os anos com menor frequência de passagem de frentes frias coincidirem com anos de ausência ou ocorrência fraca de El Niño (disponível em: <http://enos.cptec.inpe.br/>).

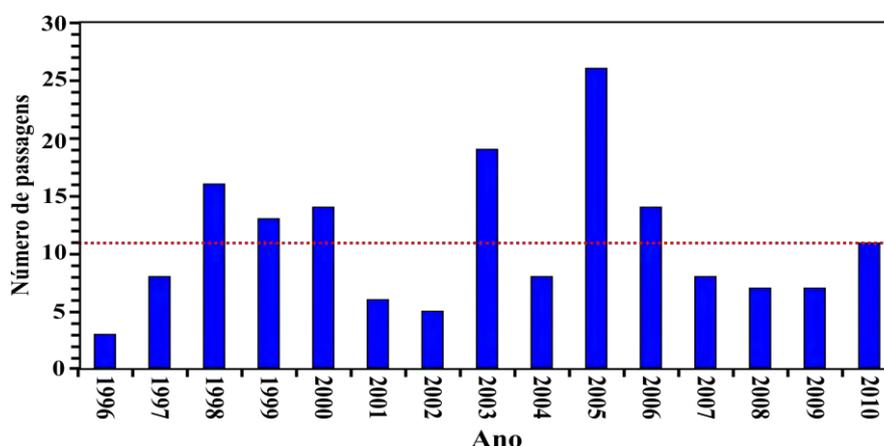


Figura 4.1 - Número de frentes frias registradas por ano. A linha vermelha tracejada representa a média de passagens por ano.

Os meses de Setembro e Maio foram os que apresentaram maior número de passagem de frentes frias, com um total de 27 e 23 registros respectivamente em 15 anos, o que

representa em média aproximadamente 2 passagens por ano nestes meses. Já os meses de Janeiro e Fevereiro foram os que apresentaram os menores números de passagens, com apenas 5 registros de frentes frias em cada um dos meses, ao longo dos 15 anos analisados. Setembro de 2005 e Maio de 2010 foram os meses com mais ocorrências de frentes frias em um único mês, com 6 e 4 passagens respectivamente. Os meses de Janeiro, Fevereiro, Março, Abril e Dezembro apresentaram comportamento semelhante, com um máximo de 2 passagens de frente fria em um mesmo ano (Fig. 4.2).

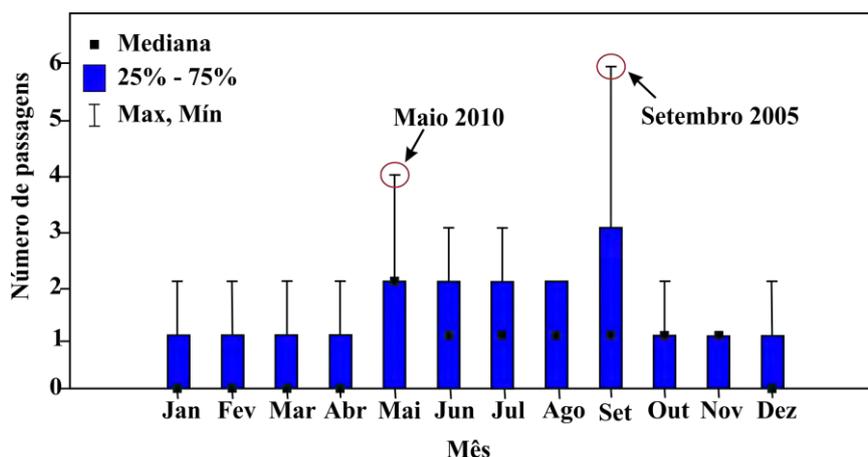


Figura 4.2 - *Box plot* com o número de passagens de frentes frias em cada mês do ano (1996-2010).

Observa-se na Figura 4.2 que os meses com maior ocorrência de frentes frias são aqueles que apresentam menores índices pluviométricos (ver Figura 3.3), indicando que a precipitação na região do reservatório de Itumbiara não é condicionada pelas frentes frias e sim por outros fenômenos meteorológicos, como por exemplo, ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul).

Do ponto de vista sazonal o maior número de frentes frias registradas ocorreu nos meses de inverno, com 56 das 167 ocorrências registradas (~33%), o que representa uma média de quatro passagens por ano durante esta estação. Já o verão foi a estação que apresentou a menor ocorrência de frentes frias, com apenas 18 registros (~11%), o que representa uma média de uma passagem por ano nesta estação. Outono e primavera

tiveram um total de 49 (~29%) e 46 (~27%) passagens de frentes frias observadas no período respectivamente.

Foram observadas frentes frias atuando sobre a região com duração variando entre 1 e 5 dias, com a maioria das frentes apresentando duração entre 1 e 2 dias (Tabela 4.1). A duração média de uma frente fria sobre a região é de 1,6 dias, sendo que no inverno a média é de aproximadamente 2 dias e durante as outras estações de aproximadamente 1,5 dias. O maior tempo de residência das frentes frias foi observado principalmente nos anos de forte e moderada ocorrência de El Niño.

Tabela 4.1 - Número de frentes frias observadas de acordo com o tempo de duração.

Duração (dias)	Nº de frentes frias observadas
1	75
2	78
3	13
5	1

4.2. Escolha do período para o estudo

O maior limitante para a definição do período para estudo foi a disponibilidade de dados coletados pelos SIMAs, o que limitou a escolha entre os anos de 2009, 2010 e 2011. Após uma análise mais detalhada das séries temporais de dados coletados pelos dois SIMA, o ano de 2011 foi descartado, pois apresentou diversas falhas e inconsistências, principalmente no sensor de pressão atmosférica e na cadeia de termistores. Sendo assim, considerando os resultados apresentados no item 4.1 e os demais critérios de seleção definiu-se como período para o estudo do efeito de frentes frias sobre o reservatório da UHE Itumbiara o intervalo entre os dias 28/04/2010 e 15/06/2010.

O período escolhido atende a todos os critérios estabelecidos, com séries disponíveis e consistentes de dados meteorológicos, hidrológicos e limnológicos (coletados pelos SIMAs e fornecidos pela Eletrobrás-Furnas) e também dados coletados por sensoriamento remoto. Além disso, o período abrange todo o mês de Maio e parte do

mês de Junho, identificados no item 4.1 como meses com alta frequência de passagens de frentes frias sobre a região em estudo. Particularmente no ano de 2010, o boletim Climanálise indicou a passagem de quatro frentes frias no mês de Maio e uma no mês de Junho, totalizando 5 passagens em um intervalo de 49 dias, garantindo o critério definido de passagens sucessivas no período de estudo. As Figuras 4.3 e 4.4 apresentam as séries temporais de dados coletados por sensoriamento remoto e pelo SIMA1, durante o período selecionado, identificando as cinco passagens de frentes frias.

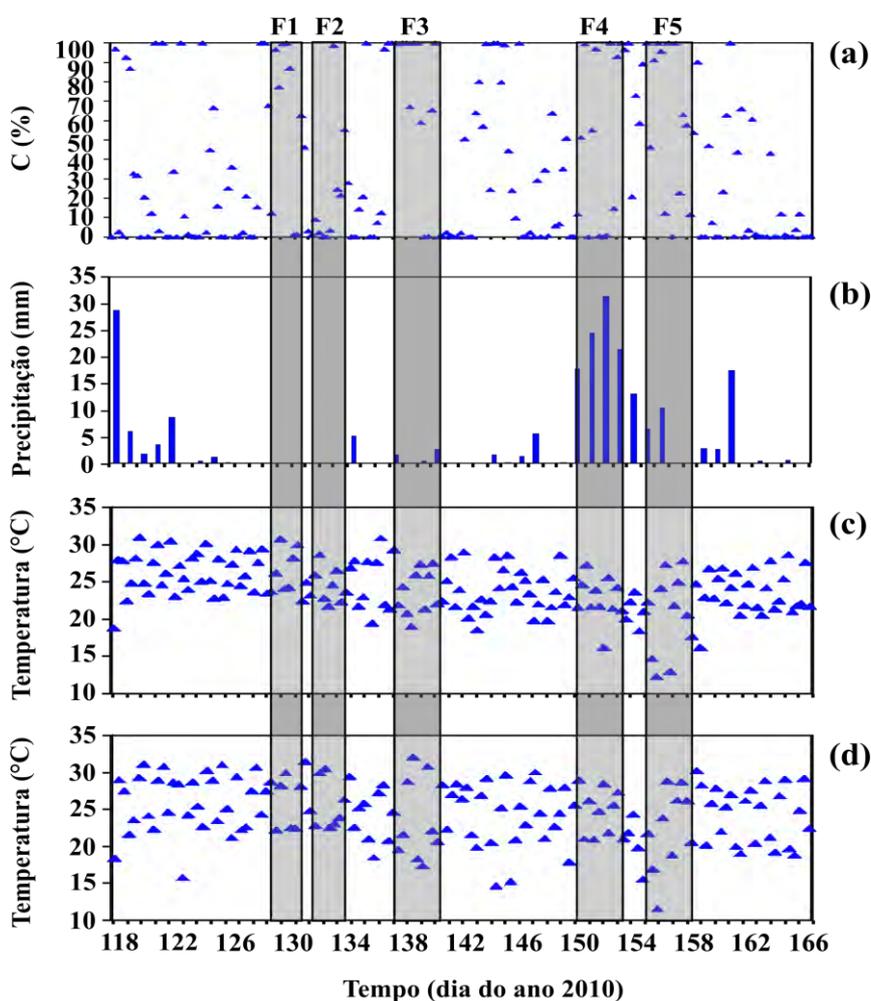


Figura 4.3 - Séries temporais de dados coletados por sensoriamento remoto entre 28/04/2010 e 15/06/2010: (a) Fração cobertura de nuvens obtida pelo produto M*D35 L2; (b) Precipitação diária obtida pelo produto 3B42 V6 diário; (c) Temperatura superficial da água no rio Corumbá obtida pelo produto M*D11A1; e (d) Temperatura superficial da água no rio Paranaíba obtida pelo produto M*D11A1. As regiões F1, F2, F3, F4 e F5 (cinza sombreado) representam o período de atuação das frentes frias.

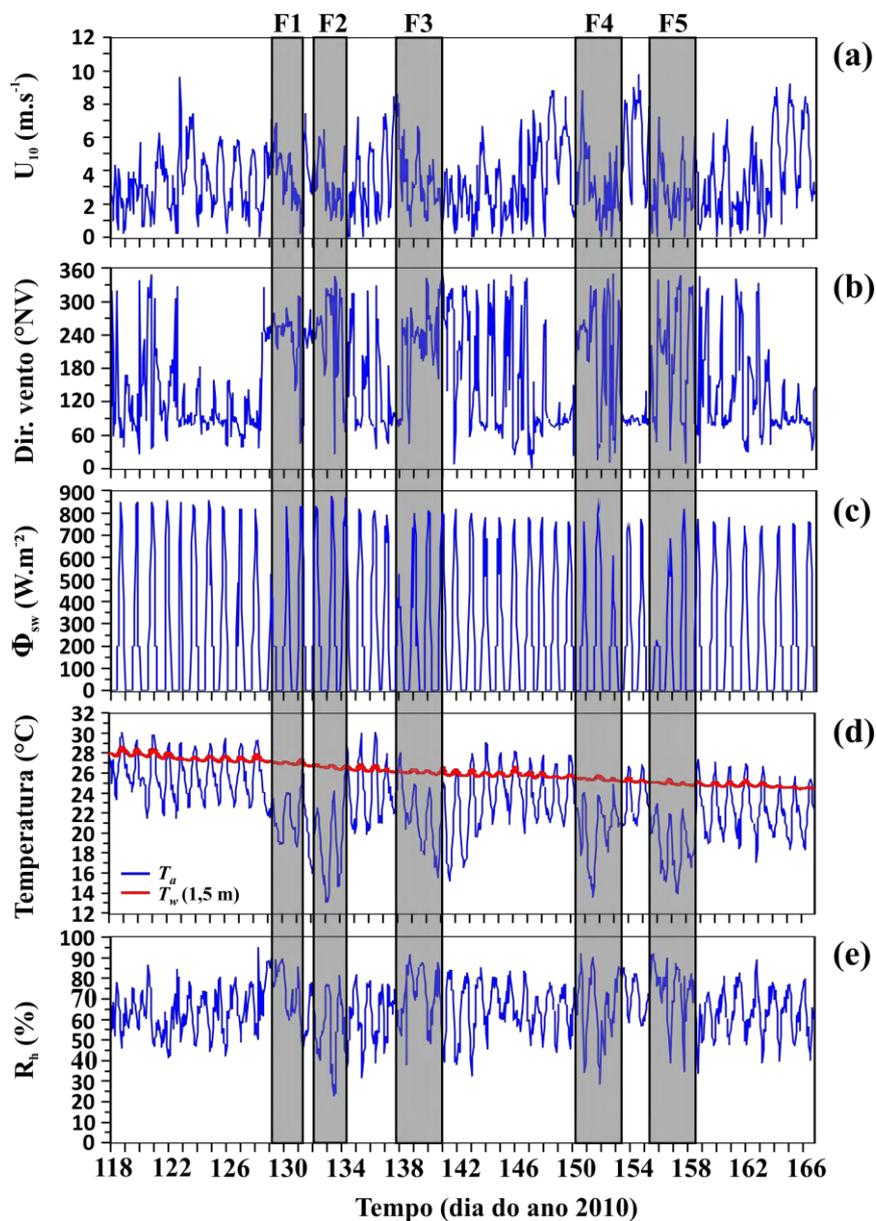


Figura 4.4 - Séries temporais de dados meteorológicos e limnológicos coletados pelo SIMA 1 entre 28/04/2010 e 15/06/2010, com frequência horária: (a) Velocidade do vento; (b) Direção do vento; (c) Radiação de ondas curtas incidente na superfície do reservatório; (d) Temperatura do ar (linha azul) e da água a 1,5 m de profundidade (linha vermelha); e (e) Umidade relativa do ar.

A Figura 4.5 apresenta cinco sequências de imagens GOES-12, composição colorida R2G3B1, mostrando o deslocamento das cinco frentes frias identificadas durante o período. Vale ressaltar que estas imagens foram utilizadas apenas para uma confirmação visual das passagens.

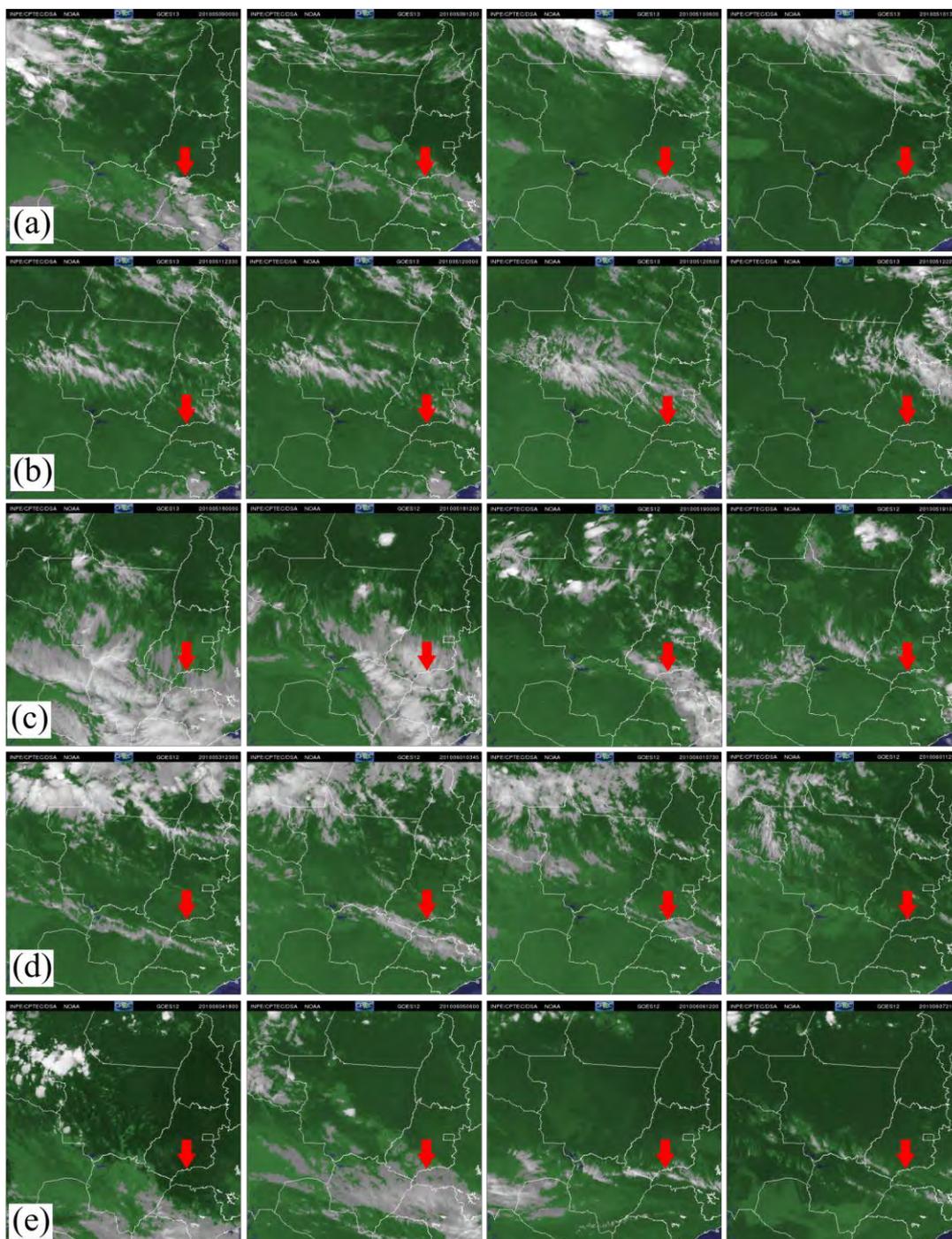


Figura 4.5 - Sequências de imagens GOES-12, produto composição colorida R2G3B1: (a) dia 9/5/2010 às 00h00min e 12h00min e dia 10/5/2010 às 06h00min e 13h00min; (b) dia 11/5/2010 às 23h30min, dia 12/5/2010 às 00h00min, 05h00min e 22h00min; (c) dia 18/5/2010 às 00h00min, 12h00min e dia 19/5/2010 às 00h00min e 10h00min; (d) F4 dia 31/5/2010 às 23h00min e dia 1/6/2011 às 03h45min, 07h30min e 12h00min; e (e) dia 4/6/2010 às 18h00min e dia 5/6/2010 às 06h00min, 12h00min e 21h00min. A seta vermelha indica a localização do reservatório da UHE Itumbiara.

