



UFRJ

ESTIMATIVA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR VIA ESTIMADOR  
ÓTIMO UTILIZANDO DADOS DO SENSOR AVHRR/NOAA-18

Antônio do Nascimento Oliveira

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ), como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (área: Meteorologia).

Orientadores:

Prof. Gutemberg Borges França

Prof. Leonardo de Faria Peres

Rio de Janeiro  
Dezembro de 2013

ESTIMATIVA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR VIA ESTIMADOR  
ÓTIMO UTILIZANDO DADOS DO SENSOR AVHRR/NOAA-18

Antônio do Nascimento Oliveira

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DO CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ) COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM METEOROLOGIA.

Examinada por:

---

Prof. Gutemberg Borges França, Ph.D.

---

Prof. Leonardo de Faria Peres, D.Sc.

---

Prof. Afonso de Moraes Paiva, Ph.D.

---

Renato Parkinson Martins, D. Sc.

---

Rosa Cristhyna de Oliveira Vieira Paes, D. Sc.

Rio de Janeiro  
Dezembro de 2013

Oliveira, Antônio Nascimento

Estimativa da Temperatura da Superfície do Mar via Estimador Ótimo utilizando dados do sensor AVHRR/NOAA-18 / Antônio do Nascimento Oliveira – Rio de Janeiro: UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN, 2013.

Orientadores: Prof. Gutemberg Borges França

Prof. Leonardo de Faria Peres

Dissertação (Mestrado) – UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN

Programa de Pós-graduação Meteorologia, 2013.

Referências Bibliográficas: p. 66-70.

1. Temperatura da Superfície do Mar. 2. Sensoriamento Remoto. 3. Estimador Ótimo. I. França, Gutemberg Borges *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, PPGM/IGEO/CCMN, Programa de Pós-graduação em Meteorologia. III. Estimativa da Temperatura da Superfície do Mar via Estimador Ótimo utilizando dados do sensor AVHRR/NOAA-18.

## **DEDICO**

“Este trabalho em especial a minha querida esposa Mariana Garofani Pires Oliveira, minha mãe Maria do Carmo, minha avó Alzira dos Santos Guimarães e também aos meus irmãos João Vitor, Flávia e Maria Eduarda, que trazem luz e alegria a minha vida.”

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço primeiramente a Deus, por ter me dado a oportunidade de chegar até aqui...Pela saúde, disposição e sabedoria para alcançar os meus objetivos e principalmente, pelas graças alcançadas.

A todos os meus familiares pelo apoio incondicional e por terem acreditado em mim durante todo esse tempo, em especial aos meus pais João dos Anjos Oliveira e Maria do Carmo do Nascimento Oliveira, minha querida avó Alzira dos Santos Guimarães e acima de tudo minha esposa Mariana Garofani Pires Oliveira pelo apoio e paciência nos momentos mais difíceis.

Aos meus orientadores Prof. Gutemberg Borges França e Prof. Leonardo de Faria Peres, por acreditarem em meu potencial, pelos conhecimentos passados, pelo incentivo a pesquisa, pela amizade prestada e também pela paciência e empenho para que esse trabalho pudesse ser concluído, mesmo a distância.

A todos os meus amigos e amigas do Laboratório de Meteorologia Aplicada (LMA), em especial ao Rodrigo, Igor, Bianca, Victor, Albuquerque, Valdonel, Plinio e Eduardo, pela amizade e todos os bons momentos em que passamos juntos. Contudo, não poderia esquecer-se de mencionar minha grande amiga Rosa Cristhyna, pela amizade, carinho e cuidado não só comigo, mas com todos os membros do LMA, além do meu grande amigo Lázaro pela ajuda e apoio nos momentos difíceis.

Ao Gregório da Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil pelo fornecimento de material para enriquecimento deste trabalho, a Rede de Modelagem e Observação Oceanográfica (REMO) pela oportunidade dada nos últimos três anos para o meu crescimento profissional e também a Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) pelo fornecimento dos dados necessários para realização deste estudo.

Enfim, a todos que de uma maneira ou de outra, mesmo sem querer, contribuíram para que essa etapa tão importante da minha vida fosse finalizada com sucesso.

**MUITO OBRIGADO POR TUDO E SEREI ETERNAMENTE GRATO A TODOS!!!**

Resumo da Dissertação apresentada ao PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M. Sc.).

## ESTIMATIVA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR VIA ESTIMADOR ÓTIMO UTILIZANDO DADOS DO SENSOR AVHRR/NOAA-18

Antônio do Nascimento Oliveira

Dezembro / 2013

Orientadores: Prof. Gutemberg Borges França

Prof. Leonardo de Faria Peres

Programa de Pós-graduação em Meteorologia

Neste trabalho é apresentado o algoritmo denominado Estimador Ótimo (EO), para estimativa da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) sobre a região tropical do Oceano Atlântico Sul, realizado a partir de medidas do infravermelho termal proveniente de observações do sensor *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) a bordo do satélite polar NOAA-18. O EO requer como condição de entrada valores de Temperatura de Brilho (TB) simulados por um modelo de transferência radiativa (RTTOV9) e valores de TB observados por satélite, respectivamente, como parte do processo de estimativa da TSM, além de perfis atmosféricos de temperatura, umidade e um conhecimento a priori da TSM para melhor caracterização do estado prévio da atmosfera e oceano local. As análises estatísticas realizadas entre os valores de TSM estimadas pelo EO e observada pelas boias do PIRATA mostraram um bom desempenho do algoritmo proposto para as quatro boias analisadas, com valores de REMQ variando entre 0,44 a 0,55K. Os valores do coeficiente de correlação se mostraram elevados, com máximo de 0,96 sobre a boia localizada em 19°S e 34°W, mostrando uma boa relação linear entre as duas bases de dados analisadas (previsto versus observado), além de um desvio médio entre -0,43 a 0,14K. Adicionalmente, notou-se uma maior sensibilidade do EO quanto à variabilidade do Total da Coluna de Vapor da Água (TCVD) (RMSE=1,26K), em comparação as variações do

conhecimento prévio da TSM (RMSE=0,32K). Em geral, o método proposto mostrou ser um algoritmo promissor para recuperação dos valores de TSM sobre a região do oceano Atlântico Tropical, apresentando resultados consistentes, com variabilidade ao longo do tempo da TSM similar ao observado pelas boias.

**Palavras-chave:** Temperatura da Superfície do Mar, Sensoriamento Remoto e Estimador Ótimo

Abstract of Dissertation presented to PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

ESTIMATION OF SEA SURFACE TEMPERATURE THROUGH APPLICATION  
OF OPTIMAL ESTIMATION USING AVHRR/NOAA-18 SENSOR DATA

Antônio do Nascimento Oliveira

December/2013

Advisors: Prof. Gutemberg Borges França  
Prof. Leonardo de Faria Peres

Department: Meteorology

This work presents the algorithm called Optimal Estimation (OE), for valuation of Sea Surface Temperature (SST) over the tropical area of the South Atlantic Ocean, performed from measurements of thermal infrared proceeding from observations of the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) sensor aboard polar satellite NOAA-18. The OE requires as an input condition values of Brightness Temperature (BT) simulated by radiative transfer model (RTTOV9) and observed by satellite, respectively, as part of the estimation process of the SST, besides atmospheric profiles of temperature and humidity and a priori knowledge of SST to better characterize the state of local atmosphere and ocean. The statistical analysis between the SST values calculated by OE and the ones measured by PIRATA buoys showed a good performance of the proposed algorithm on the four buoys evaluated, obtaining RMSE values between 0.44 to 0.55 K. The correlation coefficient values were quite high, with a maximum value of 0.96 to the buoy 19°S and 34°W, indicating a good linear connection between both databases analyzed (predicted versus observed), besides an average deviation between -0.43 to 0.14 K. It was also observed a greater sensibility of the OE in respect to the variability of Total Column Water Vapor (TCVD) (RMSE=1,26K), compared with variations of prior knowledge of TSM (RMSE = 0.32 K). In general terms, the proposed method proved to be a very promising tool for



obtaining the SST values on the Brazilian coast, showing consistent results with variability over time similar to that observed by buoys.

**Keywords:** Sea Surface Temperature, Remote Sensing and Optiomal Estimation

## SUMÁRIO

	<b>Pag.</b>
<b>LISTA DE FIGURAS.....</b>	<b>xii</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>xiv</b>
<b>LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES.....</b>	<b>xv</b>
<b>LISTA DE SÍMBOLOS.....</b>	<b>xvii</b>
<b>CAPÍTULO 1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>01</b>
1.1 ASPECTOS GERAIS.....	01
1.2 JUSTIFICATIVAS.....	06
1.3 OBJETIVO E ORGANIZAÇÃO.....	07
<b>CAPÍTULO 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....</b>	<b>08</b>
2.1. DEFINIÇÃO DE SENSORIAMENTO REMOTO.....	08
2.2. PRÍNCÍPIOS FÍSICOS: GRANDEZAS RADIOMÉTRICAS.....	09
2.3. RADIAÇÃO DE UM CORPO NEGRO.....	14
2.4. INTERAÇÃO DA RADIAÇÃO ELETROMAGNÉTICA COM A ATMOSFERA.....	17
2.5. SOLUÇÃO DA EQUAÇÃO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA.....	20
<b>CAPÍTULO 3. METODOLOGIA.....</b>	<b>29</b>
3.1. ESTIMADOR ÓTIMO (EO).....	37
<b>CAPÍTULO 4. RESULTADOS.....</b>	<b>47</b>
4.1. ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO EO.....	51
4.2. TESTE SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL UTILIZANDO DADOS DO AVHRR.....	53
<b>CAPÍTULO 5. CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....</b>	<b>63</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>66</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>FIGURA 1.1:</b> EXEMPLO DE FEIÇÕES OCEANOGRÁFICAS ENCONTRADAS NAS IMAGENS DE TSM: VÓRTICES (1), FRENTES TÉRMICAS (2) E MEANDROS (3).....	03
<b>FIGURA 2.1:</b> PRINCÍPIO BÁSICO DO SENSORIAMENTO REMOTO. ....	09
<b>FIGURA 2.2:</b> DIREÇÃO DE PROPAGAÇÃO DE UMA ONDA ELETROMAGNÉTICA.....	10
<b>FIGURA 2.3:</b> TRANSMITÂNCIA DA ATMOSFERA.....	18
<b>FIGURA 2.4:</b> RADIÂNCIA TERMAL DETECTADA PELO SENSOR DO SATÉLITE SEM CONSIDERAR ATMOSFERA E AS CARACTERÍSTICAS DA SUPERFÍCIE.....	21
<b>FIGURA 2.5:</b> RADIÂNCIA TERMAL DETECTADA PELO SENSOR DO SATÉLITE CONSIDERANDO ATMOSFERA E AS CARACTERÍSTICAS DA SUPERFÍCIE.....	23
<b>FIGURA 3.1:</b> FLUXOGRAMA DOS PASSOS METODOLÓGICOS.....	29
<b>FIGURA 3.2:</b> PERFIL ATMOSFÉRICO DE TEMPERATURA [°C] (A) E UMIDADE [PPMV] (B) DO NOAA-18 EM 19°S E 34°W. ....	30
<b>FIGURA 3.3:</b> LOCALIZAÇÃO DAS BOIA DO PROJETO PIRATA. ....	33
<b>FIGURA 4.1:</b> VARIAÇÃO DE $TB_{4A}$ (A) E $TB_{5A}$ (B) EM RELAÇÃO $TSM_A$ .....	50
<b>FIGURA 4.2:</b> VARIAÇÃO DE $TB_{4A}$ (A) E $TB_{5A}$ (B) EM RELAÇÃO $TCVD_A$ .....	51
<b>FIGURA 4.3:</b> EVOLUÇÃO TEMPORAL DA $TSM_{EO}$ VERSUS $TSM_{OBS}$ MEDIDO PELA BOIA 0°N 35°W DURANTE O PERÍODO DE FEVEREIRO A SETEMBRO DE 2011 (A) E DIFERENÇA ENTRE $TSM_{OBS}$ E $TSM_{EO}$ (B).....	58