Como é possível notar nas Figuras 4.3, 4.4 e 4.5 as frentes frias que atingiram a região de Itumbiara durante Abril e Junho de 2010 tiveram intensidade e tempo de atuação diferentes. A primeira frente fria (F1) começou a atuar na região por volta do dia 09/05/2010, com uma duração aproximada de 48 horas, seguida pela segunda frente fria (F2) que também atuou por aproximadamente 48 horas, entre os dias 12/05/2010 e 13/05/2010. Durante estas duas primeiras passagens não foi observada precipitação associada às frentes (Fig. 4.3b).

A terceira frente fria (F3) atingiu a região por volta do dia 18/05/2010, quatro dias após a F2, atuando por cerca de 72 horas na região. Entre a F3 e a quarta frente fria (F4) foram decorridos oito dias, com a F4 chegando à região no início do dia 30/05/2010 e também atuando aproximadamente 72 horas. Durante a passagem da F4 ocorreu forte precipitação sobre a região, com aproximadamente 70 mm acumulados durante os 3 dias de atuação da frente (Fig. 4.3b). A quinta e última frente fria (F5) atuou na região entre os dias 04/06/2010 e 07/06/2010.

As maiores velocidades do vento foram observadas imediatamente antes das entradas de F3 e F4, atingindo velocidade maiores que 8 m.s^{-1} (Fig. 4.4); sendo que em todas as passagens o vento mudou de direção de forma semelhante (Fig. 4.4b), indo de nordeste ($\sim 75^\circ$) para sudoeste ($\sim 200^\circ$). Em todas as passagens foram observadas quedas na temperatura do ar, com a menor temperatura registrada durante a atuação da F2, atingindo 13°C (Fig. 4.4d). Além disso, em todas as passagens o reservatório ficou pelo menos por um momento do dia 100 % coberto por nuvens (Fig. 4.3a), o que refletiu na diminuição da radiação solar de ondas curtas incidentes nestes dias (Fig. 4.4c).

De maneira geral a pressão atmosférica apresentou comportamento semelhante em todas as passagens, com exceção da F2, alcançando picos de aproximadamente 1000 hPa (Fig. 4.4f). A Tabela 4.2 mostra um resumo das alterações nas variáveis meteorológicas causadas pela atuação das frentes frias.

Tabela 4.2 - Resumo das alterações meteorológicas durante a passagem das frentes frias sobre o reservatório da UHE Itumbiara.

Frente	ΔT_a^*	U_{10}^{**}	Dir. vento***	ΔR_h^{****}	P*****
F1	5,2	7,1	254,4	30,9	0
F2	3,8	6,5	246,6	55,7	0
F3	3,4	8,6	191,3	54,1	4,4
F4	3,1	8,8	174,4	63,9	73,2
F5	4,3	7,2	184,2	57,6	16,7

* Diferença entre a temperatura do ar (°C) observada às 16h00min do dia anterior a entrada da frente e as 16:00 h do dia com menor temperatura do ar durante a atuação da frente fria;** Máxima velocidade (m.s⁻¹) observada pelo sensor de velocidade do SIMA1, convertidos para 10 metros, durante a atuação da frente fria;*** Direção média (°NV) durante a atuação da frente fria;**** Diferenças entre o maior e menor valor observado durante a atuação da frente fria (R_h em %);***** Precipitação (mm) acumulada durante os dias de atuação da frente fria.

4.3. Efeitos das frentes frias nos fluxos de calor sensível e latente

Para estimar os fluxos de calor sensível e latente na superfície do reservatório foram preselecionadas 196 imagens MODIS, sendo que, após a etapa de pré-processamento e inspeção visual apenas 47 imagens apresentaram condições 100 % livre de nuvens e foram utilizadas no restante do estudo (Tabela 4.3).

Tabela 4.3 - Quantidade de imagens 100% livres de nuvem durante o dia e a noite obtidas por meio do sensor MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua.

	MODIS/Terra		MODIS/Aqua	
	Dia	Noite	Dia	Noite
Quantidade de imagens	22	8	15	2

Durante passagens de frentes frias é comum a ocorrência de cobertura de nuvem sobre o local de passagem, e devido a isto não foi possível obter imagens 100% livres de nuvem durante todos os dias em estudo. No entanto, foi possível manter o método de analisar os dados antes, durante e depois da passagem da frente fria. A Figura 4.6 apresenta a frequência de imagens livres de nuvem por dia, utilizadas nesse estudo; além de indicar o período de passagem das frentes analisadas.

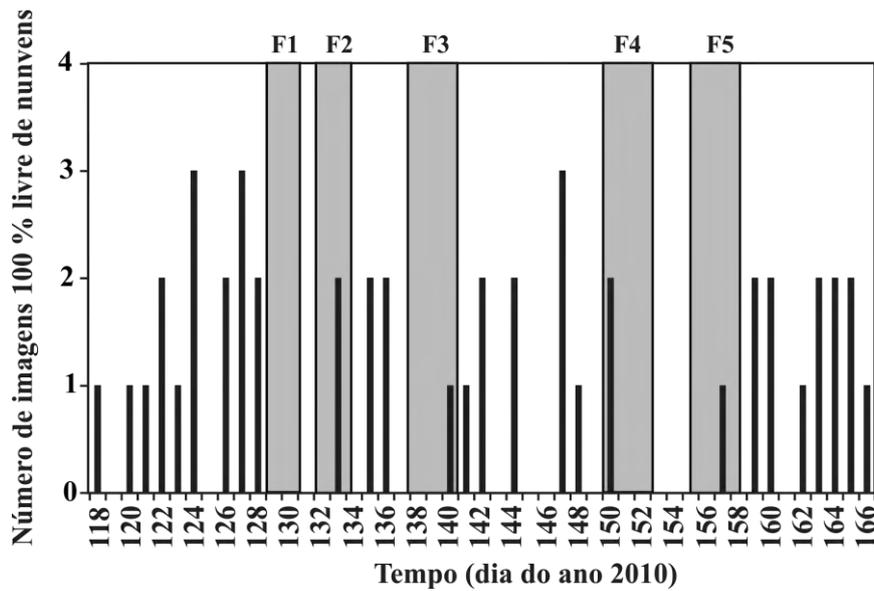


Figura 4.6 - Disponibilidade de imagens MODIS 100 % livre de nuvens durante o período de estudo. As regiões F1, F2, F3, F4 e F5 (cinza sombreado) representam o período de atuação das frentes frias.

Durante o processo iterativo para obtenção dos coeficientes de transferência de *momentum* e calor sensível e latente foi necessário um máximo de seis iterações para que todos os resultados convergissem dentro do limite preestabelecido de 0,001% (HICKS, 1975).

O parâmetro de estabilidade atmosférica (Eq. 3.23) apresentou uma forte relação inversa com os coeficientes de transferência de *momentum* ($R^2=0,820$) e calor sensível e latente ($R^2=0,952$); ou seja, condições de instabilidade atmosférica aumentam os coeficientes de transferência e conseqüentemente os fluxos de *momentum* e calor entre a atmosfera e o reservatório (Fig. 4.7).

Os valores médios obtidos para os coeficientes de transferência, na altura padrão de 10 metros, foram $1,6 \times 10^{-3}$ para o $C_{H,E}$ e $1,4 \times 10^{-3}$ para o C_D . Estes valores foram 45% e 27%, respectivamente, maiores do que os obtidos considerando a atmosfera neutra ($1,11 \times 10^{-3}$ para o $C_{HN,EN}$ e C_{DN}). Estes valores são semelhantes aos valores médios encontrados por Verburg e Antenucci (2010) para a mesma época do ano no lago Tanganyika, África, de $1,7 \times 10^{-3}$ para o $C_{H,E}$ e $1,5 \times 10^{-3}$ para o C_D . Entretanto são

menores do que os valores observados no Lago Victória, África, de aproximadamente $3,0 \times 10^{-3}$ para o $C_{H,E}$ e $1,7 \times 10^{-3}$ para o C_D (MACINTYRE et al., 2002).

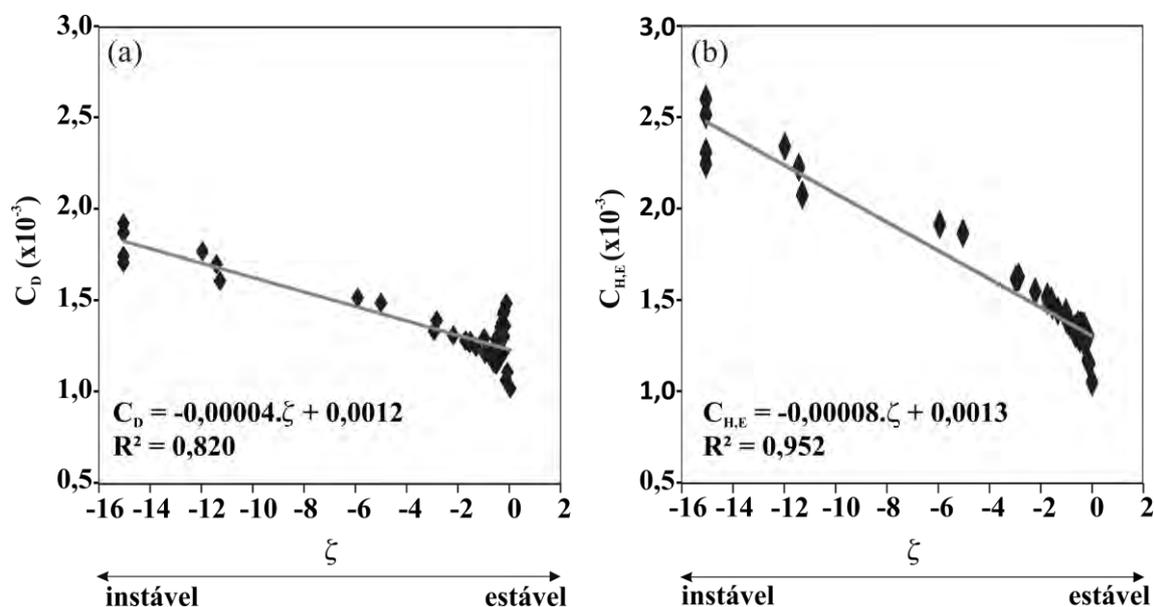


Figura 4.7 - Gráfico de dispersão entre: (a) Parâmetro de estabilidade atmosférica (ζ) e Coeficiente de transferência de *momentum* (C_D); e (b) Parâmetro de estabilidade atmosférica (ζ) e Coeficiente de transferência de calor sensível e latente ($C_{H,E}$).

É importante ressaltar que apenas em 2% das observações MODIS a camada atmosférica apresentou condições estáveis (i.e. $\zeta > 0$) e nos 98% restante a camada atmosférica apresentou condições instáveis (i.e. $\zeta < 0$). Esta persistência da instabilidade atmosférica também foi observada por MacIntyre et al. (2002) e por Verburg e Antenucci (2010), em lagos localizados nas regiões Tropical e Equatorial. Tal fato pode ser explicado pelo aquecimento e resfriamento diferencial entre a água e a terra em seu entorno (i.e. devido à diferença na inércia termal entre a água e seu entorno), fazendo com que condições de instabilidade atmosférica persistam por longos períodos (KATSAROS, 1998; ROUSE et al., 2003).

Analisando os fluxos de calor sensível e latente, observa-se que o reservatório estava perdendo parte do calor armazenado ao longo do ano para atmosfera durante o período de estudo (Fig. 4.8). Em 77% das observações MODIS o fluxo de calor sensível foi

negativo (Fig. 4.8a) o que segundo Alcântara et al. (2010a), pode estar associado a processos advectivos, devido a ação de ventos intensos nesta época do ano, ou processo convectivos, devido a formação de um gradiente negativo de temperatura entre a superfície da água e a camada superficial atmosférica.

Os ganhos de calor sensível pelo reservatório (33% das observações) foram todos observados em imagens obtidas no período diurno, principalmente às 13h30min horário local, horário em que a temperatura do ar geralmente é maior que a temperatura da superfície da água em Itumbiara (as maiores temperaturas do ar são observadas por volta das 16h00min do horário local).

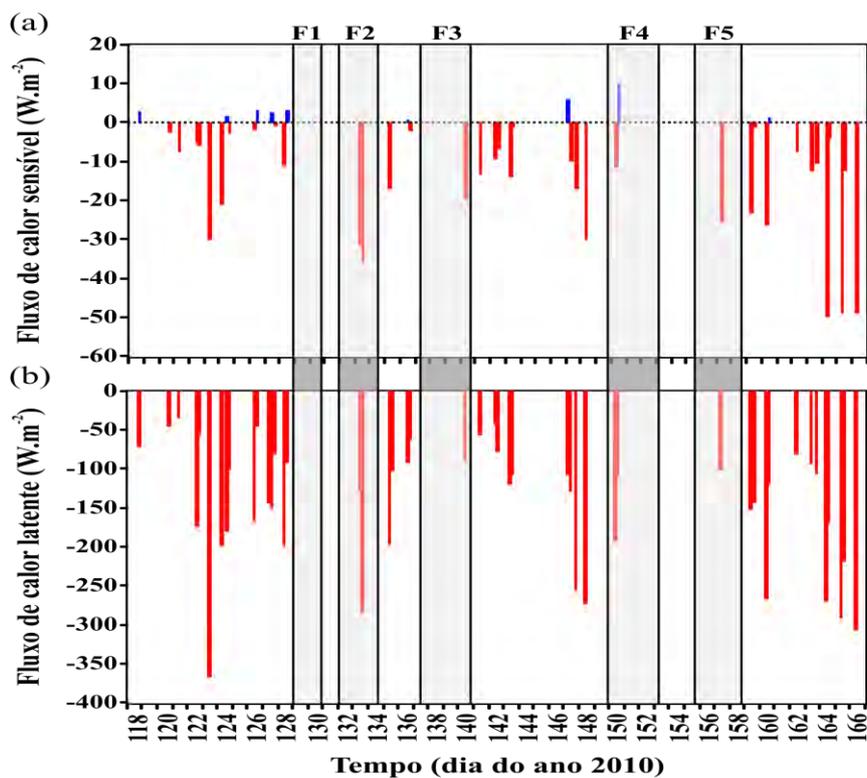


Figura 4.8 - Fluxo de calor (a) sensível e (b) latente, obtidos com os dados MODIS. As regiões F1, F2, F3, F4 e F5 (cinza sombreado) representam o período de atuação das frentes frias. Os valores apresentados representam uma média para todo o reservatório.

O fluxo de calor latente foi negativo em todas as observações (Fig. 4.8b), chegando a uma perda máxima de $-368,29 \text{ W.m}^{-2}$, observada no dia 03/05/2010 (123º dia do ano) às

10h30min, antes da primeira passagem de frente fria (F1). A razão de *Bowen* calculada (i.e. $\frac{H}{E}$, BOWEN, 1926) para os 47 campos de fluxos de calor sensível e latente obtidos por meio das imagens MODIS foi sempre menor que 1, com valor médio de 0,09 para o período; Isto indica que a maior parte da energia liberada pelo reservatório para atmosfera foi na forma de calor latente (i.e. devido a evaporação). Este domínio do calor latente sobre o calor sensível também foi observado por Alcântara et al. (2010a) no reservatório de Itumbiara durante todos os meses do ano.

No período de atuação de F1 e F2 (Fig. 4.9), a perda média de calor sensível para a atmosfera atingiu valores próximo a $-39,00 \text{ W.m}^{-2}$ (aumento de 405%) e a de calor latente a $-300,00 \text{ W.m}^{-2}$ (aumento de 53%). Entretanto, dois dias após a passagem de F2, as perdas de calor diminuíram, atingindo valores médios semelhantes aos antes das passagens ($-7,7 \text{ W.m}^{-2}$ para o sensível e $-135,5 \text{ W.m}^{-2}$ para o latente). Observa-se que os maiores valores de perdas de calor ocorrem na região litoral, entretanto, essas áreas correspondem à apenas pequenas frações da área total do reservatório e com menor conteúdo de calor armazenado quando comparado ao corpo principal do reservatório.

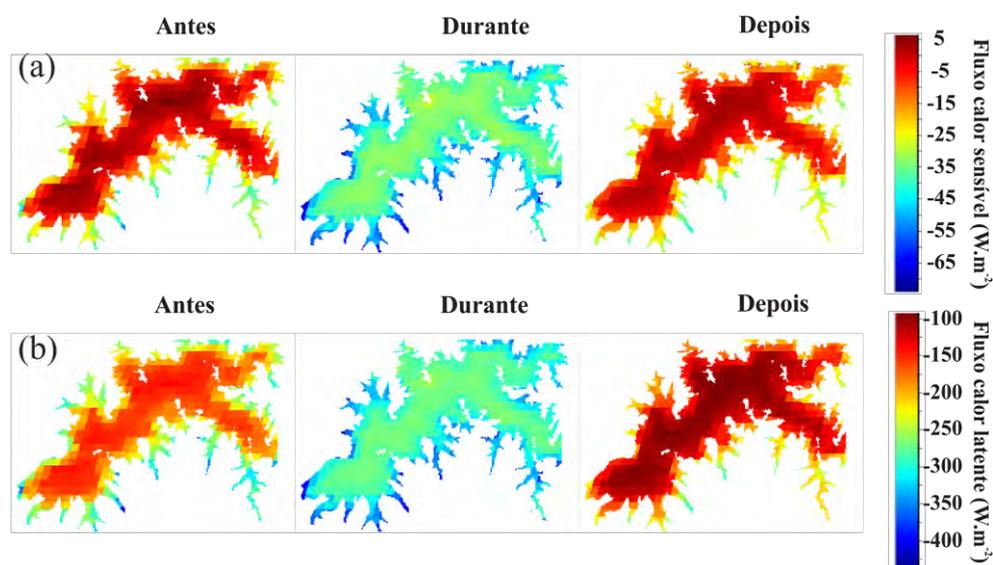


Figura 4.9 - Fluxos de calor (a) Sensível e (b) Latente, antes de F1 e F2 (7/05/2010), durante F2 (13/05/2010) e após F2 (15/05/2010) espacializados no reservatório utilizando imagens MODIS obtidas às 13h30min.

No período de atuação da F3 (entre os dias os dias 18/05/2010 e 20/05/2010) o fluxo de calor sensível (Fig. 4.10a) teve um comportamento semelhante ao apresentado durante as passagens de F1 e F2. A perda de calor sensível foi em média de $-21,8 \text{ W.m}^{-2}$, o que representa um aumento de aproximadamente 210% quando comparado ao fluxo de calor sensível obtido com a imagem MODIS dois dias antes e adquirida no mesmo horário ($\sim 7,0 \text{ W.m}^{-2}$). Três dias após a passagem de F3 (23/05/2010 às 10h30min) a perda média de calor sensível reduziu para aproximadamente $-6,0 \text{ W.m}^{-2}$, próximo ao valor obtido com a imagem do dia 16/05/2010, antes da passagem.

O fluxo de calor latente apresentou comportamento oposto, reduzindo cerca de 20% durante a passagem de F3 (Fig. 4.10b), voltando a aumentar três dia depois. Este comportamento observado pode ser em parte explicado pela ação do vento, que no instante de obtenção da imagem MODIS do dia 20/05/2010 era mais fraco ($\sim 1,62 \text{ m.s}^{-1}$) do que no momento de obtenção da imagem do dia 16/05/2010 ($\sim 2,21 \text{ m.s}^{-1}$). Além disso, o gradiente de pressão de vapor formado entre a superfície da água e o ar durante a passagem de F3 foi menor do que durante a passagem de F1 e F2.

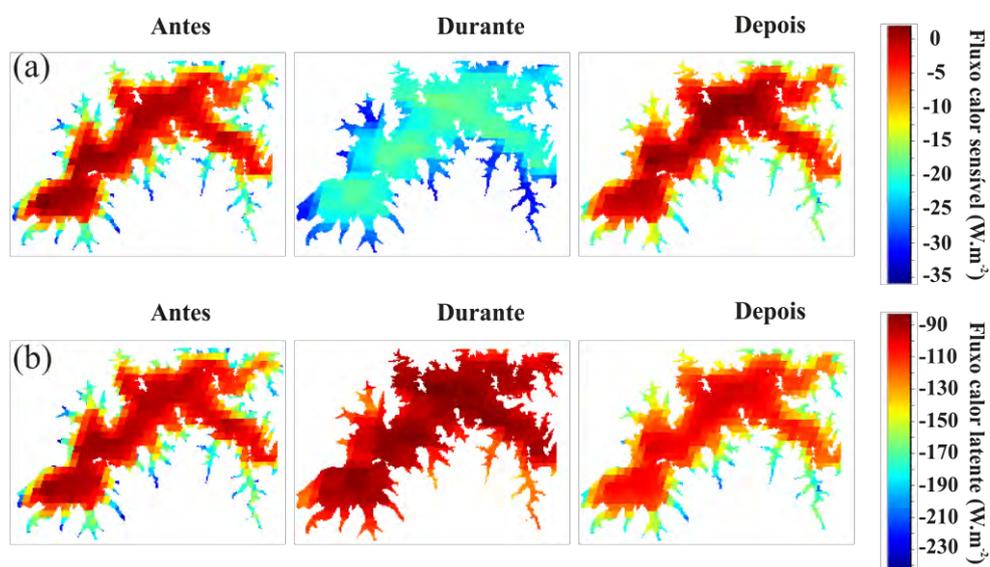


Figura 4.10 - Fluxos de calor (a) Sensível e (b) Latente, antes (16/05/2010), durante (20/05/2010) e após (23/05/2010) a passagem de F3 espacializados no reservatório utilizando imagens MODIS obtidas às 10h30min.

Durante as passagens de F4 e F5 o fluxo de calor sensível apresentou o mesmo comportamento das passagens anteriores (Fig. 4.11a), com um aumento nas perdas de calor durante estas passagens. Na imagem MODIS do dia 30/05/2010 às 10h30min, momentos antes da entrada de F4, o fluxo de calor sensível médio do reservatório era de aproximadamente $-3,7 \text{ W.m}^{-2}$, entretanto durante a passagem de F5, 06/06/2010, o reservatório chegou a perder em média $-23,5 \text{ W.m}^{-2}$, o que representou um aumento de 535%. Dois dias após a passagem de F5 as perdas de calor sensível diminuíram, alcançando um valor médio de $17,5 \text{ W.m}^{-2}$ para todo reservatório.

Por outro lado, houve uma redução de 42% no fluxo de calor latente durante a passagem de F5 (Fig. 4.11b), indo de $-163,9 \text{ W.m}^{-2}$ em 30/05/2010 para $-95,5 \text{ W.m}^{-2}$ em 06/06/2010, ambos os fluxos estimados às 10h30min. Após a passagem de F5 as perdas de calor latente voltaram a aumentar, chegando a uma perda média de $-149,8 \text{ W.m}^{-2}$ no dia 8/06/2010. Novamente este comportamento pode ser em parte explicado pela velocidade do vento, que era maior no momento da aquisição das imagens dos dias 30/05/2010 ($\sim 5,0 \text{ m.s}^{-1}$) e do dia 06/06/2010 ($\sim 4,66 \text{ m.s}^{-1}$).

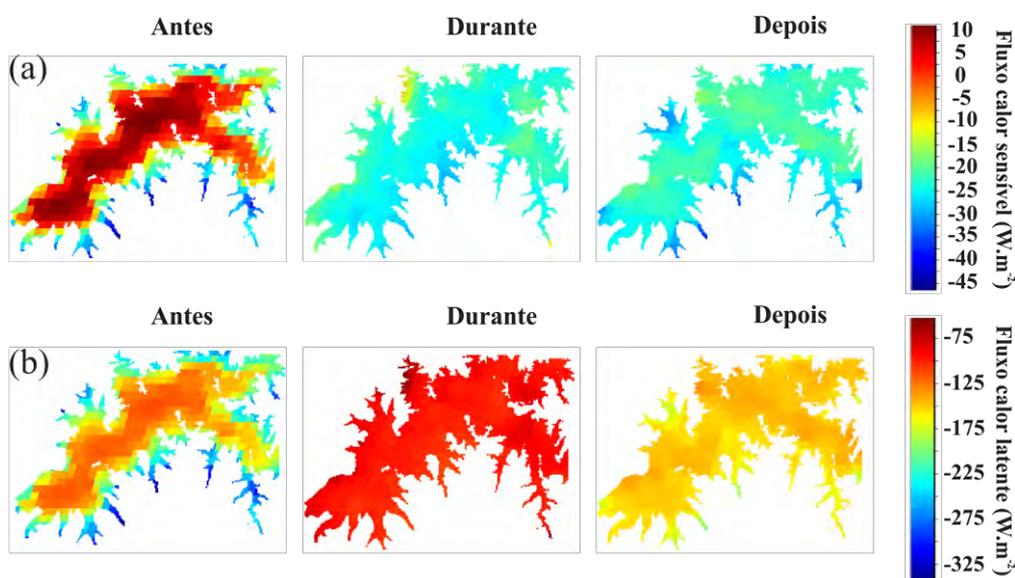


Figura 4.11 - Fluxos de calor (a) Sensível e (b) Latente, antes (30/05/2010) F4 e F5, durante (06/06/2010) F5 e após (08/06/2010) F5 espacializados no reservatório utilizando imagens MODIS obtidas às 10h30min.

O aumento nas perdas de calor durante e logo após a passagem de frentes frias também foi observado por outros autores em lagos e reservatórios localizados em regiões temperadas e tropicais (LENTERS et al., 2005; LIU et al., 2009; ALCÂNTARA et al., 2010a) e está fortemente relacionado às mudanças nas condições meteorológicas durante estes eventos, principalmente a queda da temperatura do ar e aumento da velocidade do vento.

4.4. Análise de forçantes de circulação no reservatório

A análise de forçantes de circulação da água no reservatório de Itumbiara foi realizada utilizando dados de velocidade da corrente, derivados a partir dos dados coletados em campo com os derivadores lagrangeanos, entre os dias 28/06/2011 e 29/06/2011. Também foram utilizados dados meteorológicos coletados pelo SIMA1 e SIMA2 como dados auxiliares nas explicações. A seguir são apresentadas as condições ambientais durante os dias de experimento, a velocidade da corrente em diferentes profundidades (derivada a partir dos dados coletados com os derivadores) e a análise de forçantes que influenciam a circulação em Itumbiara.

4.4.1. Condições ambientais durante a coleta de dados

Durante o dia 28/06/2011 a velocidade do vento foi maior entre as 0h00min e 9h00min. Neste período a direção predominante do vento noroeste com pequenas variações na velocidade ($\sim 2,5 \text{ m.s}^{-1}$), atingindo um pico de aproximadamente $3,5 \text{ m.s}^{-1}$ por volta das 9h00min. No restante do dia a velocidade do vento foi menor, variando entre $0,5 \text{ m.s}^{-1}$ e $1,5 \text{ m.s}^{-1}$, apresentando um período de calmaria entre as 18h00min e 20h00min. No final da tarde o vento virou para nordeste ($\sim 50^\circ$), permanecendo nesta direção por cerca de 4h00min, voltando a soprar em direção noroeste por volta das 23h00min.

No dia 29/06/2011 a velocidade do vento foi crescente entre as 0h00min e 7h00min quando atingiu cerca de $6,5 \text{ m.s}^{-1}$. Após as 7h00min a velocidade do vento decresceu constantemente até as 18h00min, quando atingiu $1,5 \text{ m.s}^{-1}$, voltando a aumentar após as

18h00min. Neste dia o vento soprou praticamente todo o tempo de leste. A maior velocidade do vento no período da manhã, em ambos os dias, pode ser explicada pelo aquecimento diferenciado entre a terra e a água, o que influencia a ocorrência de brisas.

A temperatura do ar apresentou seus valores mínimos por volta das 8h00min, sendo aproximadamente 11 °C no dia 28/06/2011 e 18 °C no dia 29/06/2011. Já os maiores valores foram observados no final da tarde em ambos os dias, por volta das 18h00min, atingindo o valor de aproximadamente 26 °C. A amplitude térmica do ar foi maior no dia 28/06 variando aproximadamente 15 °C, entre as 9h00min e 18h00min. No dia 29/06 a amplitude térmica foi menor (~8 °C).

A umidade relativa do ar apresentou comportamento semelhante nos dois dias, com maior porcentagem de umidade durante a madrugada e manhã (~90%) e menor no período da tarde (~40% dia 28 e ~50% dia 29). A radiação de ondas curtas incidente no reservatório teve seu pico, aproximadamente 750 W.m⁻², por volta das 13h00min, tanto no dia 28/06/2011 como no dia 29/06/2011.

4.4.2. Velocidade das correntes

A velocidade da corrente variou entre 0,0 e 9,5 cm.s⁻¹, de acordo com a localização no reservatório e a profundidade da vela de arrasto (Figura 4.12). Na região de transição entre os rios e o reservatório (Fig. 4.12a) a velocidade média da corrente foi da ordem de 2,6 cm.s⁻¹ no rio Paranaíba e de 2,3 cm.s⁻¹ no rio Corumbá, máximas de 4,0 cm.s⁻¹ e 3,1 cm.s⁻¹, respectivamente. Esta região do reservatório é caracterizada por uma redução da velocidade da corrente, com transformação da energia cinética em energia potencial ou mesmo dissipação de energia. Do ponto de vista da hidrodinâmica há uma mudança de regimes, ou seja, passa de dominado por *momentum* para dominado por ajustes baroclínico (ALAVIAN et al., 1992).

As velocidades obtidas a 2 m e 10 m de profundidade no corpo principal do reservatório (Fig. 4.12b e c) tiveram um comportamento semelhante, com velocidades mais baixas

durante a noite do dia 28/06/2011 e início da madrugada do dia 29/06/2011. Por volta das 03h00min do dia 29/06/2011 as velocidades das correntes começaram a aumentar, acompanhando o aumento de velocidade do vento, alcançando uma velocidade máxima de $5,5 \text{ cm.s}^{-1}$ no final da manhã. Vale ressaltar que durante a noite a velocidade média da corrente a 10 m ($\sim 3,5 \text{ cm.s}^{-1}$) foi ligeiramente maior do que a observada a 2 m de profundidade ($\sim 3,1 \text{ cm.s}^{-1}$) e apresentou muitas oscilações, o que pode estar associado a processos de convergência e divergência promovidos pela propagação de ondas internas (STOKER; IMBERGER, 2003). Este padrão de deslocamento intermitente do derivador também foi observado por Pacheco et al. (2011) no reservatório hidrelétrico de Manso, região central do Brasil.

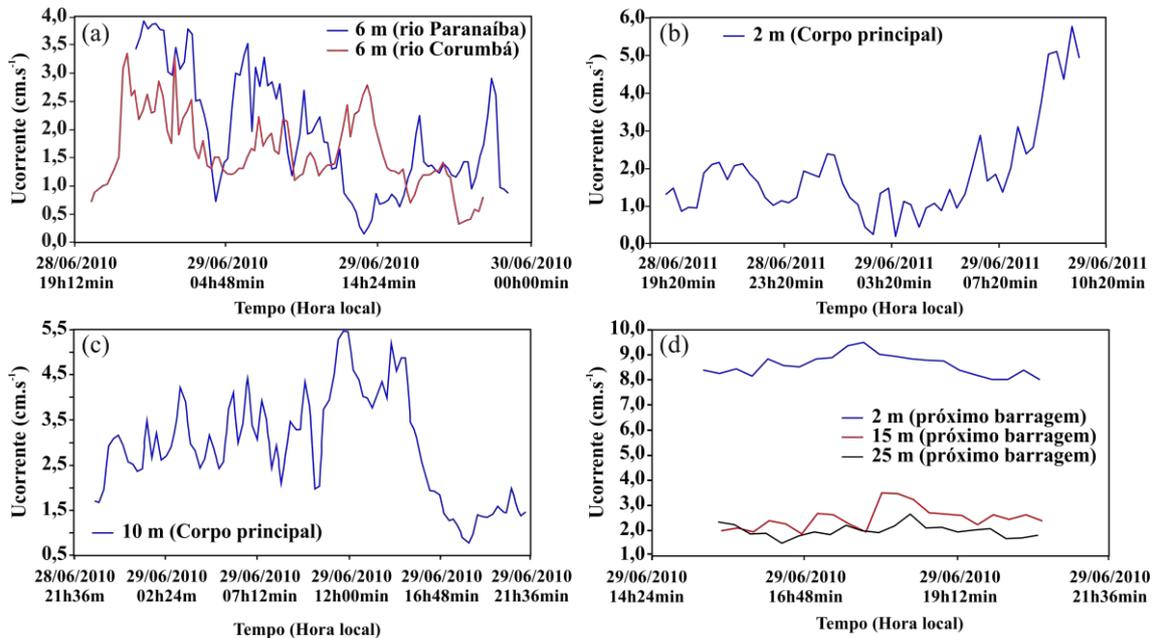


Figura 4.12 - Velocidade da corrente obtida a partir dos dados coletados com os derivadores: (a) região de transição rio/reservatório a 6 metros de profundidade; (b) corpo principal do reservatório a 2 metros de profundidade; (c) corpo principal do reservatório a 10 metros de profundidade; e (d) próximo à barragem a 2, 15 e 25 metros de profundidade.

Próximo à barragem a velocidade da corrente decresceu de acordo com a profundidade da vela de arrasto (Fig. 4.12d), apresentando pouca variação ao longo do tempo. As máximas observadas, nas três profundidades, ocorreram por volta das 18h00min do dia

29/06/2011, também coincidindo com o aumento da velocidade do vento. A corrente média observada a 2 m de profundidade foi de $8,6 \text{ cm.s}^{-1}$, cerca de 3,5 vezes maior do que a corrente observada a 15 m ($2,6 \text{ cm.s}^{-1}$) e 4,3 vezes maior do que a observada a 25 m ($2,0 \text{ cm.s}^{-1}$).

4.4.3. Influência do vento nas correntes

A ação do vento influencia a velocidade e a direção das correntes superficiais dos reservatórios, sendo que, geralmente a velocidade da corrente varia entre 1,6% a 2% da velocidade do vento que a origina (WETZEL, 2001; PACHECO et al., 2011). Neste trabalho a influência do vento foi avaliada através do fator de vento (*wind factor*), definido por Wetzel, (2001) como a razão entre a velocidade da corrente e a velocidade do vento. Em Itumbiara, este fator variou entre 1,0% e 3,7%, de acordo com a profundidade da vela de arrasto e posição no reservatório (Tabela 4.4).

Tabela 4.4 - Resumo dos dados de corrente e de vento no reservatório.