**FIGURA 4.4:** EVOLUÇÃO TEMPORAL DA  $TSM_{EO}$  VERSUS  $TSM_{OBS}$  MEDIDO PELA BOIA 8°S 30°W DURANTE O PERÍODO DE FEVEREIRO A SETEMBRO DE 2011 (A) E DIFERENÇA ENTRE  $TSM_{OBS}$  E  $TSM_{EO}$  (B)..... 59

**FIGURA 4.5:** EVOLUÇÃO TEMPORAL DA  $TSM_{EO}$  VERSUS  $TSM_{OBS}$  MEDIDO PELA BOIA 14°S 32°W DURANTE O PERÍODO DE FEVEREIRO A SETEMBRO DE 2011 (A) E DIFERENÇA ENTRE  $TSM_{OBS}$  E  $TSM_{EO}$  (B)..... 61

**FIGURA 4.6:** EVOLUÇÃO TEMPORAL DA  $TSM_{EO}$  VERSUS  $TSM_{OBS}$  MEDIDO PELA BOIA 19°S 34°W DURANTE O PERÍODO DE FEVEREIRO A SETEMBRO DE 2011 (A) E DIFERENÇA ENTRE  $TSM_{OBS}$  E  $TSM_{EO}$  (B)..... 62

## LISTA DE TABELAS

<b>TABELA 2.1:</b> REGIÕES DO ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO .....	11
<b>TABELA 3.1:</b> TOTAL DE PERFIS ATMOSFÉRICOS SELECIONADOS EM CONDIÇÃO DE CÉU CLARO. ....	34
<b>TABELA 3.2:</b> TOTAL DE PERFIS ATMOSFÉRICOS UTILIZADOS NO RTTOV9.....	34
<b>TABELA 3.3:</b> PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DO SENSOR AVHRR.....	40
<b>TABELA 4.1:</b> INCERTEZAS ASSUMIDAS NOS VALORES DA $TSM_A$ (°C).....	48
<b>TABELA 4.2:</b> INCERTEZAS ASSUMIDAS NOS VALORES DE $W_A$ (PPMV).....	48
<b>TABELA 4.3:</b> RESUMO ESTATÍSTICO DOS RESULTADOS OBTIDOS A PARTIR DA ANÁLISE DE SENSIBILIDADE APLICADA NO MÉTODO DE ESTIMATIVA ÓTIMA.....	52
<b>TABELA 4.4:</b> AMOSTRA DOS DADOS UTILIZADOS NA COMPARAÇÃO ENTRE $TSM_{OBS}(K)$ NA BOIA 19°S E 34°W E $TSM_{EO}$ (K).....	55
<b>TABELA 4.5:</b> RESUMO ESTATÍSTICO DA COMPARAÇÃO ENTRE OS VALORES DE TSM DO EO E TSM OBSERVADA PELAS AS BOIAS FUNDEADAS DO PIRATA.....	56

## **LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES**

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

IVT – Infravermelho termal

PNT - Previsão Numérica do Tempo

TSC - Temperatura da Superfície Continental

AVHRR - Advanced Very High Resolution Radiometer

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration

MCSST - Multi-Channel Sea Surface Temperature

NLSST - Non-Linear Sea Surface Temperature

EO - Estimador Ótimo

E - Onda elétrica

H - Onda magnética

REM – Radiação eletromagnética

PIRATA - Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic

PMEL - Pacific Marine Environmental Laboratory

ATOVS - Advanced TIROS Operational Vertical

DSA - Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais

CPTEC - Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

UTC - Universal Time Coordinated

GrADS - Grid Analysis and Display System

MTR - Modelo de Transferência Radiativa

RTTOV9 - Radiative Transfer model for TOVS

HIRS - High-resolution Infra-red Radiation Sounder

MSU - Microwave Sounding Unit

ICI - Inversion Coupled with Imager

CMS - Centre de Météorologie Spatiale

TB - Temperatura de Brilho

ETR – Equação de Transferência Radiativa

REMQ – Raiz do Erro Médio Quadrático

DM - Desvio Médio

R – Coeficiente de correlação

R<sup>2</sup> – Coeficiente de determinação

DP – Desvio Padrão

GOES - Geostationary Satellite system

INSAT - Indian National Satellite System

MSG - Meteosat Second Generation

## LISTA DE SÍMBOLOS

$\lambda$  - comprimento de onda em metros

$T$  - período da onda

$c$  - velocidade da luz no vácuo

$\nu$  - frequência de onda

$Q$  - energia de um fóton

$h$  - constante de Planck

$\nu$  - frequência de onda

$dQ_\lambda$  - energia radiante

$L_\lambda$  - intensidade de radiação ou radiância

$\theta$  - ângulo teta

$dA$  - elemento de área

$\Omega$  - ângulo sólido

$L_\lambda$  - radiância ou intensidade de radiação

$F_\lambda$  - densidade de fluxo monocromático ou irradiância monocromático

$F$  - densidade de fluxo total ou irradiância total

$f$  - fluxo total ou potência radiante

$k$  - constante de Boltzmann

$T$  - temperatura do corpo negro

$T_s$  - temperatura real da superfície

$T_a$  - temperatura da atmosfera

$T_j$  - temperatura de brilho do sensor do satélite num dado canal  $j$



$\mathcal{E}$  - emissividade do corpo

$\sigma$  - constante de Stefan-Boltzmann

$\lambda_{\max}$  - comprimento de onda de máxima

$C_{wien}$  - constante de proporcionalidade de Wien

$a_{\lambda}$  - absorptância espectral

$F_{\lambda a}$  - irradiância monocromática absorvida pelo meio

$F_{\lambda i}$  - irradiância monocromática incidente

$\mathcal{E}_s$  - emissividade da superfície do mar

$\mathcal{E}_a$  - emissividade da atmosfera

$\tau_a$  - transmitância da atmosfera

$L_{\uparrow}$  - radiância ascendente emitida pela atmosfera e registrada pelo satélite

$L_{\downarrow}$  - radiância descendente emitida pela atmosfera sobre a superfície

$\rho_s$  - reflectividade da superfície do mar

$K$  - coeficiente de absorção

$W$  - função do conteúdo de vapor d'água atmosférico

$\gamma_1$  e  $\gamma_2$  - constantes

$a_0, a_1, b_0, b_1$  e  $b_2$  - constantes globais obtidos por meio de regressão linear

$x_a$  - perfil atmosférico de temperatura a priori

$w_a$  - perfil atmosférico de umidade a priori

$TCDV_a$  - Total da Coluna de Vapor de água

$TSM_a$  - conhecimento prévio da temperatura da superfície do mar

$M_{ar seco}$  - massa molar do ar seco igual

$M_{H_2O}$  - massa molar do vapor da água

$L^{sn}$  - radiância no topo da atmosfera para condições de céu sem nebulosidade

$L^{cn}$  - radiância no topo da atmosfera para condições de céu com nebulosidade

$Y_a$  - temperatura de brilho simulado pelo RTTOV9

$Y_o$  - temperatura de brilho observado pelo satélite

$Z(x_e)$  - vetor de estado reduzido estimado

$TSM_{EO}$  - Temperatura da Superfície do Mar estimada pelo EO

$TCVD_{EO}$  - Total da Coluna de Vapor de água estimado pelo EO

$Z(x_a)$  - vetor de estado reduzido a priori

$TSM_a$  - conhecimento prévio da Temperatura da Superfície do Mar

$TCVD_a$  - conhecimento prévio do Total da Coluna de Vapor de água

$K_{EO}$  - matriz de sensibilidade de  $TB4_a$  e  $TB5_a$  simulado pelo RTTOV9

$S_a$  - matriz de covariância do erro do conhecimento prévio da  $TSM_a$  e  $TCVD_a$

$S_\varepsilon$  - matriz de covariância do erro dos erros de  $Y_a$  e  $Y_o$

$TB4_a$  e  $TB5_a$  - temperatura de brilho nos canais 4 e 5 do AVHRR simulado pelo RTTOV

$TCVD4_a$  e  $TCVD5_a$  - total da Coluna de Vapor de água nos canais 4 e 5 do AVHRR simulado pelo RTTOV

$e_4$  e  $e_5$  - combinação dos erros de  $Y_a$  e  $Y_o$

$e_{TSM_a}$  e  $e_{TCVD_a}$  - erros da  $TSM_a$  e  $TCVD_a$

$Z(x_a)$  - vetor de estado reduzido do conhecimento a priori da TSM e TCVD

$p_i$  - valor estimado da TSM

$O_i$  - valor observado da TSM

# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

### 1.1 - ASPECTOS GERAIS

A Temperatura da Superfície do Mar (TSM) é uma propriedade física do oceano de primordial importância. Ela desempenha um papel dominante para um grande número de processos que controlam o transporte de calor entre diferentes regiões da Terra e principalmente entre o oceano e a atmosfera terrestre, além de influenciar os diversos ecossistemas marinhos (BARTON, 1995). A diferença de temperatura observada entre a superfície dos oceanos e a atmosfera representa um papel relevante no controle do clima global e regional, bem como, na determinação das condições sinóticas em várias regiões do globo.

Atualmente, a distribuição irregular das observações convencionais da TSM feitas por navios oceanográficos e boia (deriva e fixas), constitui um problema no delineamento e monitoramento da temperatura da superfície dos oceanos. Isto frequentemente resulta em grandes regiões com falhas de observação, particularmente nos trópicos e no Hemisfério Sul. O uso crescente de boias ancoradas e de deriva ainda representa uma tímida contribuição para a melhoria dessa situação. Outra desvantagem desse tipo de observação deve-se também, ao fato da baixa mobilidade das plataformas flutuantes e também às grandes escalas temporais necessárias para uma coleta sistemática de dados em grandes áreas no oceano.

Dentro desta perspectiva, a estimativa da TSM através do sensoriamento remoto tornou-se cada vez mais atraente, tendo em vista a possibilidade do monitoramento contínuo de extensas áreas ou até mesmo de toda região do globo, por meio da junção de vários sensores orbitais a bordos dos diferentes satélites meteorológicos, nos quais fornecem informações com grande regularidade, reduzido espaço de tempo e também com alta resolução

espacial e radiométrica<sup>1</sup>, devido principalmente ao avanço tecnológico dos inúmeros sensores remotos recém-lançados, que produzem informações cada vez mais precisas.

Muitas das plataformas orbitais lançadas recentemente levam a bordo diversos sensores com características distintas e essa tendência deve persistir nos próximos anos. Esse salto tecnológico também impulsionou o desenvolvimento de sensores que operam na banda espectral do infravermelho termal (IVT) dentro da janela atmosférica entre 8 e 12 $\mu$ m, os quais são extremamente importantes pela característica singular de seus dados e pelo elevado leque de aplicações que proporcionam. Hoje em dia, esses sensores já possuem resoluções espaciais e espectrais que permitem a investigação de importantes processos térmicos de escala local, que ocorrem em ambientes marinhos e zonas costeiras, tais como as ressurgências, os vórtices de mesoescala e as plumas termais decorrentes da poluição e despejo de água de rios na região costeira, entre outros.

As identificações desses processos dinâmicos que ocorrem no interior dos oceanos são importantes elementos na área de modelagem oceânica e estudos voltados ao meio ambiente marinho, além de fornecer informações relevantes para o auxílio às operações *offshore*. A figura 1.1 mostra alguns exemplos de feições oceanográficas que podem ser observadas nas imagens de TSM geradas por meio de sensores remotos, além de permitir a identificação de regiões com águas mais aquecidas e menos aquecidas, ilustrando o gradiente horizontal de temperatura presente em várias regiões do globo. Segundo MERCHANT *et al.* (2008), os dados de TSM obtidos por sensoriamento remoto são informações de suma importância, principalmente no sistema de observação global, Previsão Numérica do Tempo (PNT) e monitoramento climático.