Local	u_{corrente} (cm.s^{-1})	$U_{10\text{medio}}$ (m.s^{-1})	$U_{10\text{max}}$ (m.s^{-1})	$U_{10\text{min}}$ (m.s^{-1})	Fator vento (%)
Corpo principal (2m)	3,2	2,4*	5,1*	1,2*	1,4
Corpo principal (10 m)	3,5	2,5*	5,1*	0,4*	1,4
Próx. barragem (2 m)	8,6	2,3**	5,7**	1,2**	3,7
Próx. barragem (15 m)	2,6	2,3**	5,7**	1,2**	1,1
Próx. barragem (25 m)	2,6	2,3**	5,7**	1,2**	0,9

* Dados obtidos pelo SIMA2; ** Dados obtidos pelo SIMA1.

No corpo principal do reservatório, o fator de vento estimado foi de 1,4% (em ambas as profundidades), sendo próximo aos valores citados na literatura (i.e. 1,6% a 2,0%). Estes valores indicam que nesta posição do reservatório, o cisalhamento do vento na superfície da água é transmitindo para camadas mais profundas, podendo influenciar correntes a 10 m de profundidade.

Nas proximidades da barragem o fator de vento estimado foi de 3,7% a 2 m profundidade, indicando uma grande influência do vento nas correntes a esta

profundidade. Entretanto, a 15 m e 25 m de profundidade o fator de vento obtido foi menor, indicando que a influência do vento nas correntes decresce com a profundidade.

4.4.4. Influência da força de Coriolis na circulação

Considerando a velocidade horizontal das correntes da ordem de 10^{-2} m.s^{-1} , o comprimento médio do reservatório como sendo 10000 m e utilizando o parâmetro de Coriolis calculado para a latitude central do reservatório ($18,33^\circ \text{ Sul}$; $f = 4,59.10^{-5} \text{ s}^{-1}$), o número de Rossby estimado foi 0,022.

Este valor é semelhante ao estimado para os Grandes Lagos (0,01) e uma ordem de grandeza menor do que ao estimado para o Lago Tahoe (0,1), localizados na América do Norte, (RUEDA et al., 2003). A Tabela 4.5 apresenta um resumo das estimativas do número de Rossby em diferentes locais e profundidades no reservatório de Itumbiara.

Tabela 4.5 - Resumo das estimativas do número de Rossby.

Local	$u_{\text{corrente}} \text{ (cm.s}^{-1}\text{)}$	$f \text{ (s}^{-1}\text{)}$	$d \text{ (m)}$	R_o
Corpo principal (2m)	3,2	$4,59.10^{-5}$	10000	0,07
Corpo principal (10 m)	3,5	$4,59.10^{-5}$	10000	0,08
Próx. barragem (2 m)	8,6	$4,59.10^{-5}$	10000	0,18
Próx. barragem (15 m)	2,6	$4,59.10^{-5}$	10000	0,06
Próx. barragem (25 m)	2,6	$4,59.10^{-5}$	10000	0,06

Estes pequenos valores encontrados para o número de Rossby (i.e. <1 , RHINES, 1998) em todos os experimentos, indicam que força de Coriolis exerce maior influência do que as forças inerciais. Desta forma, as correntes são dominadas pelo balanço geostrófico. Considerando que para um número de Rossby menor do que 1 a força de Coriolis domina em relação às forças inerciais foi realizada uma estimativa para avaliar a partir de qual velocidade da corrente (u) esta força passa a ter um menor domínio na circulação, ou seja, para qual valor de corrente a seguinte relação é satisfeita:

$$\frac{u_{\text{corrente}}}{fd} > 1$$

Como d (10000 m) e f ($4,59 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) são constantes, temos que u deve ser maior do que $0,46 \text{ m.s}^{-1}$ para que a força de Coriolis possa ser negligenciada nas equações que governam a circulação e hidrodinâmica (KUNDU; COHEN, 2002). Levando em conta as velocidades das correntes observadas em diferentes locais e profundidades do reservatório, podemos concluir que a força de Coriolis deve ser levada em consideração para a modelagem da circulação, visto que em todas as medições a velocidade sempre foi menor do que este limite ($0,46 \text{ m.s}^{-1}$).

4.4.5. Influência da tomada d'água na circulação

Durante todo este experimento os derivadores se deslocaram em sentido a margem do reservatório, não sendo caracterizada como uma trajetória que tenha sido influenciada pela tomada d'água na barragem (Fig. 4.13). A batimetria do reservatório próxima à barragem cria uma barreira para água, dificultando a circulação nesta região do reservatório. Este fator, associado à profundidade em que está localizada a tomada d'água (~69 m) podem ajudar a explicar esta baixa, ou quase nenhuma influência da tomada d'água na circulação do reservatório, pelo menos a uma distância de 1500 metros a qual foi realizado o experimento.

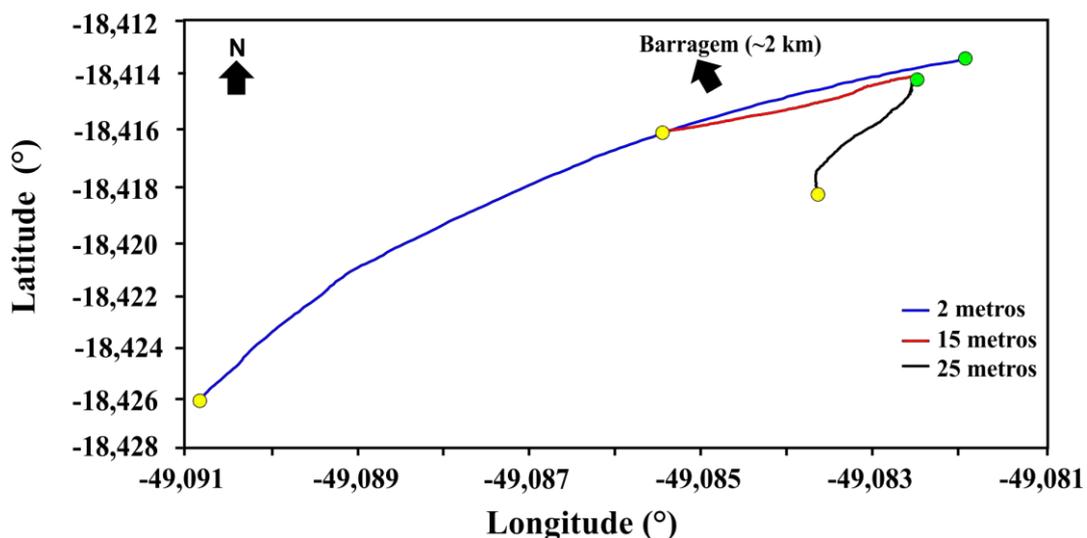


Figura 4.13 - Trajetória dos derivadores próximo à barragem. Os pontos verdes indicam os locais de lançamento e os amarelos de resgate dos derivadores.

4.5. Simulação numérica da hidrodinâmica e termodinâmica

4.5.1. Validação do modelo

4.5.1.1. Comparação entre o posicionamento das isotermas

Próximo à barragem (Fig. 4.14) o reservatório estava estratificado no início da simulação, com uma diferença de temperatura de 2,0 °C entre a superfície (~28,5 °C) e o fundo (~26,5 °C). Esta estratificação foi perdendo força com o passar dos dias e por volta do dia 14/05/2010 a coluna d'água estava misturada, com uma temperatura média de 26,5 °C. Nos dias seguintes a coluna d'água foi resfriando gradativamente até atingir 23,9 °C em 15/06/2010, final da simulação.

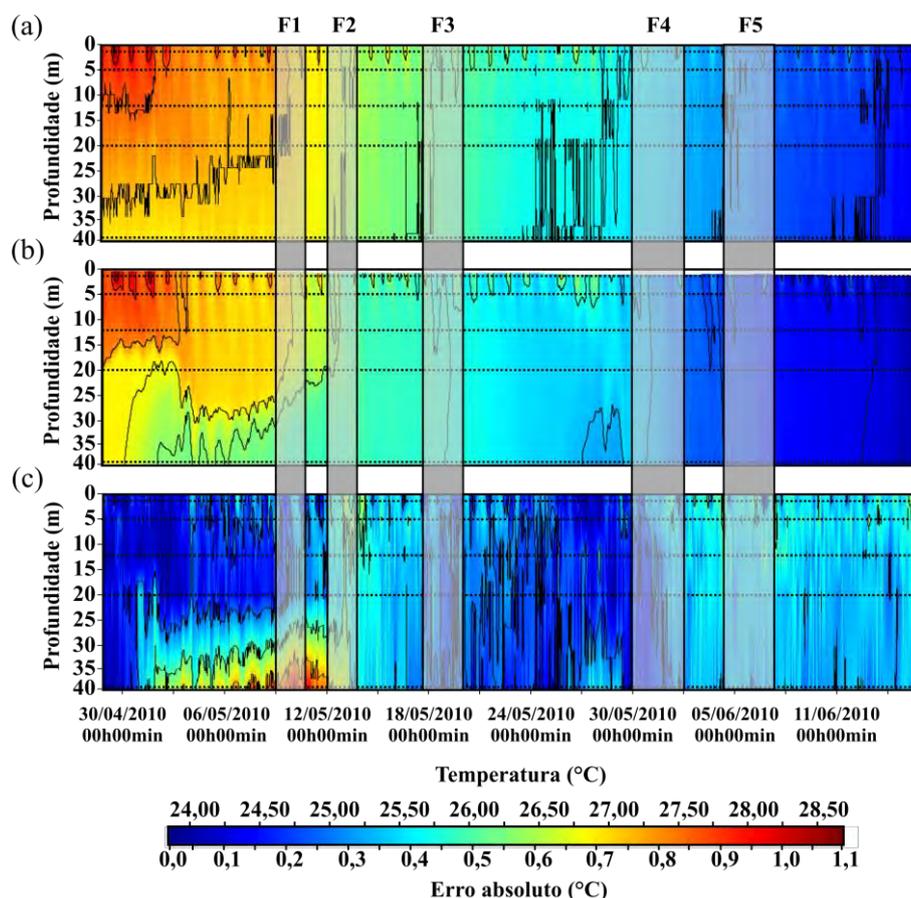


Figura 4.14 - Verificação da simulação com dados da cadeia de termistores do SIMA1: (a) série temporal de temperatura observada; (b) série temporal de temperatura simulada; e (c) série temporal do erro absoluto ($|T_{\text{observado}} - T_{\text{simulado}}|$). As linhas tracejadas indicam as profundidades dos termistores da cadeia do SIMA1 (1,5, 5, 12, 20 e 39 metros). F1, F2, F3, F4 e F5 indicam as passagens das frentes frias.

Os maiores erros observados na posição do SIMA1 no período inicial de simulação (Fig. 4.14c) podem ser devido à propagação de ondas internas no reservatório, uma vez que o módulo não hidrostático não foi ativado para a simulação.

Próximo à entrada dos rios Paranaíba e Corumbá (Fig. 4.15) o comportamento da temperatura da coluna d'água foi semelhante ao apresentado próximo a barragem, com uma fraca estratificação no início do período e processo de resfriamento e mistura vertical ao longo dos dias. Contudo nesta região a água da coluna d'água ficou ligeiramente mais fria ao final da simulação ($\sim 23,5$ °C). Isto se deve provavelmente à influência da água mais fria dos rios Corumbá e Paranaíba.

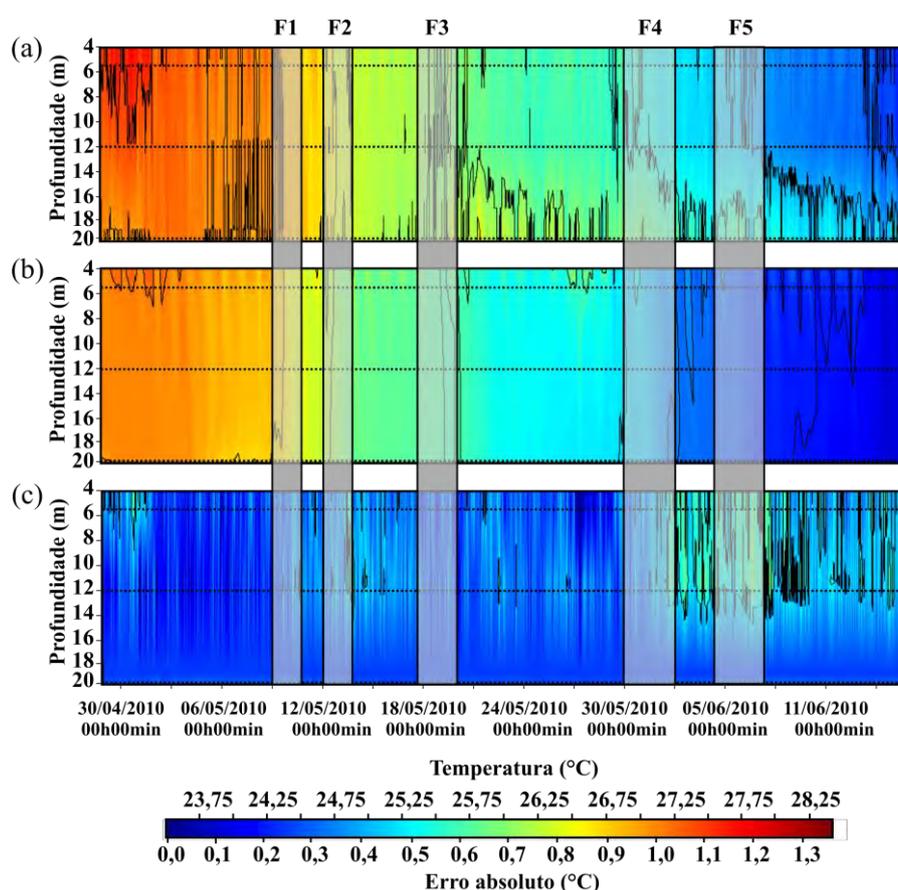


Figura 4.15 - Verificação da simulação com dados da cadeia de termistores do SIMA2: (a) série temporal de temperatura observada; (b) série temporal de temperatura simulada; e (c) série temporal do erro absoluto ($|T_{\text{observado}} - T_{\text{simulado}}|$). As linhas tracejadas indicam as profundidades dos termistores da cadeia do SIMA2 (5, 12 e 20 metros).

As posições das isotermas foram bem representadas pelo modelo em ambas as localizações do reservatório, tanto no início da simulação, quando havia a pequena estratificação, como no restante da simulação, quando a água do reservatório se encontrava em processo de resfriamento e mistura vertical. As subidas das isotermas e o sinal diurno de aquecimento da camada superficial, devido à penetração da radiação de ondas curtas, também foram bem representados pelo modelo.

Os erros observados entre as isotermas obtidas com os dados *in situ* e simuladas podem ser inerentes ao próprio modelo ELCOM (i.e. acurácia do modelo); devido à propagação de ondas internas uma vez que o código não hidrostático não foi habilitado; processo de interpolação linear, no tempo e no espaço, dos dados de temperatura coletados pelos termistores do SIMA1 e SIMA2; inconsistências dos dados obtidos *in situ*; acurácia dos sensores de temperatura; e parâmetros utilizados para a simulação (p.ex. coeficiente de extinção da luz, difusividade, albedo, etc.).

4.5.1.2. Comparação entre as temperaturas observadas e simuladas

A análise do erro foi realizada tanto em termos de valores médios para todas as profundidades observadas pelos SIMA1 e SIMA2, como para cada profundidade individualmente. Nas duas regiões analisadas o erro absoluto aumentou com a profundidade (Fig. 4.14c e 4.15c), chegando a um erro absoluto máximo de 1,1 °C a 39 metros na posição do SIMA1 e 1,3 °C a 20 metros na posição do SIMA2.

O EAM calculado na posição do SIMA1 foi de 0,3 °C (~1,18%) e o RMSE foi de 0,34 (~1,3%). Na posição do SIMA2 o EAM foi de 0,46 °C (~1,4%) e o RMSE foi de 0,51 °C (~1,95%). Estes resultados são muito satisfatórios do ponto de vista da modelagem numérica, indicando que o ELCOM conseguiu representar adequadamente os processos físicos na coluna d'água como um todo durante o período de simulação. A Tabela 4.6 apresenta um resumo da validação do modelo utilizando os dados de temperatura obtidos pelos sensores do SIMA1 e SIMA2, de acordo com as profundidades observadas em cada um dos pontos.

Tabela 4.6 - Resumo da validação utilizando os dados de temperatura.

Profundidade (m)	SIMA1				SIMA2			
	EAM (°C)	EAM (%)	RMSE (°C)	RMSE (%)	EAM (°C)	EAM (%)	RMSE (°C)	RMSE (%)
1,5	0,29	1,12	0,32	1,22	-	-	-	-
5,0	0,30	1,18	0,33	1,28	0,36	1,4	0,39	1,49
12,0	0,27	1,06	0,30	1,15	0,36	1,42	0,39	1,51
20,0	0,26	1,03	0,29	1,11	0,65	2,53	0,75	2,89
39,0	0,39	1,49	0,45	1,74	-	-	-	-

4.5.1.3. Comparação entre o nível d'água observado e simulado

A Figura 4.16 apresenta a variação do nível observado pela estação localizada na barragem e simulada com o ELCOM. O reservatório apresentou um balanço hídrico negativo durante o período de simulação, com redução no volume armazenado e consequentemente redução da cota da superfície da água. O modelo foi capaz de simular de forma satisfatória todas as variações no nível d'água do reservatório, evidenciando as feições de subida e descida da água. O EAM obtido entre os valores observados e simulados foi de 0,35 m e o RMSE foi de 0,37 m, ambos menores do que 1%.

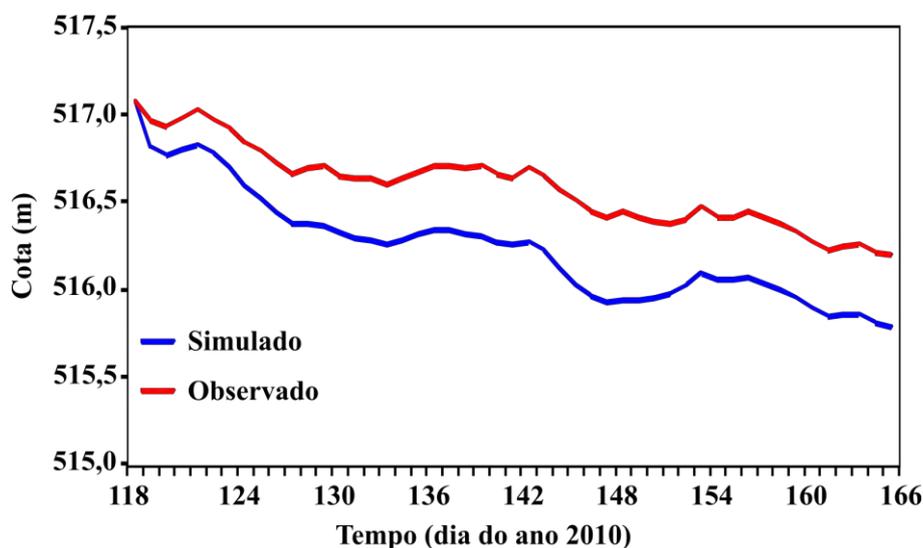


Figura 4.16 - Variação temporal no nível d'água simulado e observado. Valores obtidos na barragem do reservatório.

4.5.1.4. Comparação entre os fluxos de calor obtidos com dados de Sensoriamento remoto e por simulação

Os fluxos de calor sensível (Fig. 4.17a) e latente (Fig. 4.17b) estimados utilizando o produto M*D11 A1 e obtidos por simulação com o modelo ELCOM apresentaram uma alta correlação linear positiva. O EAM obtido para o fluxo de calor sensível foi de 5,67 W.m⁻² e para o fluxo de calor latente de 147,96 W.m⁻². Os RMSEs obtidos foram de 7,04 W.m⁻² e 168,48 W.m⁻², respectivamente. Os valores do EAM e do RMSE são considerados altos e podem ser explicados devido à diferença entre a temperatura de “pele”, obtida pelo MODIS e utilizada para estimar os fluxos, e a temperatura aerodinâmica utilizada pelo ELCOM para estimar os fluxos.

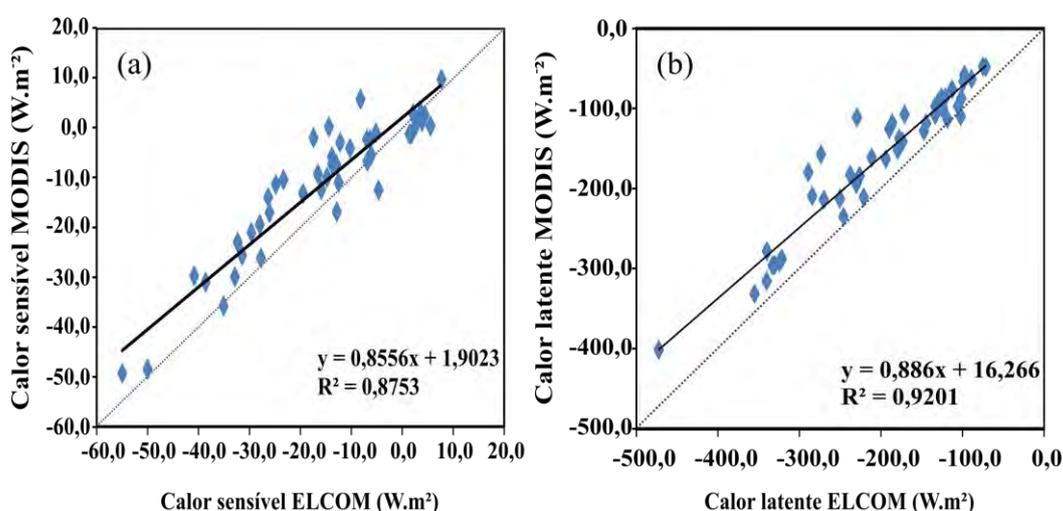


Figura 4.17 - Gráfico de dispersão entre o fluxo de calor sensível simulado com o ELCOM e estimado utilizando dados MODIS (a) e o fluxo de calor latente simulado com o ELCOM e estimado utilizando dados MODIS (b). Os valores apresentados representam uma media para todo o reservatório.

4.5.2. Efeitos das frentes frias na hidrodinâmica do reservatório

As principais forças que dominaram a circulação e os movimentos da massa d'água no reservatório de Itumbiara durante o período de simulação foram o cisalhamento do vento na superfície d'água e a força gravitacional atuando sobre toda a massa d'água. Segundo Pond e Pickard (2003), estas forças são classificadas como primárias, sendo responsáveis por dar origem ao movimento.

Os resultados da simulação mostram que em dias normais, isto é, sem ocorrência de frentes frias as correntes superficiais geralmente fluem em direção à barragem, influenciadas pelo vento que atua de leste/nordeste (Fig. 4.18).

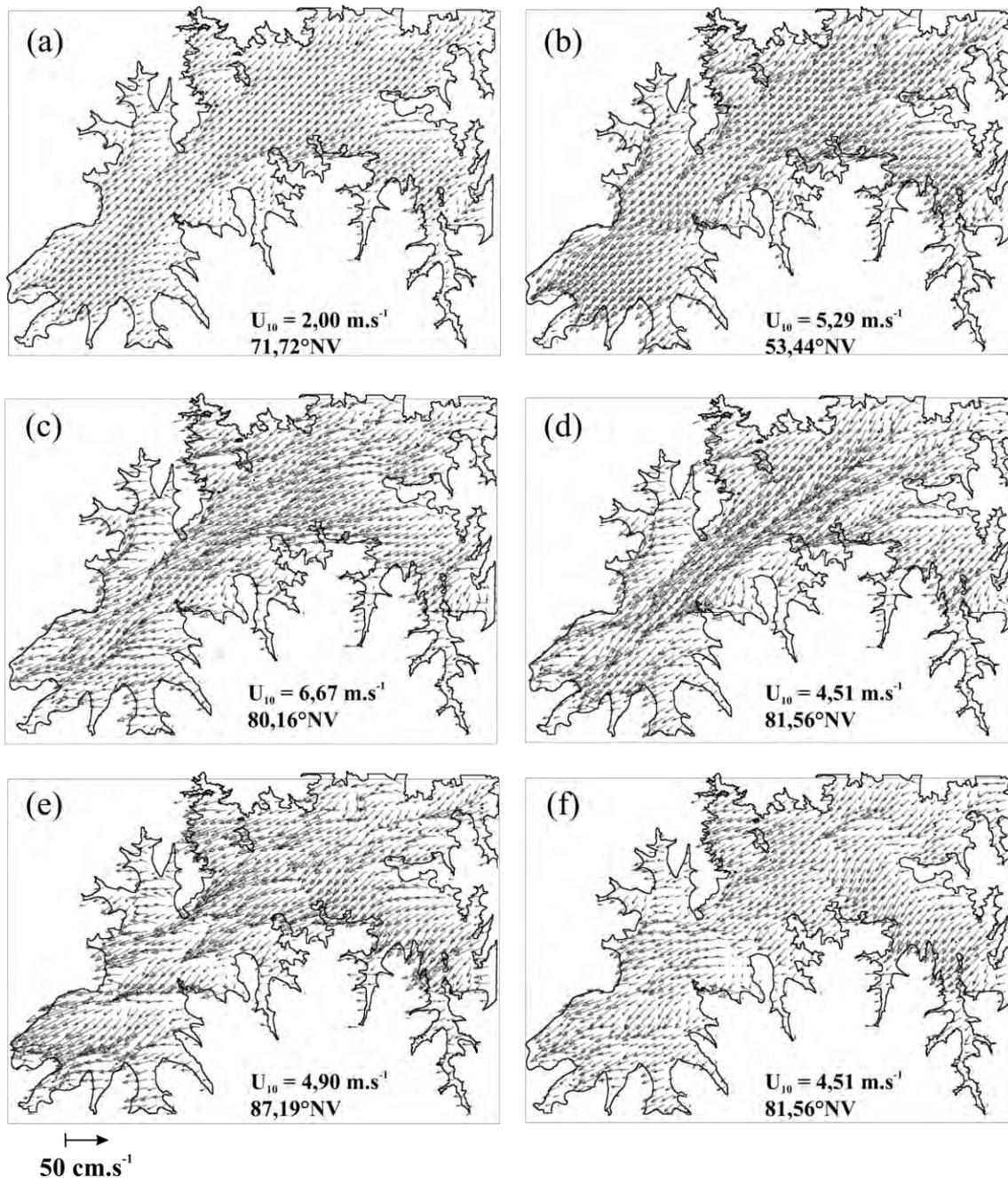


Figura 4.18 - Campo de velocidade da corrente superficial em dias sem atuação de frentes frias: (a) 08/05/2010 às 14h00min; (b) 17/05/2010 às 13h30min; (c) 18/05/2010 às 12h30min; (d) 29/05/2010 às 14h00min; (e) 03/06/2010 às 13h30min; e (f) 07/06/2010 às 13h30min.

O acúmulo próximo à barragem faz com que a água seja forçada para baixo, devido à atuação da força da gravidade, gerando um fluxo vertical de água. Ao encontra-se com águas das camadas mais profundas, mais frias e densas, este fluxo é barrado gerando uma contra corrente entre 5 e 30 m de profundidade em direção aos rios (Fig. 4.19). Este tipo de circulação, chamado entranhamento, é responsável por promover a erosão progressiva do metalimnio e aprofundamento da termoclina (WETZEL, 2001) e também foi observado por Pacheco (2009) no reservatório de Manso, no Mato Grosso.

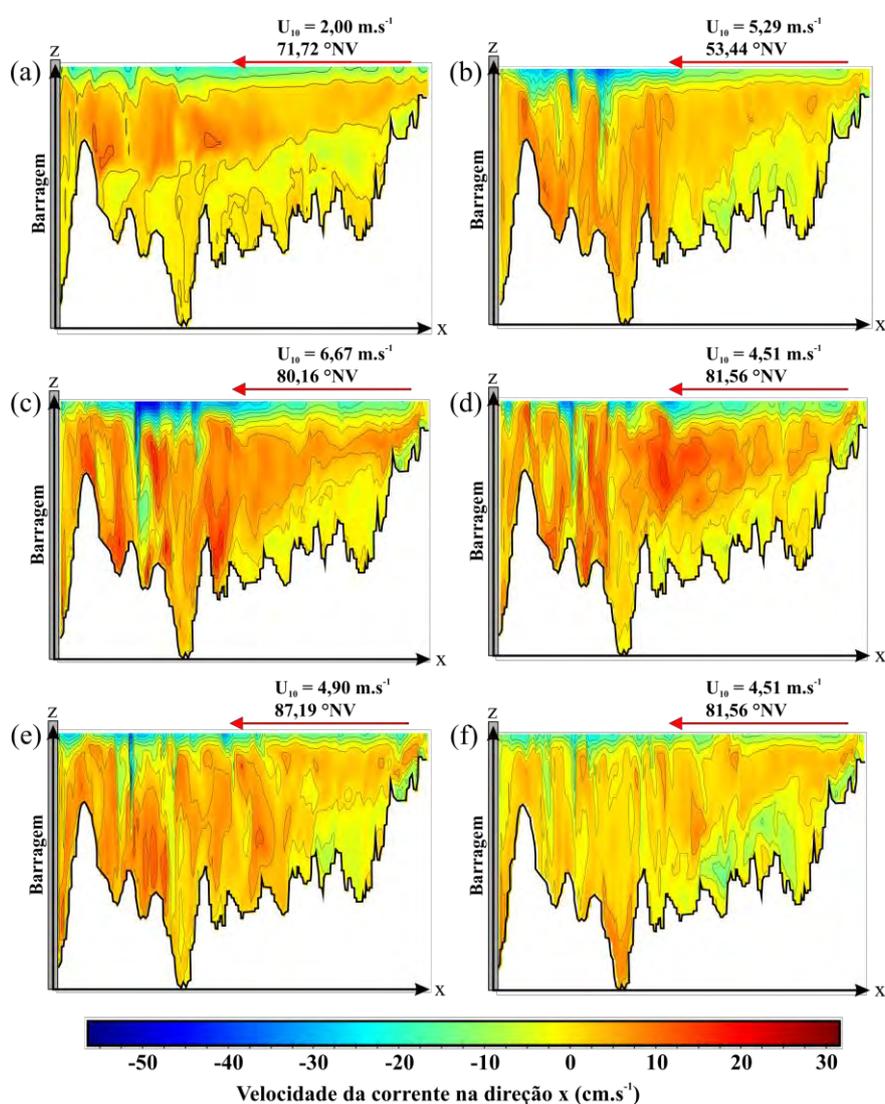


Figura 4.19 - Perfil longitudinal de velocidade: (a) 08/05/2010 às 14h00min; (b) 17/05/2010 às 13h30min; (c) 18/05/2010 às 12h30min; (d) 29/05/2010 às 14h00min; (e) 03/06/2010 às 13h30min; e (f) 07/06/2010 às 13h30min. Valores negativos indicam fluxo em direção à barragem.

Observa-se na Figura 4.19 que as águas mais frias e densas do rio Paranaíba fluem por baixo da contra corrente, seguindo o antigo leito na forma de uma corrente de densidade, também conhecido como subfluxo (*underflow*) (MARTIN; MCCUTHEON, 1999; ASSIREU et al., 2009; ASSIREU et al., 2011). Desta forma os nutrientes e sedimentos carregados pelos rios para dentro do reservatório ficam confinados nas camadas mais profundas, não sendo diretamente disponibilizados para o crescimento de algas e plânctons em geral (VIDAL et al., 2011).

Nota-se também que o plano que separa a contra corrente da corrente de densidade é forçado a ficar inclinado enquanto o vento atua na superfície. Em certos casos (Fig. 4.19b), dependendo da profundidade em que atua, a contra corrente funciona como uma barreira impedindo o avanço da corrente de densidade no corpo principal do reservatório.

Em Itumbiara este processo foi observado principalmente entre as 03h00min e 15h00min, quando a ação do vento sobre o reservatório geralmente é maior. Quando a ação do vento sobre o reservatório diminui (i.e. entre as 15h00min e as 03h00min) a massa d'água começa a oscilar, dando origem a movimentos internos do tipo seiches e ondas internas (VIDAL; CASAMITJANA, 2008). De acordo com Wüest e Lorke (2003), aproximadamente 10% de toda a energia que é transferida do vento para a água do reservatório é utilizada na propagação de ondas internas.

Este padrão de circulação se repetiu praticamente durante todos os dias sem ocorrência de frentes frias durante o período de simulação. Entretanto, quando há a passagem de uma frente sobre o reservatório alterações ocorrem no campo de vento, que passa a soprar preferencialmente do quadrante sul/sudoeste (ver Tabela 4.2). Esta inversão no campo de vento por sua vez causa mudanças na direção da corrente de superfície, fazendo com que a água flua no sentido oposto à barragem (Fig. 4.20).

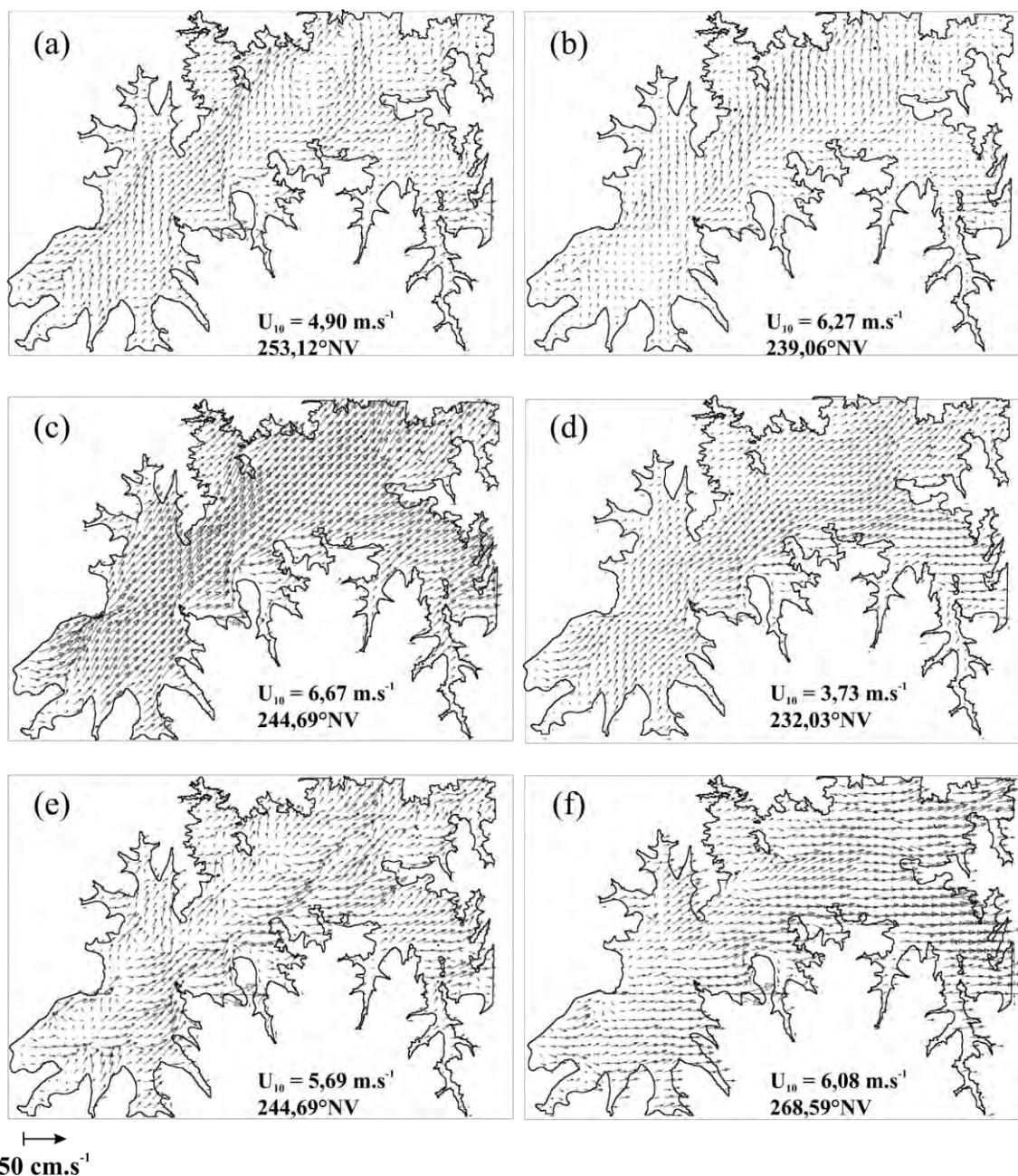


Figura 4.20 - Campo de velocidade da corrente superficial durante a atuação das frentes frias: (a) 09/05/2010 às 23h30min; (b) 11/05/2010 às 00h00min; (c) 19/05/2010 às 18h30min; (d) 20/05/2010 às 18h00min; (e) 31/05/2010 às 17h30min; e (f) 05/06/2010 às 17h30min.