---

<sup>1</sup> Representa a sensibilidade do sensor remoto em detectar os diferentes níveis de intensidade de radiação

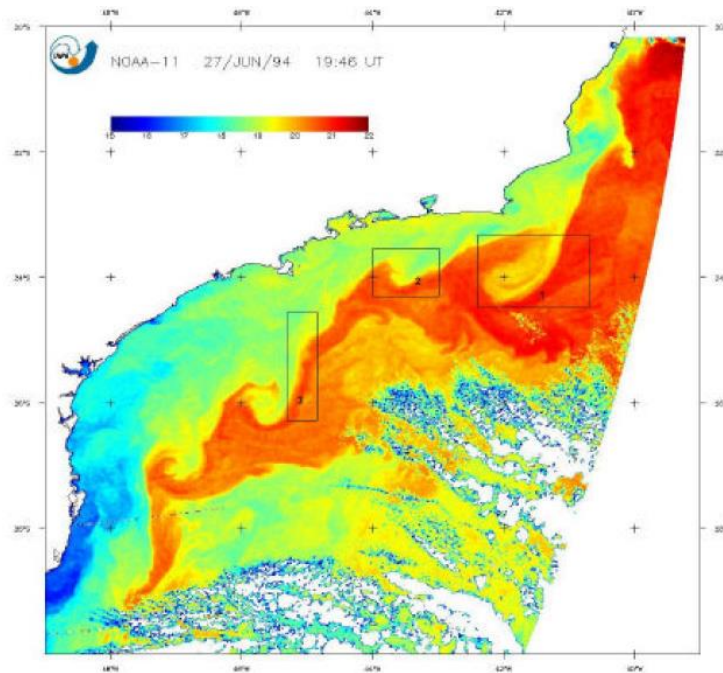


Figura 1.1: Exemplo de feições oceanográficas encontradas nas imagens de TSM: vórtices (1), frentes térmicas (2) e meandros (3).  
Fonte: NETO (2004).

As medidas de TSM são também utilizadas no processo de assimilação de dados nos diferentes modelos de área limitada (modelos de PNT e oceanográficos), bem como, nos vários modelos de circulação global, para o fornecimento de previsões mais refinadas e conseqüentemente, melhorando a compreensão da dinâmica dos oceanos como da atmosfera terrestre. Por esse motivo, uma TSM de qualidade vem sendo cada vez mais exigida pela comunidade científica, que busca medidas precisas e menos ruidosas. Para isso, demanda-se um maior aperfeiçoamento dos diferentes algoritmos de estimativa da TSM, baseados em medidas radiométricas, além da busca crescente de melhores sensores orbitais com menor imprecisão instrumental, além de um melhor entendimento dos diferentes processos atmosféricos responsáveis pela atenuação da energia recebida pelo sensor remoto a bordo dos diferentes satélites meteo-oceanográficos.

Embora existam inúmeras vantagens nos dados de TSM obtidos por sensoriamento remoto, algumas limitações devem ser levadas em consideração, a saber:

- A fração de cobertura de nuvens é responsável pelo bloqueio total ou parcial da energia termal no percurso entre a superfície do mar até os sensores orbitais, principalmente para aqueles que operam na janela atmosférica entre 8 e 12 $\mu$ m. COAKLEY e BRETHERTON (1982), LILJAS (1987), FRANCA e CRACKNELL (1995) entre outros desenvolveram técnicas de mascaramento de nuvens, visando a remoção dos dados contaminados por nuvens no processo de estimativa da TSM;
- Além disso, é necessário conhecer a emissividade da superfície e corrigir o sinal devido às perturbações criadas pela atmosfera (absorção, e emissão da atmosfera) ao longo do caminho percorrido pela energia radiante desde a superfície até o sensor. A emissividade da superfície representa a eficiência da superfície (corpo real ou cinza) em emitir radiação em relação ao corpo negro, ou seja, é definida em termos gerais como a razão entre a emissão de um corpo cinza e a emissão de um corpo negro. Este parâmetro representa um papel importante na precisão da estimativa da Temperatura da Superfície Continental (TSC) via medidas indiretas, tendo em vista a não homogeneidade da superfície (PERES & DACAMARA, 2004). Na banda do infravermelho, a emissividade dos oceanos assume valor igual a 0,98 ou 0,99 devido a sua homogeneidade, variando pouco com o comprimento de onda entre 3 e 14  $\mu$ m (faixa de operação dos sensores no infravermelho) (SOUZA, 2004). Portanto, o oceano se comporta quase como um corpo negro ideal para esta faixa de comprimento de onda.
- O vapor d'água é o principal atenuador da energia termal emitida pela superfície do mar (área do pixel do satélite) cuja energia é convoluída nas bandas espectrais dos radiômetros a bordo das plataformas orbitais. É sabido que a concentração do vapor d'água da coluna da atmosférica é altamente variável no tempo e espaço. Desta forma, o vapor d'água é o principal problema a ser resolvido no processo de estimativa da TSM via dados de sensoriamento remoto (PRABHAKARA *et al*, 1974).

Na década de 70, radiômetros operando no infravermelho a bordo de satélites, passaram a ser usados para estimar a temperatura da superfície dos oceanos de forma sinótica. Os primeiros sensores utilizados para aplicações oceanográficas voaram a bordo dos satélites meteorológicos geoestacionários (MSG, GOES, INSAT) e também dos satélites de órbita polar da série NOAA (NOAAs 2, 3, 4 e 5), que possuíam dois radiômetros distintos: o radiômetro de varredura e o radiômetro de resolução muito alta. Estes sensores apresentavam apenas dois canais: um no visível e outro no infravermelho termal, centrado em  $11\mu\text{m}$ . Segundo BARBIERI *et al.* (1983), os algoritmos usados para extrair a TSM dos dados obtidos por estes sensores sofriam de algumas deficiências tais como: nuvens no campo de visada, correção inadequada para os constituintes atmosféricos e a incapacidade de perceber variações na umidade em baixas latitudes.

Em 1978, iniciou-se uma nova geração de satélites meteorológicos de órbita polar, com o lançamento do satélite TIROS-N, que carregava o radiômetro avançado de resolução muito alta -AVHRR. Este sensor possuía um canal termal adicional, centrado em  $3,7\mu\text{m}$ , o que possibilitou o uso de uma técnica de absorção diferenciada da radiação (devida à atenuação pelo vapor d'água) para a correção atmosférica. Esta técnica estava restrita apenas para uso noturno, uma vez que este novo canal, devido ao seu curto comprimento de onda, incluía uma porcentagem significativa de radiação solar refletida durante o dia.

Em 1981 tornou-se disponível um novo radiômetro infravermelho de cinco bandas (AVHRR-II), através da incorporação de mais uma banda termal na janela atmosférica de  $10-12\mu\text{m}$ . Com o uso da técnica de absorção diferenciada, este sensor, que operou nos satélites NOAAs 7, 9 e 11 e atualmente opera nos satélites NOAA 18 e NOAA 19, possibilitou uma correção mais acurada para a presença de vapor d'água na atmosfera, inclusive nas imagens diurnas. A partir da década de 80, utilizando-se os dados infravermelhos do sensor AVHRR-II, obtiveram-se estimativas da TSM de forma repetida e consistente para os oceanos. Baseado no método de correção



atmosférica multicanal (MCSST), foram e são desenvolvidos constantemente algoritmos para determinação da TSM.

## 1.2 - JUSTIFICATIVA

Atualmente, os algoritmos usualmente utilizados na estimativa da TSM são *multi-channel* (MCSST) e *non-linear* (NLSST) (MCCLAIN *et al.*, 1985). Esses algoritmos utilizam em suas equações bases um conjunto de coeficientes globais derivados através da regressão linear entre os dados de temperatura de brilho medido pelo sensor do satélite nos diferentes canais termais e as medidas *in situ* da TSM extraído de medidas convencionais espalhadas sobre os oceanos. No entanto, tais coeficientes são amplamente afetados pela variação geográfica que, nesse caso, se traduz em um viés regional e local da TSM estimada. Em 1999, WAN mostrou que um bom algoritmo de estimativa da TSM depende de alguns fatores, como: i) uma boa avaliação prévia dos efeitos da atmosfera; ii) uma boa estimativa da emissividade; iii) qualidade do sensor remoto utilizado, incluindo a estabilidade da função resposta espectral e uma boa resolução radiométrica.

COLL *et al.* (1993), ressaltam a importância do desenvolvimento de algoritmos regionais para a correção atmosférica na determinação da TSM, uma vez que a absorção causada pelos constituintes atmosféricos (vapor d'água, aerossóis, ozônio etc.) varia temporalmente e espacialmente a nível regional. A absorção por estes constituintes, além de introduzir um desvio no valor absoluto da temperatura da superfície do mar, provoca um efeito nos gradientes horizontais de temperatura, de modo que os gradientes reais são reduzidos por um fator proporcional à transmitância atmosférica.

Trabalhos, como de MERCHANT *et al.* (2006) e (2008), mostraram que a utilização de perfis atmosféricos obtidos no local podem contribuir positivamente para minimização dos erros regionais da TSM e, particularmente, a redução do viés local, possibilitando o fornecimento de medidas mais precisas, embora seu custo computacional seja um pouco maior em

comparação os métodos que utilizam regressão, devido a necessidade do uso de um MTR durante o processo de recuperação dos valores da TSM.

### 1.3 - OBJETIVO E ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO

Tendo por base estes fatos e considerando a necessidade constante de se aprimorar as estimativas de TSM por satélite, testou-se neste trabalho o algoritmo regional denominado Estimador Ótimo (EO) (MERCHANT *et al.*, 2006) sobre a região tropical do Oceano Atlântico Sul, com uso de dados de temperatura de brilho do sensor AVHRR e perfis atmosféricos de temperatura e umidade do ATOVS (*Advanced TIROS Operational Vertical*), ambos do satélite polar NOAA-18. A partir dos resultados, uma comparação estatística entre os diferentes valores de TSM estimados pelo EO e as medidas reais se faz necessário para avaliar o desempenho do algoritmo proposto.

O presente trabalho foi estruturado da seguinte forma:

No capítulo 2 é apresentada a fundamentação teórica acerca dos princípios relacionados ao tema proposto, além de uma breve revisão bibliográfica da evolução da estimativa da TSM por meio de medidas indiretas e suas limitações.

O capítulo 3 trata da metodologia aplicada no presente trabalho, incluindo a descrição do modelo de transferência radiativa utilizado, bem como, o método de estimativa da TSM proposto, as diferentes fontes de dados utilizadas e por fim o procedimento adotado para avaliação dos resultados alcançados.

No capítulo 4 são apresentadas as análises dos resultados obtidos.

No capítulo 5 abrange as conclusões e sugestões para trabalhos futuros.

## **CAPÍTULO 2**

### **FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA**

Neste capítulo será apresentada uma breve revisão acerca dos princípios teóricos relacionados ao tema proposto neste trabalho. Inicialmente serão abordadas algumas definições importantes, utilizadas na área de sensoriamento remoto, além do equacionamento básico da radiação do corpo negro, interação da eletromagnética com a atmosfera, solução da equação de transferência radiativa e uma breve descrição dos principais algoritmos utilizados na estimativa da TSM, bem como, suas limitações.

#### **2.1 - DEFINIÇÃO DE SENSORIAMENTO REMOTO**

O Sensoriamento Remoto (SR) pode ser entendido como um conjunto de atividades que permite a obtenção de informações dos objetos que compõem a superfície terrestre sem a necessidade de contato direto com os mesmos. Estas atividades envolvem a detecção, aquisição e análise (interpretação e extração de informações) da energia eletromagnética emitida ou refletida pelos objetos terrestres e registradas por sensores remotos. A energia eletromagnética utilizada na obtenção dos dados por sensoriamento remoto é também denominada de radiação eletromagnética (figura 2.1). A saída de um sistema de sensoriamento remoto é, geralmente, uma imagem representando o objeto sendo observado. A forma como a informação (imagem) aparece depende da fonte de radiação eletromagnética do objeto e da interação desta radiação com o meio de propagação (atmosfera) (SOUZA, 2004).

O Sol e a Terra são as duas principais fontes naturais de energia eletromagnética utilizadas no SR da superfície terrestre. A energia eletromagnética não precisa de um meio material para se propagar sendo

definida como uma energia que se move na forma de ondas eletromagnéticas à velocidade da luz ( $c = 3 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$ , onde "c" é a velocidade da luz.).



Figura 2.1: Princípio básico do sensoriamento remoto.