Como consequência da mudança de direção das correntes de superfície, a água é acumulada na região de transição rio/reservatório fazendo com que a contra corrente também seja invertida, fluindo em direção à barragem (Fig. 4.21). Nestes casos, ocorre a

mistura parcial da contra corrente com as águas do rio Paranaíba. A corrente de retorno passa a atuar por boa parte da coluna d'água, transportando água da região de transição rio/reservatório diretamente para as proximidades da barragem. Do ponto de vista da qualidade de água esta inversão nas correntes pode ser responsável por facilitar a disponibilização de nutrientes e sedimentos provenientes dos rios diretamente na zona fótica do reservatório, podendo provocar alterações nas características químicas e biológicas da água (VIDAL et al., 2011).

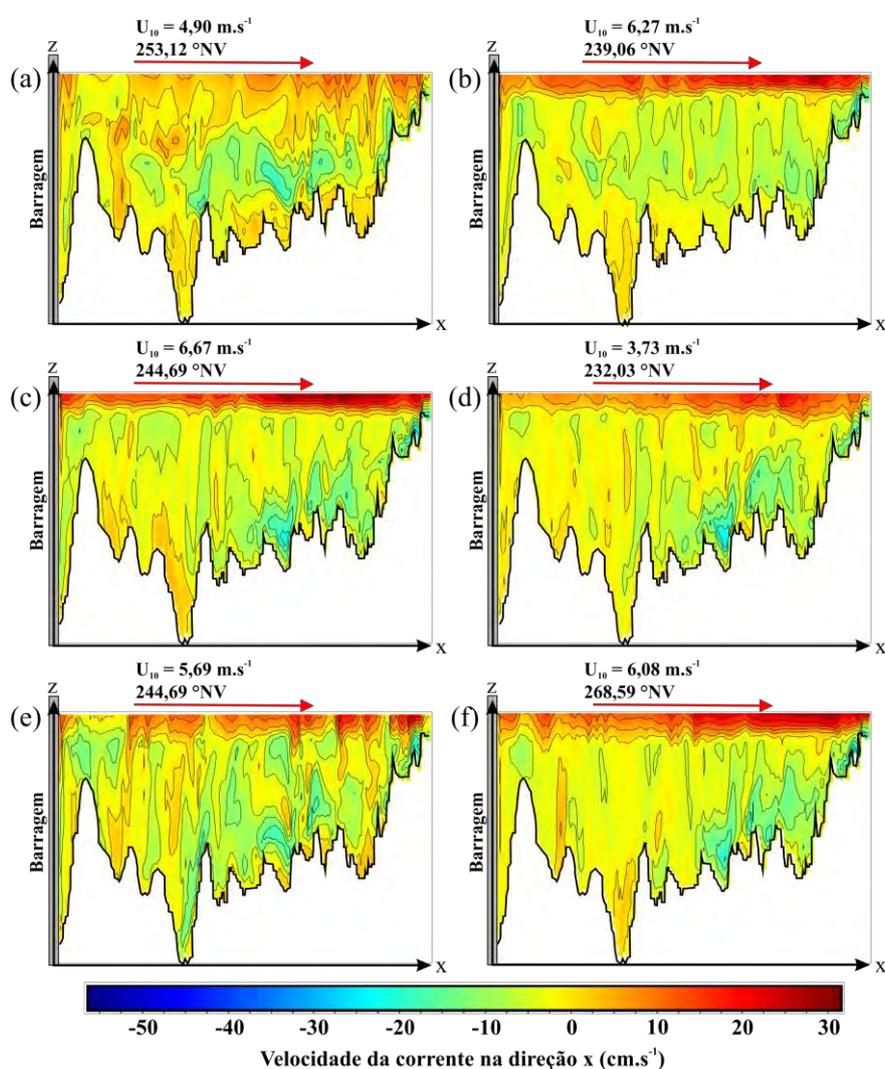


Figura 4.21 - Perfil longitudinal da velocidade durante a atuação das frentes frias: (a) 09/05/2010 às 23h30min; (b) 11/05/2010 às 19h30min; (c) 19/05/2010 às 18h30min; (d) 20/05/2010 às 18h00min; (e) 31/05/2010 às 17h30min; e (f) 05/06/2010 às 17h30min. Valores negativos indicam fluxo em direção à barragem.

Além disso, durante os dias com ocorrência de frentes frias foram observados movimentos verticais (subsidiências e ressurgências) na coluna d'água que podem ser atribuídos a processos convectivos e ocorrência de circulação de Langmuir (Fig. 4.22). Este tipo de circulação é de grande importância para a manutenção dos ecossistemas aquáticos, pois é responsável por transportar nutrientes das camadas profundas para zona fótica, facilitando o crescimento do plâncton (MACINTYRE; JELLISON, 2001).

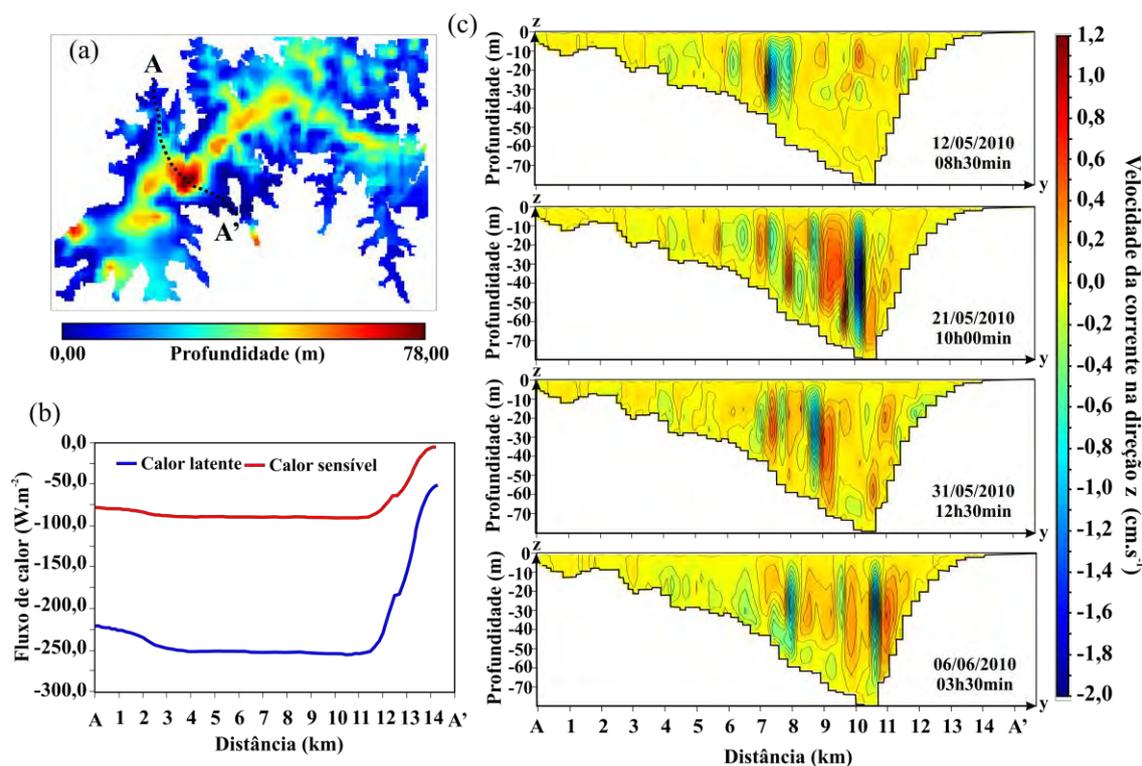


Figura 4.22 - Circulação vertical durante a passagem das frentes frias: (a) batimetria do reservatório; (b) padrão de perda de calor sensível e latente no perfil A-A' durante a passagem das frentes frias; e (c) fluxos verticais durante as passagens de F2 (12/05/2010), F3 (21/05/2010), F4 (31/06/2010) e F5 (06/06/2010).

Nota-se que em alguns casos as ressurgências e subsidiências foram parciais e em outros casos totais, com a velocidade vertical da corrente atingindo valores próximos aos 2 cm.s⁻¹. Estes valores de velocidade podem ser considerados altos para a circulação vertical, no entanto podem estar associados ao aumento da velocidade do vento durante a atuação das frentes frias, sendo que velocidades da ordem de 10 cm.s⁻¹ foram observadas no Lago Ontário, Canadá (WÜEST; LORKE, 2003).

Após a atuação das frentes frias (i.e. um ou dois dias após a passagem) foi observada a formação de correntes de densidade (Fig. 4.23). Tais correntes são geradas devido ao resfriamento diferencial entre a zona marginal e o centro de reservatório, responsável por causar instabilidade baroclínicas (ROGET et al., 1993; WELLS; SHERMAN, 2001). De acordo com Imboden (1990), este tipo de circulação exerce um papel importante nos processos biológicos e químicos do reservatório, como por exemplo, exportando nutrientes e oxigênio das águas mais rasas para região mais profunda.

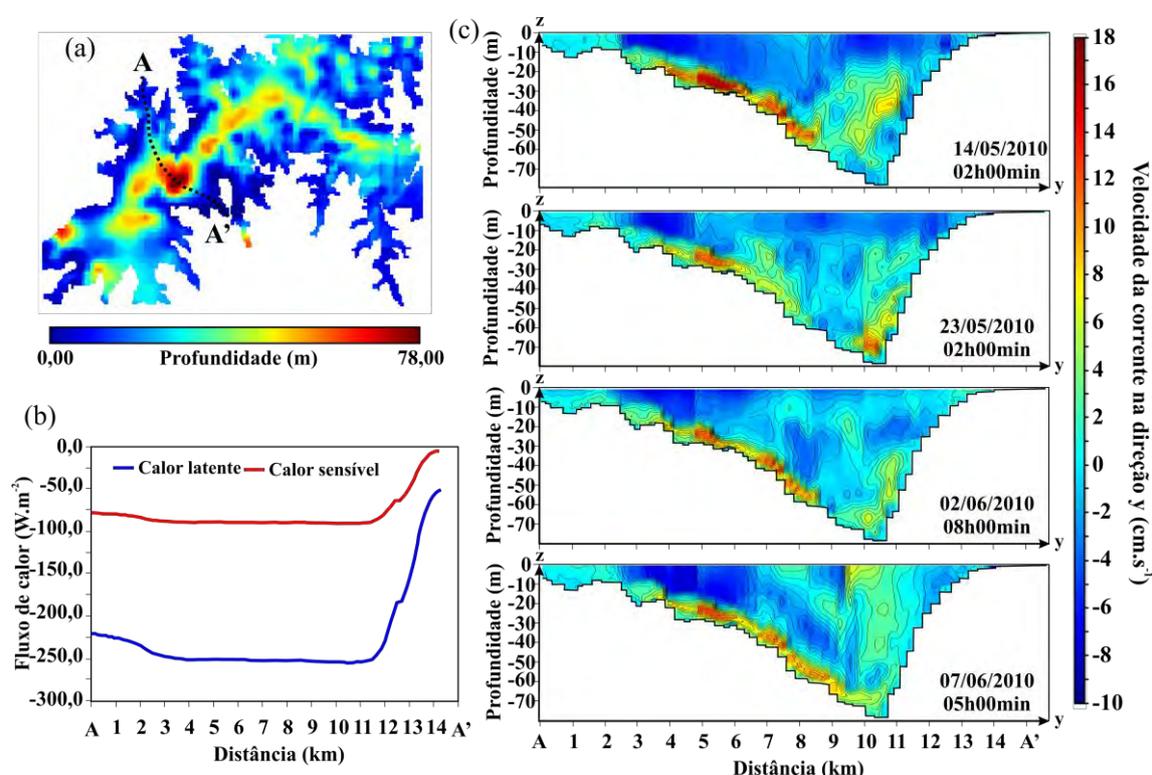


Figura 4.23 - Formação de correntes de densidade após a passagem das frentes frias: (a) batimetria do reservatório; (b) padrão de perda de calor sensível e latente no perfil A-A' durante a passagem das frentes frias; e (c) correntes de densidades formadas após a passagem de F2 (14/05/2010), F3 (23/05/2010), F4 (02/06/2010) e F5 (07/06/2010).

Resultados obtidos por Alcântara (2010) mostraram que durante os meses de Maio e Junho o resfriamento diferencial apenas perturba a temperatura da coluna da água da zona mais rasa, e não irá exportar quantidade expressiva de água. No entanto, como mostra a Figura 4.23 após a passagem de frentes frias, pode ocorrer à intensificação de

volume transferido da região litoral para a profunda. Esse tipo de processo também foi verificado por Marti e Imberger (2008) utilizando o modelo ELCOM.

4.5.3. Efeitos das frentes frias na estrutura térmica do reservatório

O resfriamento das águas do reservatório de Itumbiara é um processo que ocorre naturalmente durante os meses de outono e inverno. Este processo está relacionado com a declinação solar ao longo do ano e conseqüentemente menor incidência de radiação de ondas curtas sobre o reservatório, alterando assim o balanço de calor entre a água e a atmosfera. Entretanto os resultados da simulação mostram que as passagens de frentes frias também exercem influencia no processo de resfriamento do reservatório, intensificando a liberação de calor para a atmosfera.

A Figura 4.24 apresenta o perfil longitudinal de temperatura obtido às 16h00min do dia 05/05/2010 (Fig. 4.24a) e perfis verticais de temperatura obtidos ao longo do dia 05/05/2010 em duas posições do reservatório (Fig. 4.24b). Esta figura ilustra o comportamento típico da estrutura térmica apresentado pelo reservatório de Itumbiara antes da entrada da primeira frente fria, ou seja, entre os dias 28/04/2010 e 08/05/2010.

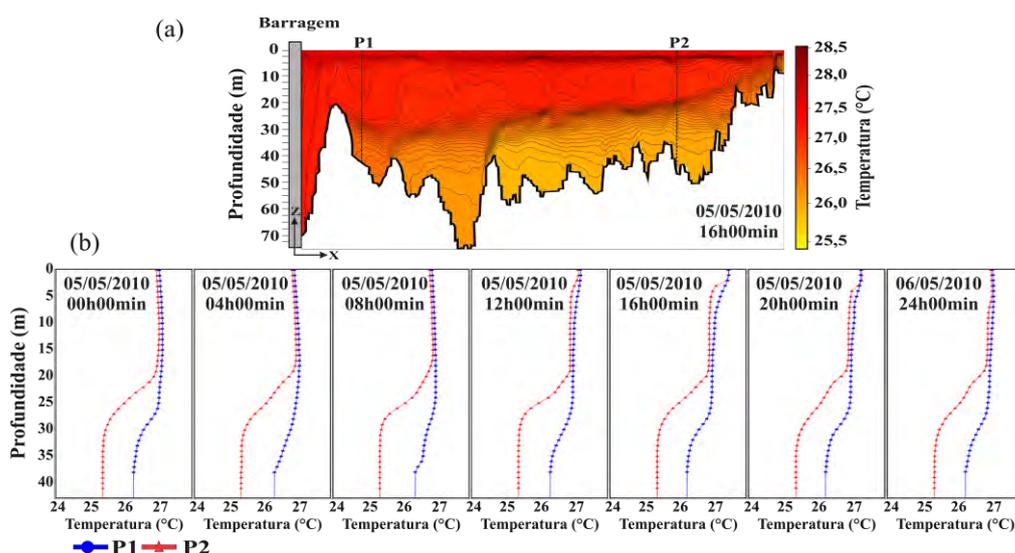


Figura 4.24 - Estrutura térmica do reservatório de Itumbiara no período inicial da simulação: (a) perfil longitudinal de temperatura às 16h00min do dia 05/05/2010; e (b) perfis verticais de temperatura nos pontos P1 e P2 ao longo do dia 05/05/2010.

Os perfis de temperatura apresentados na Figura 4.24b mostram que existe pouca diferença de temperatura entre esses perfis até a profundidade aproximada de 20m, após esta profundidade as diferenças de temperatura se tornam mais visíveis. Geralmente, esta diferença de temperatura decorre da menor temperatura observada para o perfil obtido próximo dos rios (P2). Essa queda de temperatura é devida principalmente a entrada de água mais fria e densa dos rios no reservatório; essa água mais fria é transportada via correntes de densidade em direção à barragem. No entanto, esse volume de água mais fria não chega a exercer influência direta no perfil P1 devido à topografia do reservatório. A Figura 4.24a mostra que em direção à barragem existe uma região mais profunda (~70m) que, em condições normais (i.e. sem atuação de frentes frias), impede que esta corrente de densidade consiga seguir até a barragem.

Observa-se que no período inicial de simulação o reservatório estava estratificado, com a diferença entre a temperatura de superfície e de fundo variando entre 0,5 (próximo à barragem) e 2,5 °C (próximo à entrada dos rios). Contudo, a passagem das duas primeiras frentes frias (F1 e F2) foram suficientes para quebrar esta estratificação térmica e proporcionar à mistura de praticamente toda a coluna d'água.