## 2.2 - PRINCÍPIOS FÍSICOS: GRANDEZAS RADIOMÉTICAS

Em SR, a quantidade e qualidade da energia eletromagnética refletida e emitida pelos objetos terrestres resultam das interações entre a energia eletromagnética e estes objetos. Essas interações são determinadas pelas propriedades físico-químicas e biológicas desses objetos e podem ser identificadas nas imagens e nos dados de sensores remotos. Portanto, a energia eletromagnética é descrita como uma onda eletromagnética, que possui duas componentes, sendo uma onda elétrica (E) e uma onda magnética (H), que são geradas pela oscilação da própria partícula, sendo ambas de forma senoidal perpendicular à direção de propagação (LILLESAND e KIEFER, 1987), conforme equação 2.1:

$$\lambda = T \cdot c \quad (2.1)$$

Onde:

$\lambda$  = comprimento de onda em metros [m]

$T$  = período da onda em segundos [s]

$c$  = velocidade da luz em metros por segundo [ $\text{ms}^{-1}$ ]

As ondas eletromagnéticas também podem ser expressas em função da frequência de onda ( $\nu$ ), o qual representa o número de picos passando por um ponto fixo no espaço por unidade de tempo. Por exemplo, uma onda que envia uma crista a cada segundo (completando um ciclo) tem a frequência de 1 hertz (hz). Conforme equação 2.2, a seguir:

$$\nu = \frac{c}{\lambda} \quad (2.2)$$

A figura 2.2 ilustra o comportamento de uma onda eletromagnética, propagando numa dada direção.

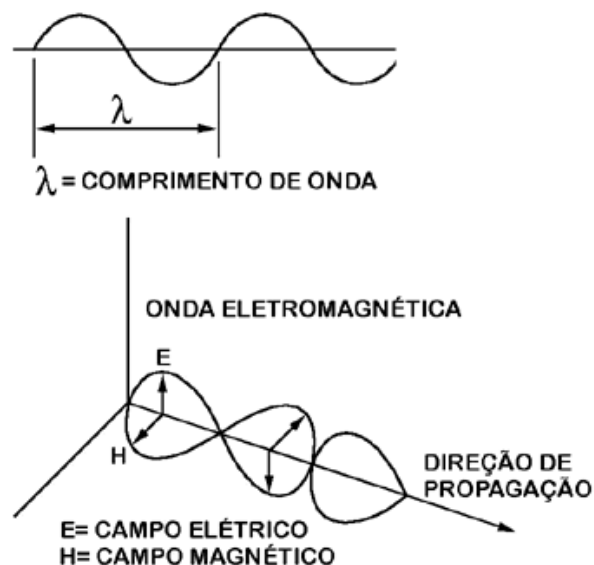


Figura 2.2: Direção de propagação de uma onda eletromagnética.  
Fonte: <http://www.fernando.tavares.nom.br/astrofotografia/fisica.htm>

Em sensoriamento remoto, dependendo da região do espectro, é comum caracterizar uma onda eletromagnética pelo comprimento de onda dentro do espectro eletromagnético. As diferentes regiões do espectro, classificadas pela maneira como a radiação é detectada ou gerada, são apresentadas na tabela 2.1.

Tabela 2.1: Regiões do espectro eletromagnético.

Regiões do espectro	Comprimento de onda	Característica
Raios Gama	$10^{-6}$ nm a 1nm	Fortemente absorvida pela atmosfera superior.
Raios X	1nm a 10nm	Fortemente absorvida pela atmosfera superior.
Ultravioleta	10nm a 400nm	Sofre forte absorção pelo ozônio estratosférico.
Visível	400nm a 700nm	Região visível ao olho humano.
Infravermelho	750nm a 1mm	Região de emissão da energia termal, sendo dividida pelas bandas de absorção.
Microondas	1mm a 100mm	Região de operação dos radares. Pouco atenuado pelas nuvens.
Radio e televisão	> 100mm	Região de comprimento de onda mais longo.

De acordo com LIOU(1980) e LILLESAND *et al.*(1987), a energia eletromagnética também pode ser descrita em termos de energia radiante. Neste caso, a energia carregada por um fóton é proporcional a frequência da onda, de acordo com a equação 2.3.

$$Q = h.\nu \quad (2.3)$$

Onde:

$Q$  = energia de um fóton em Joule [J]

$h$  = constante de Planck ( $6,626 \times 10^{-34}$  J/s)

$\nu$  = frequência de onda [ $s^{-1}$ ]

Substituindo a equação 2.3 na equação 2.2, obtém-se o modelo da onda para o comportamento da energia eletromagnética (equação 2.4):

$$Q = h \cdot \frac{c}{\lambda} \quad (2.4)$$

A equação 2.4 mostra que a energia é inversamente proporcional ao comprimento de onda, ou seja, quanto maior o comprimento de onda, menor será a energia nele contida.

Quando se analisa o campo de radiação, exige-se considerar uma quantidade elementar de energia radiante  $dQ_\lambda$  (Joules), dentro de um intervalo de comprimento de onda  $(\lambda, \lambda + d\lambda)$  que atravessa um elemento de área  $dA$ , direcionado para um elemento de ângulo sólido  $d\Omega$  (em esferoradianos) num dado instante de tempo  $dt$  (segundos). Esta energia pode ser representada em função da radiância ou intensidade de radiação  $L_\lambda$ , conforme formulado na equação 2.5.

$$dQ_\lambda = L_\lambda \cos \theta dA d\Omega d\lambda dt \quad (2.5)$$

Onde:

$dQ_\lambda$  = energia radiante em Joules (J)

$L_\lambda$  = intensidade de radiação ou radiância [ $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$ ]

$dA$  = elemento de área [ $m^2$ ]. Corresponde a área efetiva que está sendo interceptada pela energia radiante.

$\theta$  = ângulo formado entre a normal e  $dA$  [graus]

$\Omega$  = ângulo sólido ( $\Omega$ ) em esterorradiano [sr]. Por definição, é a razão entre a área delimitada na superfície esférica e o raio da esfera ao quadrado, ou seja,  $\Omega = A/r^2$ .

Desse modo, a equação 2.5 pode ser reescrita da seguinte forma:

$$L_\lambda = \frac{dQ_\lambda}{\cos \theta dA d\Omega d\lambda dt} \quad (2.6)$$

Se  $L_\lambda$  for integrado sobre o hemisfério, tem-se o que chamamos de densidade de fluxo monocromático ou irradiância monocromático  $F_\lambda$ .

$$F_\lambda = \int_{\Omega} L_\lambda \cos \theta d\Omega \quad (2.7)$$

Onde:

$F_\lambda$  = densidade de fluxo ou irradiância em [ $W.m^{-2}.\mu m^{-1}$ ]

Do mesmo modo, substituindo-se o ângulo sólido  $d\Omega$  da equação 2.7 por  $\sin \theta d\theta d\phi$ , tem-se:

$$F_\lambda = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L_\lambda \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi \quad (2.8)$$

Assim, resolvendo a equação 2.8 e considerando a radiância isentrópica, ou seja, independente da direção, a densidade de fluxo monocromático torna-se:



$$F_{\lambda} = \pi L_{\lambda} \quad (2.9)$$

Ainda assim, se integrarmos a irradiância monocromática para todos os comprimentos de ondas, tem-se a densidade de fluxo total de energia radiante, como sendo igual a:

$$F = \int_0^{\infty} F_{\lambda} d\lambda \quad (2.10)$$

Onde:

$F$  = densidade de fluxo total ou irradiância total em  $[\text{W.m}^{-2}]$

Por fim, se  $F$  for integrado em função da área, temos a quantificação do fluxo total.

$$f = \int_A F dA \quad (2.11)$$

Onde:

$f$  = fluxo total ou potência radiante em watt  $[\text{Js}^{-1}]$

### 2.3 - RADIAÇÃO DE UM CORPO NEGRO

Por definição, um corpo negro é um objeto capaz de absorver e emitir toda a energia que nele incide. Com um coeficiente de emissividade igual a um, a energia emitida será função apenas de sua temperatura de acordo com a lei de Planck (LIOU, 1980).

$$L_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 (e^{hc/k\lambda T} - 1)} \quad (2.12)$$

Onde:

$L_{\lambda}(T)$  = intensidade de radiação monocromática [ $\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ ]

$c$  = velocidade da luz igual a  $3 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$

$h$  = constante de Planck igual a  $6,625 \times 10^{-34} \text{ Js}$  ou  $\text{Ws}^2$

$k$  = constante de Boltzmann igual a  $1,38 \times 10^{-23} \text{ JK}^{-1}$

$T$  = temperatura do corpo negro em Kelvin [K]

$\lambda$  = comprimento de onda em metros [m]

A integração de  $L_{\lambda}(T)$  (equação 2.12) sobre a totalidade do ângulo esférico, fornece a densidade de fluxo monocromático para uma radiação isentrópica, que pode ser escrita como:

$$F_{\lambda} = \pi L_{\lambda} \quad (2.13)$$

Onde:

$F_{\lambda}$  = densidade de fluxo monocromático em [ $\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$ ]

Vale mencionar, que a lei de Stefan-Boltzmann é resultante da integração da densidade de fluxo monocromático sobre todo o espectro eletromagnético, sendo seu resultado, proporcional a quarta potência da temperatura deste, como mostrado a seguir:

$$F_{\lambda} = \int_0^{\infty} I_{\lambda} d\lambda = \varepsilon \sigma T^4 \quad (2.14)$$

Onde:

$\varepsilon$  = emissividade do corpo ( $\varepsilon=1$  para o corpo negro)

$\sigma$  = constante de Stefan-Boltzmann [ $5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ ]

$T$  = temperatura do corpo negro em Kelvin [K]

Derivando-se a equação 2.12 em função do comprimento de onda e igualando a zero, obtém-se a formulação da lei de Wien. Esta demonstra que o comprimento de onda de máxima emissão de um corpo negro é inversamente proporcional a temperatura (LIOU, 1980), de acordo com:

$$\lambda_{\max} = C_{wien} / T \quad (2.15)$$

Onde:

$\lambda_{\max}$  = comprimento de onda de máxima radiação [ $\mu\text{m}$ ]

$T$  = temperatura [K]

$C_{wien}$  = constante de proporcionalidade de Wien 2898 [ $\mu\text{m.K}$ ]

Na prática, as superfícies reais não se comportam como um corpo negro, ou seja, possuem valores de emissividade menores que um, com seu valor absoluto dependente do comprimento de onda e da direção da medida. Entretanto, emissividades na banda do infravermelho termal, no qual objetos naturais normalmente emitem, cobrem um intervalo relativamente pequeno entre 0,96 a 0,98 para solos nus orgânicos e superfícies vegetadas (BRUTSAERT *et al.*, 1993). Embora esta variação pareça relativamente pequena, esta tem considerável influência na medida da temperatura da superfície obtida remotamente.

## 2.4 - INTERAÇÃO DA RADIAÇÃO ELETROMAGNÉTICA COM A ATMOSFERA

No entanto, a radiação eletromagnética (REM) ao atravessar atmosfera terrestre pode ser absorvida, refletida e espalhada. Os gases presentes na atmosfera apresentam capacidade de absorção muito variável em relação ao comprimento de onda da energia solar incidente no sistema terra-atmosfera e da energia emitida pela superfície terrestre. Existem regiões do espectro eletromagnético para os quais a atmosfera absorve muito da energia incidente no topo da atmosfera, às vezes não deixando chegar quase nada de energia na superfície terrestre. Esta interação da energia com a atmosfera pode ser comparada com uma cortina que age como um filtro e, dependendo de seu tecido, atenua ou até mesmo impede a passagem da luz. Neste caso os diferentes tipos de tecidos da cortina poderiam ser comparados com os diferentes gases existentes na atmosfera terrestre, os quais atenuam a energia eletromagnética diferentemente. O efeito líquido da atmosfera na radiação varia conforme a distância percorrida, as condições atmosféricas e os comprimentos de onda observados (PERES & DACAMARA, 2004).

Por exemplo, o processo de absorção reduz a quantidade de energia disponível. Esta reaparecerá como energia emitida em outro comprimento de onda. No caso do espalhamento não há perda de energia, mas somente um redirecionamento de propagação (IQBAL, 2001). Vale ressaltar, que devido à natureza variada dos efeitos atmosféricos, a interação da REM na atmosfera deva ser tratada segundo uma abordagem caso a caso, ou seja, por região do espectro eletromagnético. No caso da região do visível e infravermelho próximo, a REM é atenuada por processos de espalhamento e absorção, respectivamente. Neste trabalho, devido o uso apenas de dados no IVT somente os processos de absorção serão levados em consideração, o que resulta na efetiva perda de parte da energia radiante para os constituintes atmosféricos.

A absorção normalmente ocorre em comprimentos de onda específicos, o absorvedor mais eficiente da radiação termal é o vapor d'água, cuja concentração varia no tempo e espaço. Pelo fato desse gás tender a absorver a REM em um intervalo específico de comprimento de onda, ele influencia fortemente a faixa espectral a ser observada por qualquer sistema de sensoriamento remoto. Por outro lado, existem regiões do espectro eletromagnético onde a atmosfera quase não afeta a energia eletromagnética, isto é, a atmosfera é transparente à energia eletromagnética proveniente do Sol ou da superfície terrestre. Estas regiões são conhecidas como janelas atmosféricas. Nestas regiões são colocados os detectores de energia eletromagnética, e portanto onde é realizado o sensoriamento remoto dos objetos terrestres. A figura 2.3 apresenta as janelas atmosféricas e as regiões afetadas pelos principais gases atmosféricos. As áreas delimitadas pela curva, representam regiões do espectro nas quais a transmitância atmosférica é elevada

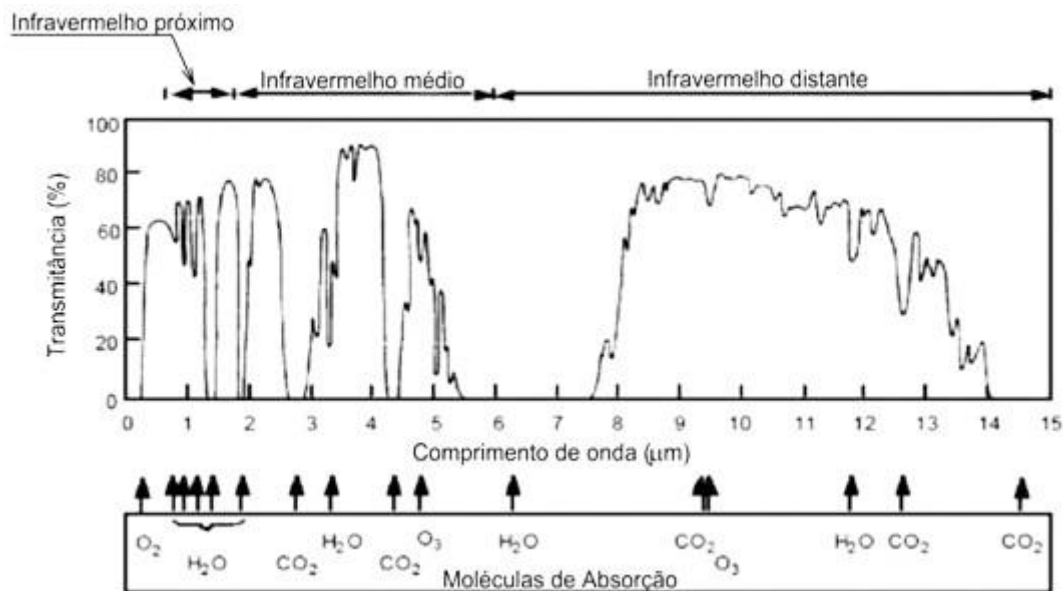


Figura 2.3: Transmitância da atmosfera.

Fonte: [http://www.teleco.com.br/tutoriais/tutorialfsoeab2/pagina\\_2.asp](http://www.teleco.com.br/tutoriais/tutorialfsoeab2/pagina_2.asp)

No processo de absorção, parte ou toda a energia radiante é transferida ao meio no qual ela incide ou atravessa. No entanto, para quantificar a fração de radiação absorvida pelo meio, define-se absorptância espectral como a fração da radiação incidente que foi absorvida pelo meio, conforme representado na equação 2.16.

$$a_{\lambda} = \frac{F_{\lambda a}}{F_{\lambda i}} \quad (2.16)$$

Onde:

$a_{\lambda}$  = absorptância espectral

$F_{\lambda a}$  = irradiância monocromática absorvida pelo meio

$F_{\lambda i}$  = irradiância monocromática incidente.

A atmosfera quase não absorve a energia eletromagnética emitida pelos objetos que compõem a superfície terrestre, com exceção de uma pequena banda de absorção do ozônio, centrada em 9,6  $\mu\text{m}$ . Nesta janela atmosférica o sistema terra-atmosfera perde energia para o espaço mantendo assim o equilíbrio térmico do planeta. Essas considerações são válidas para a atmosfera limpa, pois tanto nuvens como poluentes tendem a absorver a energia eletromagnética. As nuvens absorvem toda a energia na região do infravermelho, e emitem radiação eletromagnética proporcionalmente a sua temperatura. Acima de 14  $\mu\text{m}$  a atmosfera é quase que totalmente opaca à energia eletromagnética, ou seja, absorve toda a energia eletromagnética com comprimentos de onda acima deste valor.

As interações da energia eletromagnética com os constituintes atmosféricos influenciam a caracterização da energia solar e terrestre disponíveis para o sensoriamento remoto de recursos naturais. A energia eletromagnética ao atingir a atmosfera é por esta espalhada, e parte desta energia espalhada retorna para o espaço, vindo a contaminar a energia refletida ou emitida pela superfície e que é detectada pelos sensores orbitais.

## 2.5 - SOLUÇÃO DA EQUAÇÃO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA

Para se obter a temperatura da superfície via sensoriamento remoto, é necessário realizar medidas radiométricas na parte do espectro eletromagnético situado na faixa do infravermelho termal, uma vez que a emissão terrestre concentra-se quase que totalmente entre 3,0 e 60  $\mu\text{m}$ , com um pico em 10  $\mu\text{m}$ , aproximadamente. Além disso, é preciso conhecer a emissividade da superfície e corrigir o sinal devido às perturbações criadas pela atmosfera (absorção e emissão da atmosfera) ao longo do caminho entre a superfície e o sensor, conforme já mencionado.

A atmosfera terrestre é praticamente transparente à radiação infravermelha termal na faixa entre 8 a 14  $\mu\text{m}$ . Entretanto, mesmo nessa região do espectro, ainda existe uma pequena absorção devida basicamente à quantidade de vapor de água presente na atmosfera. Assim, a radiação emitida pela superfície terrestre e que alcança o sensor do satélite não será influenciada apenas pelas características da superfície, mas também pela composição e estrutura termal da atmosfera.

Porém se não houvesse atmosfera e se não fossem levadas em consideração as características dos diferentes tipos de superfície, ou seja, valor de emissividade igual a 1, a quantidade de radiação registrada pelo sensor do satélite ( $L_{\lambda}(T_j)$ ), se limitaria apenas a parte emitida pela superfície terrestre ( $L_{\lambda}(T_s)$ ). Neste caso, o valor de temperatura de brilho do satélite em diferentes canais ( $T_j$ ) seria igual à temperatura real da superfície observada ( $T_s$ ), conforme ilustrado na figura 2.4.

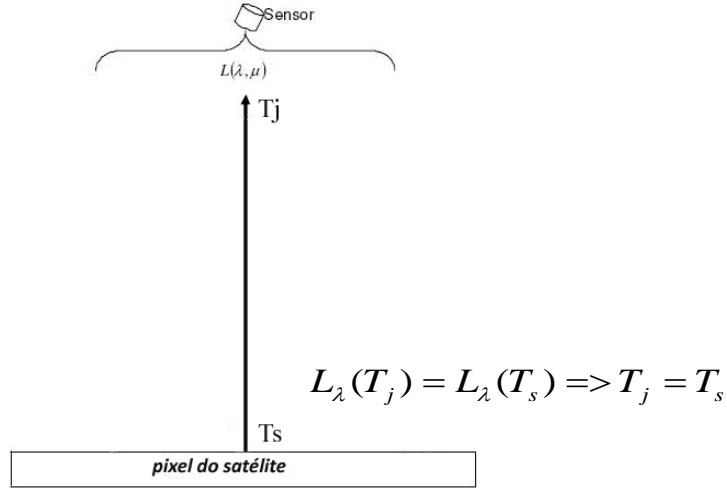


Figura 2.4: Radiância termal detectada pelo sensor do satélite sem considerar atmosfera e as características da superfície. Adaptado de PERES (2011).

No entanto, tal condição apresentada anteriormente não se aplica na prática, devido a existência de toda uma atmosfera que irá interagir de diferentes formas com o sinal recebido pelo sensor do satélite. Adicionalmente, as superfícies naturais não se comportarem como um corpo negro, resultando num sinal de energia diferente do original emitido pelo alvo. Entretanto, para remoção do efeito atmosférico faz-se necessária a utilização de modelos de correção atmosférica baseados nas equações de transferência radiativa para quantificação e posterior remoção dessa contribuição atmosférica no sinal captado pelo sensor remoto. Segundo trabalho de FRANÇA e CRACKNELL (1994) a equação que representa o total de radiância termal ( $L_\lambda(T_j)$ ) medida pelo sensor do satélite, é definida pela equação 2.17:

$$\begin{aligned}
 L_\lambda(T_j) = \varepsilon\tau_a L(T_s) + \int_0^h L(T_a) \frac{\partial \tau_a(\theta, z, h)}{\partial z} dz + \\
 2\tau(1 - \varepsilon) \int_0^{\frac{\pi}{2}} \int_0^h L(T_a) \frac{\partial \tau'_a(\theta', z, 0)}{\partial z} dz \cos \theta' \sin \theta' d\theta'
 \end{aligned} \tag{2.17}$$



Onde  $T_j$  é o valor da temperatura de brilho num dado canal  $j$ . O primeiro termo do lado direito da equação 2.17 representa a contribuição da emissão da superfície, em que  $L_\lambda(T_s)$  é a radiância espectral emitida por um corpo negro a temperatura da superfície ( $T_s$ ),  $\varepsilon_s$  representa a emissividade da superfície e  $\tau_a$  a transmitância da atmosfera. O segundo termo representa a contribuição devido à emissão da atmosfera para cima na direção do sensor do satélite, em que  $T_a$  é a temperatura da atmosfera num dada altura  $z$  e o terceiro termo é devido à emissão atmosférica para baixo que alcança a superfície e é refletida na direção do sensor superfície, em que o termo  $(1 - \varepsilon_s)$  denota a reflectividade da superfície ( $\rho_s$ ). Os termos  $\partial\tau_a(\theta, z, h)$  e  $\partial\tau_a(\theta', z, 0)$  são as transmitâncias espectrais atmosféricas para cima desde o nível  $z$  qualquer na atmosfera até a altura  $h$  do sensor do satélite e para baixo do nível  $z$  qualquer até a superfície (nível 0), respectivamente.

Agora, se a atmosfera for considerada horizontalmente homogênea, com valores de temperatura de superfície e emissividade espacialmente variável, a mesma pode ser reescrita como:

$$L_\lambda(T_j) = \varepsilon_s \tau_a L(T_s) + \varepsilon_a L_\uparrow + (1 - \varepsilon_s) \tau_a L_\downarrow \quad (2.18)$$

A figura 2.5 mostra esquematicamente os três componentes descritos nas equações 2.17 e 2.18 que contribuem para a quantificação da radiância termal captada pelo sensor do satélite.

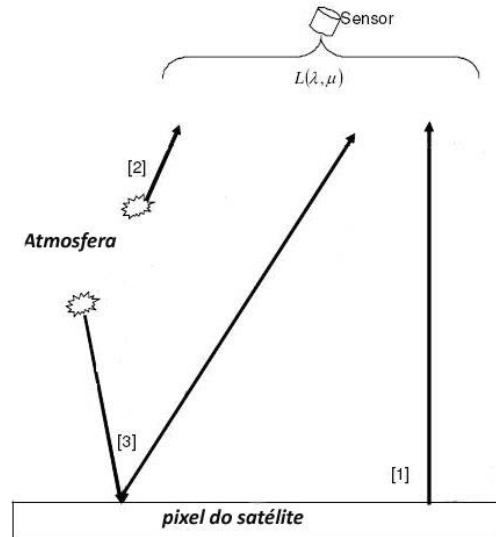


Figura 2.5: Radiância térmica detectada pelo sensor do satélite considerando atmosfera e as características da superfície.  
Adaptado de PERES (2011).