A Figura 4.25 apresenta a evolução da estrutura térmica em dois pontos distintos do reservatório ao longo do período de simulação, observados às 16h00min de cada dia. Nota-se que nos dias ocorridos entre as frentes frias o reservatório apresentou uma tendência de recuperar parte do calor perdido durante a passagem das frentes, principalmente entre a F3 e F4 quando são decorridos 10 dias sem frentes. Nestes dias foi observada a formação de termoclina e uma pequena camada de mistura durante o período de maior aquecimento do reservatório (i.e. entre as 12h00min e 18h00min), atingindo aproximadamente 5 m de profundidade.

Entretanto, na maior parte dos dias em que ocorreu passagem de frentes frias não foi observada a formação da termoclina, mesmo durante o período de maior aquecimento do reservatório, o que está entre outros fatores, associado à formação de nuvens,

impedindo a incidência de radiação de ondas curtas sobre o reservatório. Ao final do período de simulação o reservatório estava totalmente misturado, com temperatura da coluna d'água por volta de 24,8 °C.

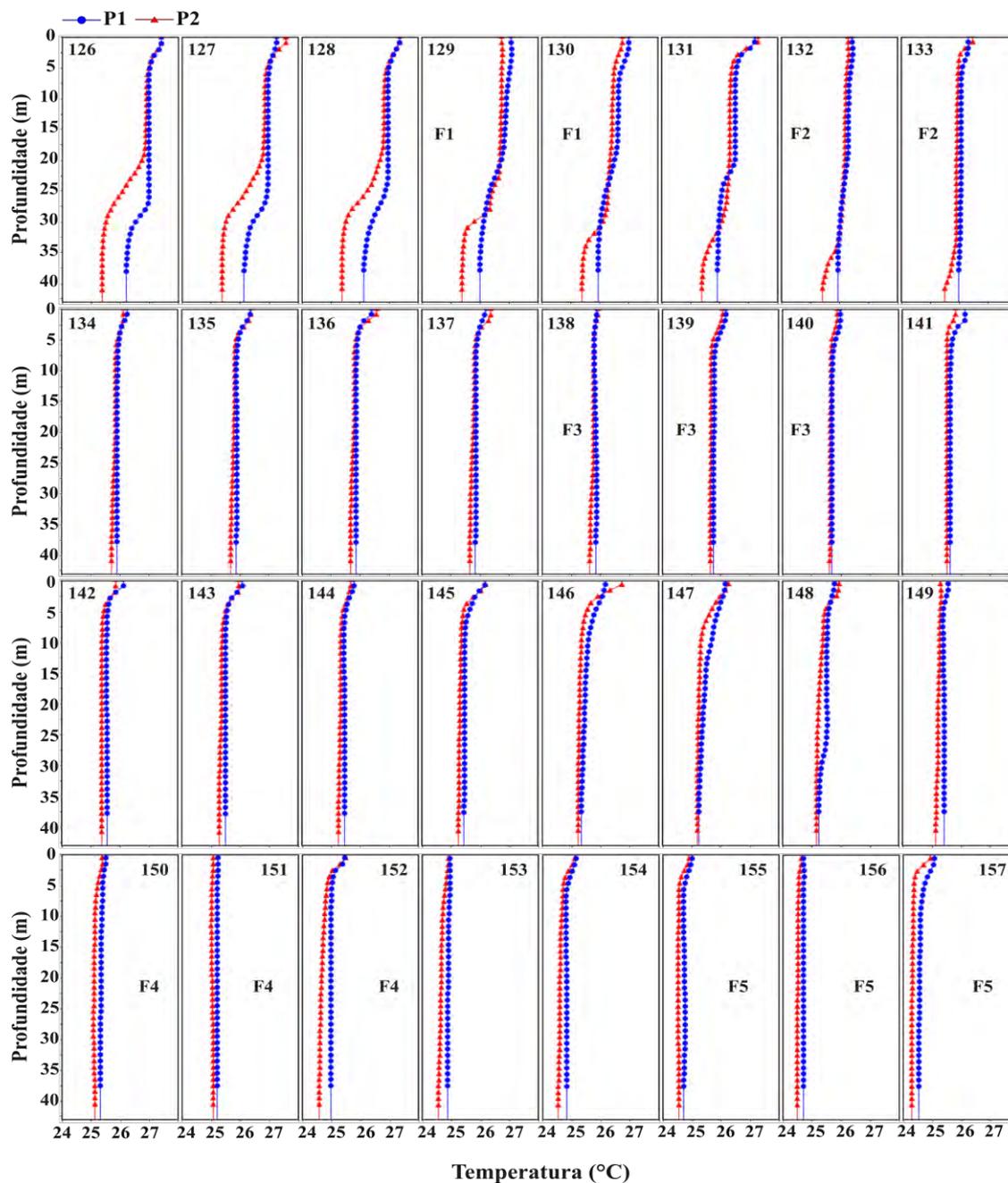


Figura 4.25 - Evolução da estrutura térmica do reservatório entre os dias 06/05/2010 (dia 126 do ano 2010) e 16/06/2010 (dia 157 do ano 2010). Todos os perfis foram obtidos às 16h00min. A localização de P1 e P2 é apresentada na Figura 46. F1, F2, F3, F4 e F5 indicam os dias em que ocorreram as passagens das frentes frias.

4.6. Efeitos das frentes frias nos regimes de mistura do reservatório

Como apresentado no item 4.5.3., no início do período de simulação o reservatório estava estratificado, com um forte gradiente de temperatura entre 25 e 30 m de profundidade (ver Fig. 2.24a). Como consequência, os processos de mistura na camada inferior eram dominados principalmente pelo *buoyancy* (regime 4) e propagação de *seiches* internos (regime 3). Por outro lado, os processos de mistura na camada superior eram dominados pelo cisalhamento do vento (regime 1). A Figura 4.26 apresenta a evolução dos regimes de mistura em duas posições dentro do reservatório: P1 próximo à barragem e P2 próximo a entrada dos rios (ver localização na Fig. 4.24a).

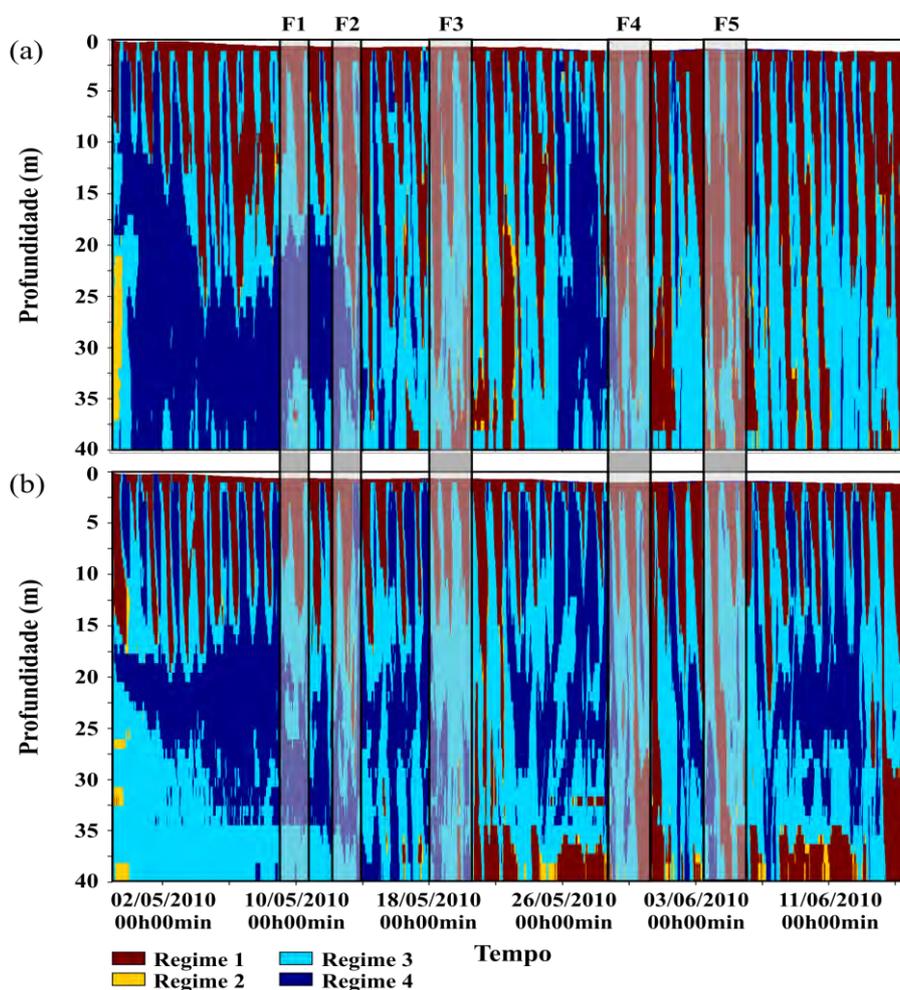


Figura 4.26 - Evolução dos regimes de mistura no reservatório de Itumbiara na posição P1 (a) e P2 (b). A localização de P1 e P2 é apresentada na Figura 4.24a. F1, F2, F3, F4 e F5 indicam os dias em que ocorreram as passagens das frentes frias.

Próximo à barragem (Fig 4.26a), o *buoyancy* passou a exercer menor influência nos processos de mistura na coluna d'água após a passagem de F1 e F2. Tal fato pode ser atribuído à quebra da estratificação térmica no reservatório. Os principais mecanismos de mistura passam a ser o cisalhamento do vento e a propagação de *seiches* internos. Estes mecanismos se alternam ao longo do dia, devido à ação periódica dos ventos. A profundidade da camada de mistura influenciada pelo vento varia de acordo com a velocidade do vento e estratificação do reservatório, podendo atingir 40 m de profundidade após a atuação de F3. No período entre a passagem de F3 e F4 (21/005/2010 a 30/05/2010) o *buoyancy* volta a influenciar nos processos de mistura, indicando uma recuperação da estratificação térmica nesta região do reservatório. Após a passagem de F4 (01/06/01) a coluna d'água está praticamente homogênea e qualquer episódio de vento é capaz de proporcionar a mistura completa.

Por outro lado, próximo a entrada dos rios (Fig. 4.26b), o *buoyancy* continua a exercer influência na mistura, mesmo após a passagem das frentes frias, o que pode ser explicado pela influência das águas mais frias dos rios Corumbá e Paranaíba que afluem ao reservatório. Nesta região do reservatório a energia requerida para a mistura é maior do que próximo à barragem. A mistura completa ocorre apenas nos dias de atuação de F4 e F5, quando há grande quantidade de energia disponível para mistura, fornecida tanto pela ação do vento na superfície como pelo entranhamento convectivo.

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O presente trabalho teve como objetivo estudar a influência das frentes frias sobre os processos físicos na coluna d'água do reservatório de Itumbiara/GO. As principais conclusões obtidas são:

O reservatório da UHE Itumbiara está sujeito à ação de frentes frias praticamente durante todos os meses do ano, principalmente no final do outono (Maio) e durante os meses de inverno (Julho, Agosto e Setembro). A maior frequência de passagem de frentes frias sobre a região de Itumbiara em um determinado ano pode estar associada ao fenômeno El Niño.

A atuação das frentes frias exerce grande influência nos processos físicos que ocorrem na coluna d'água do reservatório da UHE Itumbiara, modificando os fluxos de calor, a hidrodinâmica, a estrutura térmica e o regime de mistura. Esta influência pode refletir em alterações na qualidade da água, como por exemplo, aumentar a concentração de oxigênio dissolvido nas regiões mais profunda e também a concentração de nutrientes e sedimentos na superfície do reservatório.

A análise dos fluxos de calor sensível e latente utilizando o produto MODIS M*D11A1 mostra que o reservatório pode perder até 5 vezes mais calor durante a passagem de uma frente fria, do que nos dias que antecedem ou sucedem os eventos. A principal forma de perda de calor em Itumbiara é por meio da evaporação (fluxo de calor latente).

Em 98% das estimativas realizadas com o produto M*D11A1 a camada atmosférica se apresentou instável, refletindo no aumento dos coeficientes de *momentum* e calor em cerca de 27% e 45% respectivamente. Desta forma, considerar a camada atmosférica neutra para simplificar os cálculos dos fluxos pode resultar em erros superiores a 20%. Sendo assim, é recomendado que seja feita o ajuste dos coeficientes de transferência para estimar os fluxos de calor sensível e latente utilizando o produto M*D11A1.

As principais alterações na hidrodinâmica durante a atuação das frentes frias no reservatório de Itumbiara são a inversão das correntes de superfície e de subsuperfície e a intensificação de movimentos verticais, com ocorrência de células de convecção. Após as passagens das frentes frias, correntes de densidade são responsáveis por exportar grande volume de água da zona litoral para a zona pelágica.

A atuação de frentes frias ajuda a promover a erosão da termoclina, podendo ocasionar a mistura parcial ou completa do reservatório. No período entre frentes frias sucessivas a região próxima a entrada dos rios apresenta maior potencial em recuperar a estratificação térmica, devido à influência da água mais fria proveniente dos rios.

A passagem de uma frente fria exerce maior influência no regime de mistura dentro do corpo principal do reservatório. Nesta região do reservatório, o cisalhamento do vento e o entranhamento convectivo são os principais mecanismos de mistura durante a atuação da frente fria. Entretanto, na zona de transição rio/reservatório o *buoyancy* influencia no regime de mistura mesmo sob a ação das frentes frias, devido à influência dos rios.

Os resultados obtidos neste trabalho mostraram o grande potencial dos dados coletados pelo sensor MODIS e pelo satélite TRMM para alimentar e validar modelos hidrodinâmicos na simulação de reservatórios de médio e grande porte. Recomenda-se em próximos trabalhos testar outros dados e produtos derivados de sensoriamento em modelos hidrodinâmicos e de qualidade da água. Dados coletados por sensores ópticos de média resolução, como o MODIS e MERIS, e por radar de abertura sintética, como o ALOS, apresentam grande potencial para fornecer informações e parâmetros utilizados nos modelos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACKERMAN, S.A. et al. Discriminating clear-sky from clouds with MODIS. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 141-173, 1998.

ALAVIAN, V. et al. Density currents entering lakes and reservoirs. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 18, p. 1464-1489, 1992.

ALCÂNTARA, E.H. **Análise da turbidez na planície de inundação de Curuaí (PA, Brasil) integrando dados telemétricos e imagens MODIS/TERRA**. 2006. 220 p. (INPE-14621-TDI/1200). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2006. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/02.15.17.09>>. Acesso em: 15 nov. 2010.

ALCÂNTARA, E. H. **Sensoriamento remoto da temperatura e dos fluxos de calor na superfície da água do reservatório de Itumbiara (GO)**. 2010. 162 p. (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/07.26.20.24-TDI). Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37TSRJ2>>. Acesso em: 15 dez. 2010.

ALCÂNTARA, E.H.; et al. On the water thermal response to the passage of cold fronts: initial results for Itumbiara reservoir (Brazil). **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 7, p. 9437-9465, 2010a.

ALCÂNTARA, E.H.; et al. Integrating historical topographic maps and SRTM data to derive bathymetry of a tropical reservoir. **Journal of Hydrology**, v. 389, p. 311-316, 2010b.

ALCÂNTARA, E.H.; et al. Remote sensing of water surface temperature and heat flux over a tropical hydroelectric reservoir. **Remote Sensing of Environment**, v. 114, p. 2651-2665, 2010c.

AMOROCHO, J.; DEVRIES, J.J. A new evaluation of wind stress coefficient over water surfaces. **Journal of Geophysical Research**, v. 85, p. 433-442, 1980.

ANDRADE, K.M. **Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul**. 2005. 185 p. (INPE-14056-TDI/1067). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2005/06.15.17.12>>. Acesso em: 15 nov. 2010.

ANDRADE, K.M.; CAVALCANTI, I. F.A. Climatologia dos sistemas frontais e padrões de comportamento para o verão na América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13, 2004, Fortaleza. **Anais...** 2004. CD-ROM, On-line. (INPE-12090-PRE/7436). Disponível em: <<http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/09.21.13.45>>. Acesso em: 23 nov. 2010.

ARMENGOL, J.; et al. Longitudinal processes in canyon type reservoir: the case of Sau (N.E. Spain). In: TUNDISI, J. G.; STRASKRABA, M. (eds.). **Theoretical reservoir ecology and its applications**. São Carlos: Academia Brasileira de Ciências & Backhuys Publishers, 1999. p. 313-345.

ASSIREU, A. T.; et al. O comportamento do rio ao longo do reservatório observado a partir de sensoriamento remoto, dados in situ e ensaios de laboratório. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 14. (SBSR), 2009, Natal. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2009. p. 4647-4653. DVD, On-line. ISBN 978-85-17-00044-7. (INPE-15823-PRE/10433). Disponível em: <<http://urlib.net/dpi.inpe.br/sbsr@80/2008/11.12.16.41>>. Acesso em: 04 out. 2011.

ASSIREU, A.T.; et al. Hydro-physical processes at the plunge point: an analysis using satellite and in situ data. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, p. 3689-3700, 2011.

BLUMBERG, A.F.; MELLOR, G.L. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: HEAPS, N.S. (ed.). **Three-dimensional coastal ocean models**. Washington: AGU, 1987. 1-16p.

BONNET, M.P.; POULIN, M.; DEVAUX, J. Numerical modeling of thermal stratification in a lake reservoir. Methodology and case study. **Aquatic Sciences**, v. 62, p. 105-124, 2000.

BONNET, M.P.; WESSEN, K. ELMO, a 3-D water quality model for nutrients and chlorophyll: first application on a lacustrine ecosystem. **Ecological Modelling**, v. 141, p. 19-33, 2001.

BOWEN, I.S.; The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. **Physical Review**, v. 27, p. 779-787, 1926.

BROWN, L. C.; BARNWELL, T. O. **The enhanced stream water quality models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS: documentation and user manual**. Environmental Research Laboratory Report (600/3-87/007), Athens: EPA, 1987. 189 p.