Segunda a lei da radiação de Kirchoff, a emissividade atmosférica ( $\epsilon_a$ ) é igual a  $1 - \tau_a$  e a emissividade da superfície ( $\epsilon_s$ ) é igual a  $1 - \rho_s$ , onde  $\rho_s$  representa o coeficiente da reflectividade da superfície. Substituindo estas relações na equação (2.18) temos:

$$L_\lambda(T_j) = (1 - \rho_s)\tau_a L(T_s) + (1 - \tau_a)L_\uparrow + \rho_s\tau_a L_\downarrow \quad (2.19)$$

Colocando os termos em evidência e reorganizando a equação, tem-se:

$$L_\lambda(T_j) = \tau_a L(T_s) + (1 - \tau_a)L_\uparrow - \tau_a\rho_s L(T_s) \left[ 1 - \frac{L_\downarrow}{L(T_s)} \right] \quad (2.20)$$

Uma vez que  $\rho_s$  é pequeno (no termal), pode-se eliminar o terceiro termo do lado direito da equação 2.20, e a mesma assume a seguinte forma:

$$L_{\lambda}(T_j) = \tau_a L(T_s) + (1 - \tau_a) L_{\uparrow} \quad (2.21)$$

Executando uma expansão em série de Taylor no termo  $L_{\lambda}(T_j)$  para a temperatura da superfície  $T_s$  e considerando somente os termos de primeira ordem, obtemos:

$$L_{\lambda}(T_j) = L(T_s) + \frac{\partial L(T_s)}{\partial T} (T_j - T_s) \quad (2.22)$$

Executando uma expansão semelhante para o termo  $L_{\uparrow}$  temos:

$$L_{\uparrow} = L(T_s) + \frac{\partial L(T_s)}{\partial T} (T_a - T_s) \quad (2.23)$$

Substituindo as expansões 2.22 e 2.23 na equação 2.21, tem-se:

$$L(T_s) + \frac{\partial L(T_s)}{\partial T} (T_j - T_s) = \tau_a L(T_s) + (1 - \tau_a) \left[ L(T_s) + \frac{\partial L(T_s)}{\partial T} (T_a - T_s) \right] \quad (2.24)$$

Considerando que a absorção atmosférica nos canais termais é realizada principalmente pelo vapor d'água, a transmitância pode ser aproximada para  $\tau_a = \exp(-KW)$ , onde  $K$  é o coeficiente de absorção e  $W$  é uma função do conteúdo de vapor d'água atmosférico. Assumindo que a transmitância atmosférica é próxima da unidade, podemos escrevê-la como uma função linear na forma  $\tau_a = 1 - KW$ . Substituindo esta relação na equação (2.24) temos:

$$L(T_s) + \frac{\partial L(T_s)}{\partial T} (T_j - T_s) = (1 - KW) L(T_s) + KW \left[ L(T_s) + \frac{\partial L(T_s)}{\partial T} (T_a - T_s) \right] \quad (2.25)$$

Rearranjando os termos:

$$\frac{\partial L(T_s)}{\partial T} (T_j - T_s) = KW \left[ \frac{\partial L(T_s)}{\partial T} (T_a - T_s) \right] \quad (2.26)$$

Finalmente temos:

$$T_j - T_s = KW (T_a - T_s) \quad (2.27)$$

Se for tomado medidas em 2 canais adjacentes dentro da mesma janela atmosférica, a equação 2.27 resultará em 2 novas equações. Por exemplo:

$$T_4 - T_s = KW (T_a - T_s) \quad (2.28a)$$

$$T_5 - T_s = KW (T_a - T_s) \quad (2.28b)$$

Combinando as equações (2.28a) e (2.28b) temos as seguintes expressões:

$$T_s = T_4 + \frac{K_1}{K_2 - K_1} (T_4 - T_5) = T_4 + \gamma_1 (T_4 - T_5) \quad (2.29a)$$

$$T_s = T_5 + \frac{K_2}{K_1 - K_2} (T_5 - T_4) = T_5 + \gamma_2 (T_5 - T_4) \quad (2.29b)$$

Onde  $\gamma_1$  e  $\gamma_2$  são constantes.

Estas equações mostram que o “déficit” de temperatura em um canal com relação à temperatura da superfície, provocado pela absorção atmosférica do vapor d’água, é uma função linear da diferença de temperatura de brilho em dois diferentes canais. A intenção original desta diferença entre os canais é remover os efeitos de contaminação atmosférica, obtendo-se assim uma melhor estimativa da TSM em relação à temperatura medida apenas em um único canal. Posteriormente, devido ao fato do vapor d’água ser o absorvedor

primário nesta região do espectro, a técnica foi também aplicada nas estimativas de água precipitável (KLEESPIES & MCMILLIN, 1990).

## 2.6 - PRINCIPAIS ALGORITMOS DE ESTIMATIVA DA TSM

De uma maneira geral, a equação da temperatura da superfície do mar obtida por satélite é escrita da seguinte forma:

$$TSM = \alpha T_i + \gamma(T_i - T_j) + c \quad (2.30)$$

Onde:

$T_i$  e  $T_j$  = representam medidas de temperatura de brilho em diferentes canais ou comprimentos de onda

$\alpha$ ,  $\gamma$  e  $c$  = constantes determinadas de forma empírica.

Em boa parte dos algoritmos de estimativa da TSM, o coeficiente  $\alpha$  é adotado como uma unidade, e em outros o valor tende a ficar bem próximo de 1. O parâmetro  $\gamma$  pode ser definido como “absorção diferencial”, conforme equação 2.31 (MCMILLIN *et al.*, 1984 apud BARTON, 1995), onde  $\tau$  é a transmitância da atmosfera tomada em diferentes canais  $i$  e  $j$ , conforme seção 2.5.

$$\gamma = (1 - \tau_i) / (\tau_i - \tau_j) \quad (2.31)$$

MCCLAIN *et al.* (1985) utilizou dados de temperatura e umidade de uma série de radiosondagens marítimas, com uma ampla distribuição geográfica e sazonal, para regiões livres de nuvens, como entrada em modelos de transmitância atmosférica para calcular as temperaturas de brilho centradas em 3,7, 11 e 12 $\mu$ m. As relações entre a correção atmosférica e as várias

combinações das diferenças de temperaturas de brilho entre os canais, provaram ser lineares, com um espalhamento extremamente pequeno. Estas simulações foram conseqüentemente utilizadas para desenvolver os primeiros algoritmos multicanais de temperatura da superfície do mar (MCSST), através de regressões de  $T_s - T_i$  contra  $T_i - T_j$ , para várias combinações destes canais, de maneira a derivar equações MCSST sintéticas na forma:

$$TSM = T_i + \gamma(T_i - T_j) + c \quad (2.32)$$

Para atmosferas úmidas, as premissas básicas da linearidade assumidas na estimativa da TSM começam a perder validade. Desse modo, ajustes devem ser agregados no processo de estimativa dos coeficientes dos algoritmos (BARTON, 1995). Dessa forma, uma série de equações foram elaboradas para os diferentes satélites, de modo a aprimorar os métodos de estimativa da TSM de acordo com o período de aquisição (diurno ou noturno) e o número de canais empregados na equação.

Por outro lado, os algoritmos não lineares como o caso do NLSST, possuem a mesma forma do MCSST [ $T_{ism} = T_i + \gamma(T_i - T_j)$ ]. No entanto, o parâmetro  $\gamma$ , antes tratado como uma constante passa a ser uma função da temperatura de brilho da seguinte forma:

$$\gamma = \frac{a_0 + a_1 T_j}{b_0 + b_1 T_i + b_2 T_j} \quad (2.33)$$

Onde:

$T_i$  e  $T_j$  = são as temperatura de brilho em dois diferentes comprimentos de onda na região do infravermelho termal.

$a_0, a_1, b_0, b_1$  e  $b_2$  = constantes globais obtidas por meio de regressão linear

Segundo WALTON *et al.* (1990), esta alteração propiciou uma melhor exatidão da TSM calculada para condições atmosféricas extremas, como em regiões polares frias e secas ou regiões tropicais quentes e úmidas. Assim sendo, esta técnica passou a ser utilizada operacionalmente pela NOAA em março de 1990 no satélite NOAA-11.

Cabe mencionar que para cada satélite, existe uma série de equações diurnas (*day*) e noturnas (*night*), que variam de acordo com a metodologia (MCSST ou NLSST), além do número e o comprimento de onda dos canais utilizados. Os algoritmos que empregam 3 canais são chamados *triple window*, sendo utilizados somente durante a noite, devido o canal 3,7 $\mu$ m ser afetado pela reflexão da radiação solar na superfície do mar. Entre os algoritmos que empregam dois canais temos o *dual window*, que utiliza canais em diferentes janelas atmosféricas e o *split window*, que utiliza canais dentro da mesma janela atmosférica. Uma descrição mais detalhada do histórico e evolução destes algoritmos pode ser encontrada em KIDWELL (1995).

Atualmente, encontram-se em uso os seguintes tipos de algoritmos: diurno (NLSST DAY SPLIT e MCSST DAY SPLIT) e noturno (NLSST NIGHT TRIPLE, NLSST NIGHT DUAL, NLSST NIGHT SPLIT e MCSST NIGHT SPLIT).

A seguir é apresentado o capítulo referente a metodologia utilizada durante o desenvolvimento deste trabalho, além das diferentes bases de dados empregadas para realização dos testes com o algoritmo regional de estimativa da TSM denominado Estimador Ótimo.

## Capítulo 3

### METODOLOGIA

Um resumo ilustrativo dos diferentes passos metodológicos realizados neste estudo é apresentado na figura 3.1.

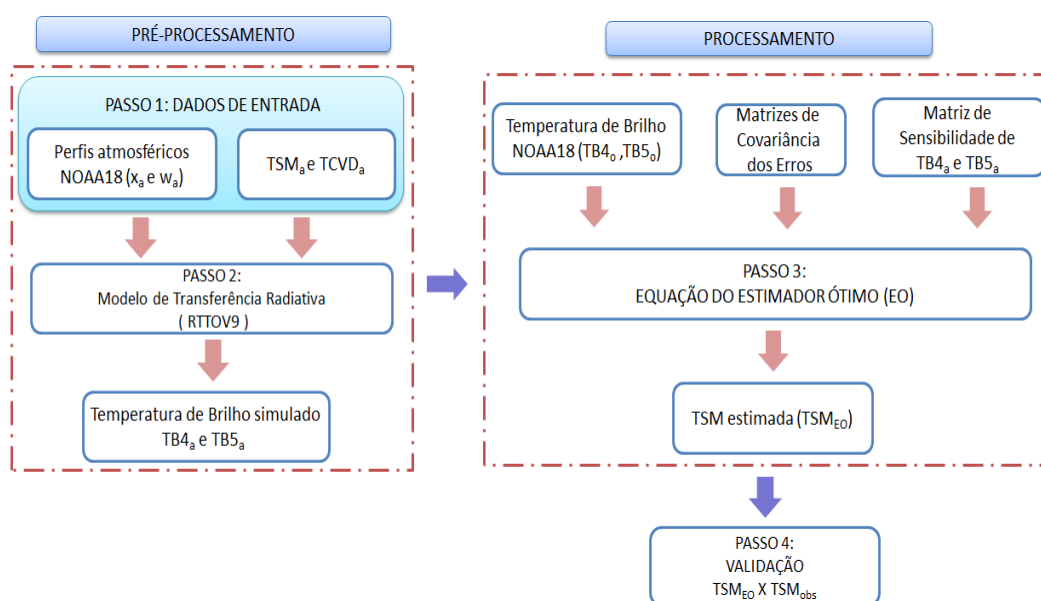


Figura 3.1: Fluxograma dos passos metodológicos.

A seguir é apresentada a descrição detalhada de cada passo metodológico, além das diferentes bases de dados utilizadas durante o processo de aplicação do algoritmo de estimativa ótima.

**PASSO 1:** Representa a primeira etapa da fase de pré-processamento do algoritmo de estimativa ótima. Nesta etapa foram coletados os diferentes dados de entrada utilizados pelo EO, para caracterização do estado prévio da atmosfera e oceano local.

Primeiramente foram coletados dados referentes aos perfis atmosféricos de temperatura ( $x_a$ ) e umidade ( $w_a$ ) numa condição livre de nuvens do sensor ATOVS, a bordo do satélite de órbita polar NOAA-18, com objetivo de



caracterizar o estado prévio da atmosfera dos locais onde se pretende recuperar os valores da TSM. Estes dados foram cedidos pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos / Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) para o período de 2011 a 2012.

Os perfis foram disponibilizados em arquivos no formato binário, com valores organizados numa grade regular, contendo 76 pontos em X e 68 pontos em Y, com espaamento fixo de aproximadamente um grau e intervalo horário de 12 horas, sempre para as 07 e 19UTC (*Universal Time Coordinated*), que neste caso corresponde os horários de passagem do satélite sobre a região de estudo. A extrao dos valores foi feita através do aplicativo GrADS (*Grid Analysis and Display System*), sendo em seguida aplicado uma rotina desenvolvida em *shell script* para organizao e formatao dos perfis que posteriormente serão utilizados no PASSO 2. A figura 4.2, ilustra um exemplo das sondagens atmosféricas de temperatura e umidade extraídas dos arquivos do NOAA-18.

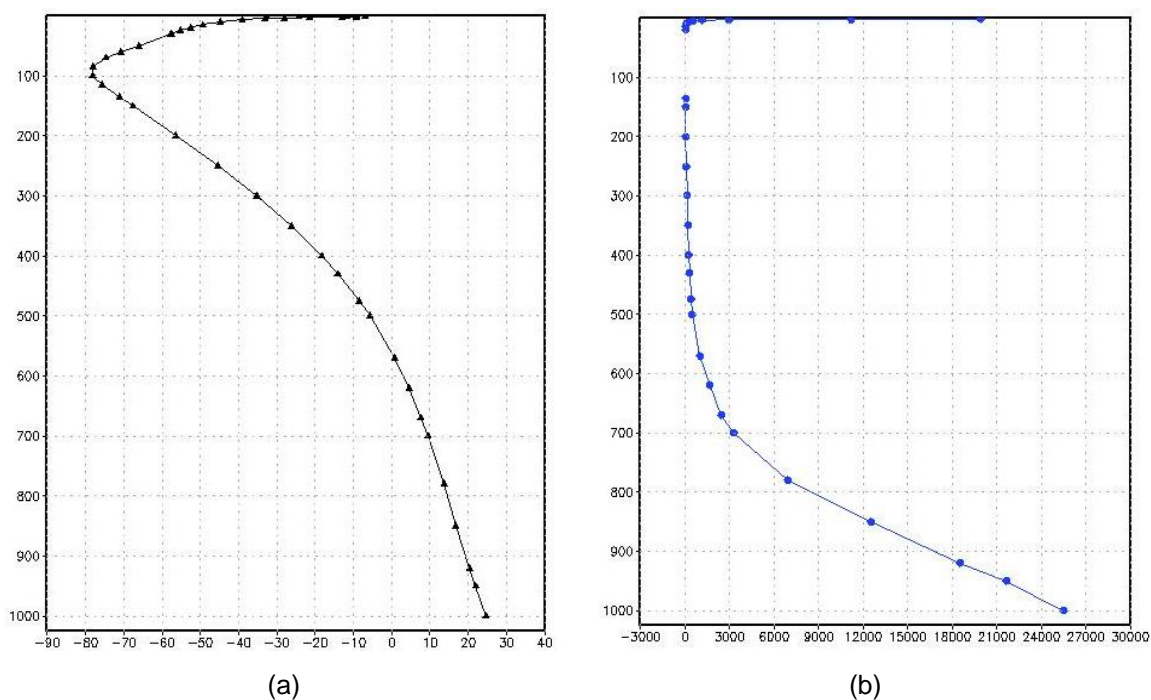


Figura 3.2: Perfil atmosférico de temperatura [ C] (a) e umidade [ppmv] (b) do NOAA-18 em 19 S e 34 W.

Para caracterização do estado prévio do oceano foram utilizados medidas a priori de temperatura da superfície do mar ( $TSM_a$ ), extraídas dos mesmos arquivos binários das sondagens atmosféricas. Vale ressaltar, que esses valores, representam uma condição inicial ou *first guess* da TSM, necessário para utilização do EO. Além disso, utilizaram-se medidas do Total da Coluna de Vapor de água a priori ( $TCVD_a$ ), calculadas a partir dos perfis de  $w_a$ , através da seguinte relação:

$$TCVD_a = \int_{h_i}^{h_f} W_a dh \quad (3.1)$$

Onde:

$TCVD_a$  = Total da Coluna de Vapor D'água a priori

$h_i$  = primeiro nível do perfil vertical de umidade

$h_f$  = último nível do perfil vertical de umidade

$w_a$  = perfil vertical de umidade

Originalmente, os valores de  $w_a$  encontravam-se na unidade de grama por quilograma (g/kg), entretanto foi preciso convertê-los para unidade de parte por milhão por volume (ppmv) como pré-requisito do EO. Para conversão, utilizou-se a seguinte formulação (equação 3.2).

$$W_a(ppmv) = 1000 * W_a \left( \frac{g}{kg} \right) * \frac{M_{ar seco}}{M_{H_2O}} \quad (3.2)$$

Onde:

$W_a(ppmv)$  = valores de umidade em ppmv;

$W_a(g/kg)$  = valores de umidade em g/kg;

$M_{ar seco}$  = massa molar do ar seco igual 28,9644 g/mol;

$M_{H_2O}$  = massa molar do vapor da água igual a 18,01528 g/mol.

O critério adotado para seleção dos locais de extração dos perfis atmosféricos, bem como os valores da  $TSM_a$  e  $TCDV_a$ , foram tomados nos locais onde houvesse disponibilidade de observações fixas e regulares da TSM, com propósito de futuramente poder avaliar estatisticamente a qualidade das TSM estimadas pelo EO. Desse modo, foi estabelecido como área de estudo, a região tropical do Oceano Atlântico Sul, onde atualmente encontram-se dispostas as boias fundeadas<sup>2</sup> do projeto PIRATA (*Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic*) (PMEL, 2013).

A coleta horária das medidas de TSM das boias do PIRATA foi feita a partir do *Pacific Marine Environmental Laboratory* (PMEL, 2013) para o período de 2011 a 2012.

Este projeto corresponde a uma rede de observação oceanográfica composta por 21 boia com posição geográfica fixa, distribuídas sobre a região do oceano Atlântico Tropical, obtendo medidas de parâmetros como temperatura, salinidade, precipitação e fluxos de calor; além de medidas simultâneas de temperatura e salinidade em diferentes profundidades. Este projeto faz parte do programa de cooperação multinacional entre o Brasil, França e Estados Unidos. Estes três países dividem as tarefas de implantação e manutenção da rede. Todas as boias fundeadas durante a parte piloto do projeto foram construídas pelo PMEL da NOAA, sendo responsável pelo envio, calibração e reparo dos equipamentos. Ressalta-se que o suporte logístico para o desenvolvimento e manutenção da rede é dividido entre o Brasil e a França, sendo do Brasil a responsabilidade pela manutenção do lado oeste da rede, e a França, do leste (GOOS-BRASIL, 2013). A figura 3.3 ilustra a distribuição espacial das boias do PIRATA sobre a região do oceano Atlântico Tropical, além de destacar as boias selecionadas neste estudo para avaliação dos resultados.

---

<sup>2</sup> São bóias ancoradas que possuem posição geográfica conhecida.

A seleção das boias foi feito com base no período disponível de cada boia de pelo menos seis meses de observação interrupta, somado a pouca falha em seus dados, assim como, na proximidade com a costa brasileira. A partir desse critério, foram selecionadas as seguintes boias: **0°N35°W**, **8°S30°W**, **14°S32°W** e **19°S34°W** (pontos em azul na figura 3.3). Após, aquisição dos dados, foi aplicado um filtro com base na velocidade média do vento de 5 m/s, com propósito de minimizar a diferença existente entre as medidas de TSM do PIRATA e as obtidas por sensores remoto. As observações da TSM realizadas pelas boias são tomadas a um metro de profundidade, enquanto que o sensor remoto configurado na banda do termal obtém a TSM na camada mais superficial, correspondente a aproximadamente os primeiros 20 micrómetros. Dessa forma, quando o vento observado for igual ou superior a 5 m/s, ocorre um cisalhamento da água do mar, ocasionando uma mistura na camada até um metro de profundidade, reduzindo a diferença dessas medidas.

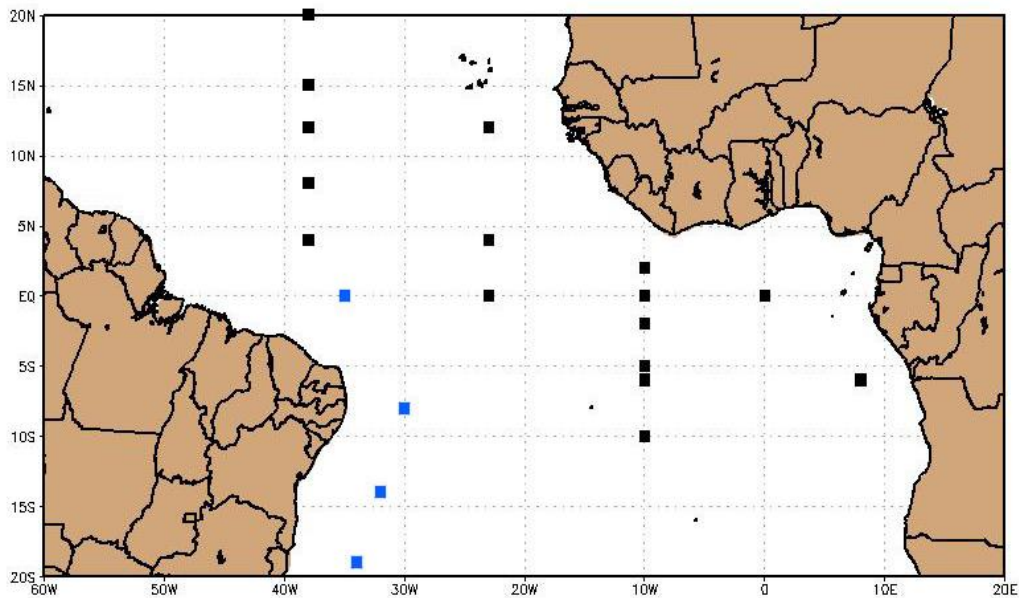


Figura 3.3: Localização das boia do projeto PIRATA.

A tabela 3.1 resume o total de perfis atmosféricos de  $x_a$  e  $w_a$  extraídos a partir dos arquivos binários do satélite NOAA18 para as mesmas

coordenadas geográficas das quatro boias do PIRATA mencionadas anteriormente.

Tabela 3.1: Total de perfis atmosféricos selecionados em condição de céu claro.

Localidade	Total de perfis extraídos do NOAA18	Percentual utilizado
0°N 35°W	72	5.3%
8°S 30°W	359	26.3%
14°S 32°W	578	42.3%
19°S 34°W	567	41.5%

Posteriormente, foram selecionados apenas os perfis do NOAA-18 em que seus os horários coincidissem com os horários de observação das boias do PIRATA. Na tabela 3.2 são apresentados os totais de perfis atmosféricos livres de nuvens utilizados pelo RTTOV9, assim como, o percentual utilizado em relação ao total de perfis inicialmente extraído da base de dados do satélite NOAA-18.

Tabela 3.2: Total de perfis atmosféricos utilizados no RTTOV9.

Localidade	Total de perfis extraídos do NOAA18	Percentual utilizado
0°N 35°W	41	03%
8°S 30°W	125	09%
14°S 32°W	49	21%
19°S 34°W	201	03%
<b>TOTAL:</b>	<b>416</b>	<b>14%</b>

**PASSO 2:** Representa a segunda etapa da fase de pré-processamento do EO, que consistiu na simulação dos valores de temperatura de brilho esperados no topo da atmosfera ( $TB_{4_a}$  e  $TB_{5_a}$ ), centrado nos canais 4 (10,8  $\mu\text{m}$ ) e 5 (12,0  $\mu\text{m}$ ) do sensor AVHRR, através do uso de um Modelo de Transferência Radiativa (MTR) RTTOV9 (*Radiative Transfer model for TOVS*). Nesta etapa, todos os dados mencionados no passo 1 foram utilizados como dados de entrada no RTTOV9, para o cálculo de  $TB_{4_a}$  e  $TB_{5_a}$ . A escolha deste modelo foi feita devido ele possuir um módulo que permite ao usuário selecionar o tipo

de sensor remoto que se deseja simular os valores de radiância e posteriormente os valores de temperatura de brilho. A seguir é apresentada uma breve descrição do MTR utilizado neste estudo.