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

CASULLI, V.; CHENG, R.T. Semi-implicit finite difference methods for three-dimensional shallow water flow. **International Journal for Numerical Methods in Fluids**, v. 15, p. 629-648, 1992.

CHAPRA, S.C. **Surface water-quality modeling**. New York: McGraw-Hill, 1997. 844 p.

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS (CPTEC). **Climanálise boletim**. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/>>. Acesso em: 01 jul. 2011.

DONN, W.L. **Meteorologia**. Barcelona: Reverté, 1978. 610 p.

ELETOBRÁS/FURNAS. **Sistema Eletrobrás-Furnas**. Disponível em: <<http://www.furnas.com.br/hotsites/sistema-furnas/>>. Acesso em: 21 abr. 2011

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA). **Banco de dados climáticos do Brasil**. Atualizado em: 05 set. 2003. Disponível em: <<http://www.bdclima.cnpm.embrapa.br/>>. Acesso em: 21 abr. 2011.

FISCHER, H.B.; et al. **Mixing in inland and coastal waters**. San Diego: Academic Press, 1979. 302 p.

FRAGOSO JR., C.R.; et al. Modelling spatial heterogeneity of phytoplankton in Lake Mangueira, a large shallow subtropical lake in South Brazil. **Ecological Modelling**, v. 219, p. 125-137, 2008.

GILL, A.E. **Atmosphere-ocean dynamics**. Academic Press: London, 1982. 662 p.

HADJIMITSIS, D.G.; et al. Determination of turbidity in Kourris dam in Cyprus utilizing Landsat TM remotely sensed data. **Water Resources Management**, v. 20, p. 449-465, 2006.

HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER, J. **Fundamentals of physics**. 6 ed. New York: John Wiley & Sons, 2001. 1216 p.

HAMILTON, D.P.; SCHLADOW, S.G. Prediction of water quality in lakes and reservoirs. part I – model description. **Ecological Modelling**, v. 96, p. 91-110, 1997.

HAN, B.P. et al. The thermal structure of Sal reservoir (NE: Spain): a simulation approach. **Ecological Modelling**, v. 125, p. 109-122, 2000.

HEDGER, R.D. et al. Coupling remote sensing with computational fluid dynamics modelling to estimate lake chlorophyll-a concentration. **Remote Sensing of Environment**, v. 79, p. 116-122, 2002.

HICKS, B.B. Some evaluations of drag and bulk transfer coefficients over water bodies of different sizes, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 3, p. 201-213, 1972.

HICKS, B.B. A procedure for the formulation of bulk transfer coefficients over water, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 8, p. 515-524, 1975.

HIPSEY, M.R. et al. The Computational Aquatic Ecosystem DYNamics Model (CAEDYM): a versatile water quality model for coupling with hydrodynamics drivers. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON HYDROINFORMATICS, 7, 2006, Nice, França. **Proceedings...** Chennai, India: Research Publishing Services, 2006. p. 526-533.

HODGES, B.R.; DALLIMORE, C. **Estuary, lake and coastal oceans model: ELCOM: v2.2 Science Manual**. Perth, Australia: Centre for Water Research, University of Western Australia, Sept. 2010. 57 p.

HODGES, B.R.; et al. Modelling basin scale waves in a stratified lake. **Limnology and Oceanography**, v. 45, p. 1603-1620, 2000.

HODGES, B.R.; LAVAL, B.; WADZUK, B.M. Numerical error assessment and temporal horizon for internal waves in a hydrostatic model. **Ocean Modelling**, v. 12, p. 44-64, 2006.

HSU, S. A. **Coastal Meteorology**. San Diego: Academic Press, 1988. 260 p.

HUTTER, K.; WANG, Y.; CHUBARENKO, I.P. **Physics of Lakes: Volume 1: foundation of the mathematical and physical background**. 1 ed. Berlin: Springer-Verlag, 2010. 481 p.

IMBERGER, J. Transport process in lakes: a review. In: MARGALEF, R. (ed.). **Limnology now: a paradigm of planetary problems**. Nova York: Elsevier Science, 1994. p. 99-194.

IMBERGER, J.; HAMBLIN, P. F. Dynamics of lakes, reservoirs, and cooling ponds. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 14, p. 153-187, 1982.

IMBERGER, J.; PATTERSON, J.C. Physical limnology. **Advances in Applied Mechanics**, v. 27, p. 303-475, 1990.

IMBODEN, D.M. Mixing and transport in lake: mechanisms and ecological relevance. In: TILZER, M.M.; SERRUYA, C. (eds.) **Large lakes: ecological structure and function**. Berlin: Springer-Verlag, 1990. 709 p.

JAPAN AEROSPACE EXPLORATORY AGENCY (JAXA). **TRMM data user's handbook**. NASDA/EOC, February 2001. 226 p. Disponível em: <www.eorc.jaxa.jp/TRMM/document/text/handbook_e.pdf>. Acesso em: 15 de jul. 2010.

JENSEN, J. R. **Remote sensing of the environment: an earth perspective**. 2.ed. Upper Saddle River: Pearson-Prentice Hall, 2007. 592 p.

JUSTICE, C.O.; et al. The moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): land remote sensing for global change research. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, p.1228-1247, 1998.

JUSTICE, C.O.; et al. An overview of MODIS Land data processing and product status. **Remote Sensing of Environment**, v. 83, p. 3 –15, 2002.

KATSAROS, K.B. Turbulent flux of water vapor in relation to the wave field and atmospheric stratification. In: IMBERGER, J. (ed.). **Physical processes in lakes and oceans**. Washington: AGU, 1998. 66 p.

KUMMEROW, C.; et al. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. **Journal Atmospheric Oceanic Technology**, v. 15, p. 809-817, 1998.

KUNDU, P.H.; COHEN, I.M. **Fluid mechanics**. 2.ed. San Diego: Academic Press, 2002. 730p.

LAVAL, B.; et al. Modelling circulation in lakes: spatial and temporal variations. **Limnology and Oceanography**, v. 48, p. 983-994, 2003.

LENTERS, J.D.; KRATZ, T.K.; BOWSER, C.J. Effects of climate variability on lake evaporation: results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA), **Journal of Hydrology**, v. 308, p. 168-195, 2005.

LÉON, L.F.; et al. Towards coupling a 3D hydrodynamic lake model with the canadian regional climate model: simulation on Great Slave Lake, **Environmental Modelling & Software**, v. 22, p. 787-796, 2007.

LEONARD, B.P. The ULTIMATE conservative difference scheme applied to unsteady one-dimensional advection. **Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering**, v.88, p. 17-74, 1991.

LIU, H.; et al. Eddy covariance measurements of surface energy budget and evaporation in a cool season over southern open water in Mississippi, **Journal of Geophysical Research**, v. 114, p. 1-13, 2009.

MACINTYRE, S.; ROMERO, J.R.; KLING, G.W. Spatial-temporal variability in surface layer deepening and lateral advection in a embayment of Lake Victoria, East Africa, **Limnology and Oceanography**, v. 47, p. 656-671, 2002.

MACINTYRE, S.; JELLISON, R. Nutrient fluxes from upwelling and enhanced turbulence at the top of the pycnocline in Mono Lake, CA. **Hydrobiologia**, v. 466, p. 13-29, 2001.

MARTI, C.; IMBERGER, J. Exchange between littoral and pelagic waters in a stratified lake due to wind-induced motions: Lake Kinneret, Israel. **Hydrobiologia**, v. 603, p. 25–51, 2008.

MARTIN, J.; MCCUTCHEON, S. **Hydrodynamics and transport for water quality modeling**. Boca Raton: Lewis Publishers, 1999. 794 p.

MCFEETERS, S.K. The use of Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water feature. **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, p. 1425-1432, 1996.

MISSAGHI, S.; HONDZO, M. Evaluation and application of a three-dimensional water quality model in a shallow lake with complex morphometry. **Ecological Modelling**, v. 221, p. 1512-1525, 2010.

MONTGOMERY, R.B. Viscosity and thermal conductivity of air and diffusivity of water vapor in air. **Journal of Meteorology**, v. 4, p. 193-196, 1947.

MORAIS, M.A.; CASTRO, W.A.C.; TUNDISI, J.G. Climatologia de frentes frias sobre a região metropolitana de São Paulo (RMSP), e sua influência na limnologia dos reservatórios de abastecimento de água. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 205 - 217, 2010.

NA, E.H.; PARK, S.S. A hydrodynamic and water quality modeling study of spatial and temporal patterns of phytoplankton growth in a stratified lake with buoyant incoming flow. **Ecological Modelling**, v. 199, p. 298-314, 2006.

NASCIMENTO, R. F. F. **Utilização de dados MERIS e in situ para a caracterização bio-óptica do reservatório de Itumbiara, GO**. 2010. 113 p. (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/03.15.18.39-TDI). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3769MUL>>. Acesso em: 12 set. 2011.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). **Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer – MODIS**. Disponível em: <<http://modis.gsfc.nasa.gov/>>. Acesso em: 10 jan. 2011.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA). **Office of satellite operations**. Disponível em: < <http://www.oso.noaa.gov/>>. Acesso em: 9 jan. 2011.

NOVO, E.M.L.M. **Sensoriamento remoto: princípios e aplicações**. 2. ed. Edgard Blücher: São Paulo, 1992. 308 p.

PACHECO, F. S. **Movimento de massas d'água através de derivadores lagrangianos e implicações para entendimento de processos ecológicos**. 2009. 87 p. Dissertação (Mestrado em Ecologia) - Universidade Federal de Juiz de Fora, Minas Gerais. 2009. Disponível em:<<http://www.ufjf.br/ecologia/files/2009/11/FPacheco.pdf>>. Acesso em: 10 fev. 2011.

PACHECO, F.S.; ASSIREU, A.T.; ROLAND, F. Derivadores rastreados por satélite aplicados a ambientes aquáticos continentais: caso do Reservatório de Manso. In: ALCÂNTARA, E.H.; STECH, J.L.; NOVO, E.M.L.M. (orgs.). **Novas tecnologias para o monitoramento e estudo de reservatórios hidrelétricos e grandes lagos**. Rio de Janeiro: Parêntese Editora, 2011. p. 193-218. ISBN 9788560507108.

PILLAR, V.P. Suficiência amostral. In. BICUDO, C.E.M.; BICUDO, D.C. (orgs.). **Amostragem em limnologia**. São Carlos: RiMa, 2004. 371 p.

PLESKACHEVSKY, A.; et al. Synergy of satellite remote sensing and numerical modeling for monitoring of suspended particulate matter. **Ocean Dynamics**, v. 55, p. 2-9, 2005.

RAJAR, R.; CETINA, M. Hydrodynamic and water quality modelling: an experience. **Ecological Modelling**, v. 101, p. 195-207, 1997.

REINART, A.; REINHOLD, M. Mapping surface temperature in large lakes with MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, p. 603-611, 2008.

RHINES, P.B. Circulation, convection and mixing in rotating stratified basins with slope topography. In: IMBERGER, J. (ed.). **Physical process in lakes and ocean**. Flórida: AGU, 1998. 209-226p.

ROGET, E.; et al. Bottom currents induced by baroclinic forcing in Lake Banyoles (Spain). **Aquatic Sciences**, v. 55, p.206-227, 1993.

ROMERO, J.R.; ANTENUCCI, J.P.; IMBERGER, J. One- and three- dimensional biogeochemical simulations of two differing reservoirs. **Ecological Modelling**, v. 174, p. 143-160, 2004.

ROMERO, J.R.; IMBERGER, J. Effect of a flood underflow on reservoir water quality: data and 3D modeling. **Archiv für Hydrobiologie**. v. 162, p. 69-86, 2004.

ROMERO, J.R.; et al. ARMS (Aquatic Real-time Management System): An automated decision support system for reservoirs, estuaries and coastal zones. In: WORLD MULTI-CONFERENCE ON SYSTEMATICS, CYBERNETICS AND INFORMATICS, 10. (WMSCI), 2006, Orlando, EUA. **Proceedings...** Orlando: IIC, 2006, v. 1, p. 129-134. CD. ISBN 980-6560-92-2.

ROSMAN, P.C.C. **Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental: SISBAHIA:** referência técnica. Rio de Janeiro, Rio de Janeiro: Área de Engenharia Costeira e Oceanográfica, Universidade Federal do Rio de Janeiro (COPPE-PEnO/UFRJ). 2005, 242 p.

ROUSE, W.R.; et al. Interannual and seasonal variability of the surface energy balance and temperature of central Great Slave Lake, **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, p. 720-730, 2003.

RUDORFF, B.F.T.; SHIMABUKURO, Y.E.; CEBALLOS, J.C. **O sensor MODIS e suas aplicações ambientais no Brasil.** São José dos Campos: Parêntese, 2007. 425 p.

RUEDA, F.J.; SCHLADOW, J.S.; PÁLMARSSON, S.Ó. Basin-scale internal waves dynamics during a winter cooling period in a large lake, **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 42-58, 2003.

SCHERTZER, W.M.; et al. Over-lake meteorology and estimated bulk heat exchanges of Great Slave Lake in 1998 and 1999, **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, p. 649-659, 2003.

SCHLADOW, S.G.; HAMILTON, D.P. Prediction of water quality in lakes and reservoirs: part II – model calibration, sensitivity analysis and application. **Ecological Modelling**, v. 96, p. 111-123, 1997.

SETLINGER, G.I.; HOOK, S.J.; LAVAL, B. Sub-pixel water temperature estimation from thermal-infrared imagery using vectorized lake features, **Remote Sensing of Environment**, v. 112, p. 1678-1688, 2008.

SLATER, P.N. **Remote Sensing: optics and optical systems.** Massachusetts: Addison-Wesley Publishing, 1980. 575 p.

SOLOMONSON, V.V.; et al. MODIS: advanced facility instrument for studies of the earth as a system. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 27, p. 145-153, 1989.

SPIEGEL, R.H.; IMBERGER, J. The classification of mixed-layer dynamics in lakes of small to medium size. **Journal of Physical Oceanography**, v. 10, p. 1104-1121, 1980.

SPILLMAN, C.M.; et al. Modelling the effects of Po River discharge, internal nutrient cycling and hydrodynamics on biogeochemistry of the Northern Adriatic Sea. **Journal of Marine Systems**, v. 68, p. 167-200, 2007.

STECH, J. L.; LORENZZETTI, J. A. The Response of the south Brazil bight to the passage of wintertime cold fronts. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. C6, p. 9507-9520, 1992.

STECH, J.L.; et al. Telemetric Monitoring system for meteorological and limnological data acquisition. **Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie**, v. 29, p. 1747-1750, 2006.

STEVENSON, M. R.; et al. SIMA: an Integrated Environmental Monitoring System. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 7. (SBSR), 1993, Curitiba, BR. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 1993. v. 4, p. 300-310. Printed, On-line. ISBN 978-85-17-00055-3. (INPE-7922-PRE/3758). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1912/2005/07.20.01.08.41>>. Acesso em: 12 jun. 2011.

STOKER, R.; IMBERGER, J. Horizontal transport and dispersion in the surface layer of a medium size lake. **Limnology and Oceanography**, v.48, p. 971-982, 2003.

TUNDISI, J.G.; et al. The response of Carlos Botelho (Lobo, Broa) Reservoir to the passage of cold fronts as reflected by physical, chemical, and biological variables. **Brazilian Journal of Biology**, v. 64, p. 177-186, 2004.

TUNDISI, J. G.; MATSUMURA-TUNDISI, T. Integration of research and management in optimizing multiple uses of reservoirs: the experience in South America and Brazilian case studies. **Hydrobiologia**, v. 500, n. 1-3, p. 231-242, 2003.

TENNESSE VALLEY AUTHORITY (TVA). **Heat and mass transfer between a water surface and atmosphere**. Water Resources Technical report 14 (0-6803), Norris: TVA, 1972.

UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (USGS). **Land process distributed active archive center**. Disponível em: <<https://lpdaac.usgs.gov/>>. Acesso em: 15 jul. 2011.

VAREJÃO SILVA, M.A. **Meteorologia e climatologia**: versão digital 2. Recife, 2006. 449 p. Disponível em: <<http://www.agritempo.gov.br/publish/publicacoes/>>. Acesso em: 10 nov. 2010.

VERBURG, P.; ANTENUCCI, J.P. Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical great lake: Lake Tanganyika. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, p. 1-13, 2010.

VIDAL, J.; CASAMITJANA, X. Forced resonant oscillations as a response to periodic winds in a stratified reservoir. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 134, p. 416-425, 2008.

VIDAL, J.; et al. Localized algal blooms induced by rivers inflows in a canyon type reservoir. **Aquatic Sciences**, p. 1-13, 2011. doi: 10.1007/s00027-011-0223-6.

ZENG, X.; ZHAO, M.; DICKINSON, R.E. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for computation of sea surface flux using TOGA COARE and TAO data. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2628-2644, 1998.

WAN, Z. New refinements and validation of the MODIS land-surface temperature/emissivity products. **Remote Sensing of Environment**, v. 12, p. 59-74, 2008.

WAN, Z. **Collection 5 MODIS land surface temperature products user's guide**. Santa Barbara: ICES/UCSB, April 2009. 30 p. Disponível em: <http://www.ices.ucsb.edu/modis/LstUsrGuide/MODIS_LST_products_Users_guide_C5.pdf>. Acesso em: 5 mar. 2011.

WELLS, M.G.; SHERMAN, B. Stratification produced by surface cooling in lakes with significant shallow regions. **Limnology and Oceanography**, v. 46, p. 1747-1759, 2001.

WETZEL, R.G. **Limnology: lake and river ecosystems**. 3.ed. San Diego: Academic Press, 2001. 1006 p.

WROBEL, L.C. Introdução aos métodos numéricos. In: WROBEL, L.C. (ed.). **Métodos numéricos em recursos hídricos**. Rio de Janeiro: ABRH, 1989. 1-83 p.

WÜEST, A.; LORKE, A. Small-scale hydrodynamics in lakes. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 35, p. 373-412, 2003.