Este MTR utiliza como condição de entrada os perfis atmosféricos de temperatura e umidade, bem como, concentrações de gases, propriedades da superfície e nuvens, entre outros.

EYRE (1991) apresentou a primeira versão operacional do RTTOV-3, cujo objetivo foi a obtenção rápida de conjuntos de espectros de radiância emergentes no topo da atmosfera, bem como, de transmitância atmosférica para a utilização em centros de previsão numérica de tempo, nas faixas do infravermelho e micro-ondas. Este código foi originalmente projetado para extração de perfis atmosféricos de temperatura e umidade utilizando dados do HIRS (*High-resolution Infra-red Radiation Sounder*) e MSU (*Microwave Sounding Unit*) a bordo dos satélites da série NOAA.

SAUNDERS *et al.* (1999) apresentaram uma nova versão do modelo de EYRE (1991), o RTTOV5, cujas principais alterações foram a inclusão do perfil de ozônio como dado de entrada, a expansão do perfil vertical do vapor d'água de 300hPa a 0,1hPa e a extensão do cálculo das radiâncias para outros radiômetros de diferentes satélites, usando o mesmo código. Foi também realizada uma comparação entre a versão original e a nova versão para os sensores HIRS e MSU, por meio de radiâncias simuladas por modelos “*line byline*”, sendo estas consideradas como dados verdadeiros devido à sua alta precisão. Com a inclusão do perfil de ozônio, verificou-se uma melhora na exatidão das radiâncias calculadas para alguns canais. Além das modificações descritas acima, este modelo apresenta novos parâmetros, como por exemplo para o cálculo da profundidade ótica da camada de vapor d'água, que provoca melhora significativa no cálculo dos canais em micro-ondas.

SAUNDERS (2000) realizou algumas alterações no RTTOV-5, criando uma nova versão, RTTOV6. Incluíram o perfil da concentração de água líquida das nuvens para o cálculo das transmitâncias nos canais de microondas; uma

nova rotina chamada ISEM-6 (SHERLOCK, 1999) para o cálculo interno das emissividades da superfície do mar para cada canal do infravermelho e valores mais realistas da emissividade da superfície, além de adicionarem coeficientes para simulações em outros satélites. Atualmente, o RTTOV encontra-se na sua décima primeira versão (RTTOV11), apresentando como principais modificações, a inclusão de novos preditores (equações utilizadas para simulação da transmitância) e a possibilidade de simular o instrumento AIRS (*Atmospheric Infrared Sounder*) entre outras coisas.

O RTTOV é utilizado operacionalmente para a simulação das radiâncias em vários centros de previsão numérica de tempo, como por exemplo, o CMS (*Centre de Météorologie Spatiale*) / *Météo France* que (LAVANANT, 2004), que utiliza o RTTOV devido à facilidade e rapidez com que são simuladas as observações de radiâncias no topo da atmosfera e conseqüentemente os valores de temperatura de brilho em diferentes canais. LAVANANT (2004) programaram o RTTOV no ICI (*Inversion Coupled with Imager*), para fornecer conjuntos de transmitâncias e radiância para a inferência dos perfis atmosféricos.

O RTTOV9 utiliza perfis atmosféricos de temperatura, concentrações de gases e propriedades da superfície e nuvens. Dos gases considerados no RTTOV, apenas o vapor d'água e o ozônio apresentam variação de concentração; Para os outros gases (dióxido de carbono, oxigênio, óxido nítrico, metano, nitrogênio, CFC11 e CFC12), são utilizadas concentrações climatológicas estimadas até o ano 2005. As transmitâncias são simuladas de 0,005 hPa a 1013 hPa (43 níveis) para seis ângulos de visada numa faixa de 0 a 63,6°.

O modelo RTTOV9 pode simular radiância no topo da atmosfera tanto para céu claro como nublado. Usa-se uma forma aproximada da ETR, de acordo como apresentado na equação 3.3:

$$L(\nu, \theta) = (1 - N)L^{sn}(\nu, \theta) + NL^{cn}(\nu, \theta) \quad (3.3)$$

onde,  $L^{sn}(\nu, \theta)$  e  $L^{cn}(\nu, \theta)$  são os valores de radiância no topo da atmosfera para condições de céu sem nebulosidade e com nebulosidade, respectivamente,  $\nu$  representa a frequência,  $\theta$  o ângulo zenital e  $N$  é a fração de nuvens.

Quando se considera uma condição de céu claro o segundo termo do lado direito da equação 3.3 é considerado nulo, e a radiância é calculada para o infravermelho conforme apresentado anteriormente nas equações 2.15 e 2.16. As transmitâncias,  $\tau_a$ , são calculadas na profundidade óptica por meio de regressão linear, com base nos perfis de entradas do modelo descrito por MATRICARDI *et al.* (2001). Para calcular a emissividade,  $\epsilon_s$ , sobre a água são utilizadas rotinas internas tanto para a região do infravermelho (SHERLOCK, 1999) quanto para a de micro-ondas, FASTEM-1 (ENGLISH & HEWISON, 1998) ou FASTEM-2 (DEBLONDE & ENGLISH, 2000). Sobre as superfícies terrestres e gelo, os valores da emissividade são valores fixos para o infravermelho e micro-ondas.

**PASSO 3:** Em seguida foi aplicada a equação base do EO para estimativa dos valores da TSM sobre as mesmas coordenadas geográficas das quatro boias do PIRATA mencionadas no passo 1. A seguir é apresentada uma descrição detalhada a respeito do algoritmo de estimativa da TSM utilizado neste estudo.

### 3.1. ESTIMADOR ÓTIMO (EO)

O EO faz uso da modelagem direta, realizada no passo 2 como pré-requisito para sua utilização, antes de resolver o problema inverso da estimativa da TSM. A Equação base do EO é dada pela seguinte expressão:



$$Z(x_e) = Z(x_a) + (K_{EO}^T S_\varepsilon^{-1} K_{EO} + S_a^{-1})^{-1} K_{EO}^T S_\varepsilon^{-1} (Y_o - Y_a) \quad (3.4)$$

Onde:

$Z(x_e)$  = vetor de estado reduzido estimado

$Z(x_a)$  = vetor de estado reduzido a priori

$K_{EO}$  = matriz de sensibilidade de  $TB4_a$  e  $TB5_a$  simulado pelo RTTOV9

$Y_a$  = temperatura de brilho simulado pelo MTR nos canais 4 e 5 do AVHRR

$Y_o$  = temperatura de brilho observado pelo satélite nos canais 4 e 5 do AVHRR

$S_a$  = matriz de covariância do erro do conhecimento prévio da  $TSM_a$  e  $TCVD_a$

$S_\varepsilon$  - matriz de covariância do erro dos erros de  $Y_a$  e  $Y_o$

O vetor de estado reduzido estimado,  $Z(x_e)$  recebe tanto os valores estimados da TSM ( $TSM_{EO}$ ) e do Total da Coluna de Vapor d'água ( $TCVD_{EO}$ ), conforme equação 3.5.

$$Z(x_e) = \begin{bmatrix} TSM_{EO} \\ TCVD_{EO} \end{bmatrix} \quad (3.5)$$

O vetor de estado reduzido a priori,  $Z(x_a)$  provem de um vetor de estado completo, onde  $x_a$  recebe tanto o conhecimento prévio da TSM ( $TSM_a$ ) como o total da coluna de valor d'água ( $TCVD_a$ ), integrado na superfície a partir do perfil vertical de umidade,  $W_a$  num dado local e instante de tempo, conforme apresentado no passo 1 deste capítulo.

$$Z(x_a) = \begin{bmatrix} TSM_a \\ TCVD_a \end{bmatrix} \quad (3.6)$$

Vale mencionar que os valores de  $TCVD_a$  também podem ser extraídos de fontes, como:

1. Sondadores atmosféricos (dados do ATOVS);
2. Modelos de Previsão Numérica do Tempo (PNT);
3. Perfis climatológicos provenientes de radiossondagens convencionais.

Por outro lado, os valores da  $TSM_a$  também podem ser coletados de bases de dados como: boia fundeadas ou de deriva (medidas *in situ*), modelos de previsão numérica do tempo ou até mesmo de dados climatológicos.

Em resumo, os dados de entrada utilizados pelo EO para descrição das condições prévias do local são:

1. Perfis verticais de temperatura ( $x_a$ ) em Kelvin;
2. Perfis verticais de umidade ( $w_a$ ) em ppmv;
3.  $TSM_a$  em Kelvin;
4.  $TCDV_a$  em ppmv.

O processo pode ser dito como ótimo, em função do método buscar por erros poucos sistemáticos ou não tendenciosos em concordância com as seguintes circunstâncias:

1°) O conhecimento prévio do estado da atmosfera e oceano não deve ser tendencioso, no entanto essa condição é difícil de acontecer na prática. Então, assume-se que os erros do conhecimento prévio sejam proporcionais aos erros da TSM estimada pelo EO. Segundo trabalho de MERCHANT *et al.* (2008), mesmo nessas condições, o EO consegue obter erros inferiores em comparação aos algoritmos que utilizam coeficientes de uso global.

2°) Os valores de temperatura de brilho extraídos do MTR e posteriormente utilizados pelo EO, também não devem possuir erros sistemáticos, caso

contrário, que seu erro seja proporcional ao erro dos valores da TSM estimados pelo EO.

A variável  $Y_a$  da equação 4.3 representa os valores de  $TB4_a$  e  $TB5_a$  obtidos no passo2, enquanto que  $Y_o$  são os valores de temperatura de brilho nos canais 4 e 5 observados pelo sensor AVHRR a bordo do satélite NOAA-18

O sensor do AVHRR é composto por 5 canais espectrais (vermelho, infravermelho próximo, infravermelho médio e 2 canais no infravermelho termal) e apresenta uma faixa de imageamento de 2,400km de largura, com resolução espacial de aproximadamente 1,1km no NADIR (posição sub satélite). Na tabela 3.3 são apresentadas as principais características do sensor AVHRR/NOAA-18.

Tabela 3.3: Principais características do sensor AVHRR.

Canais	Faixas Espectrais (nm)	Região do Espectro	Algumas Aplicações
1	0,58 - 0,68	Vermelho	Mapeamento diurno de nuvem, gelo e neve. Definição de feições de solo e cobertura vegetal.
2	0,72 - 1,10	Infravermelho próximo	Delineamento da superfície da água. Avaliação da vegetação e monitoramento meteorológico (nuvens).
3	3,55 - 3,93	Infravermelho médio	Mapeamento noturno e diurno de nuvens. Análise da temperatura da superfície do mar. Detecção de focos de incêndios.
4 e 5	10,30 – 11,30 11,50 – 12,50	Infravermelho termal	Mapeamento noturno e diurno de nuvens. Medição da superfície do mar, lagos e rios e umidade do solo.

Cabe ressaltar, que o sensor AVHRR é um radiômetro imageador de varredura que, dentre outras aplicações, pode também ser utilizado para detecção remota da cobertura de nuvens e da temperatura da superfície. Neste

caso, a temperatura determinada pode ser a da superfície da Terra, da superfície das nuvens em altos níveis ou a superfície de um corpo d'água. Este radiômetro de varredura utiliza seis detectores que coletam diferentes bandas de comprimentos de onda da radiação eletromagnética. Nesse estudo, foram selecionadas apenas as bandas do termal (4 e 5), compreendidas na janela atmosférica entre 10 e 12  $\mu\text{m}$ . Neste intervalo espectral a radiação atinge o pico do fluxo de energia terrestre. A radiância em ambos os canais é fortemente afetada pela presença de alguns gases atmosféricos (especialmente o vapor d'água) (LIOU, 1980).

Os arquivos de dados foram disponibilizados a cada meio hora pelo DSA/CPTEC/INPE para o período de 2011 a 2012, no formato binário, com os dados dispostos em grade regular de 7223 pontos em X e 5889 pontos em Y, resolução espacial de 0,009° (aproximadamente 1,1 km no nadir). O processamento dos dados adquiridos foi feito pelo Grads, com auxílio de um arquivo descritor disponibilizado junto com os dados, contendo informações para correta leitura e visualizados dos valores de temperatura de brilho do AVHRR.

Observa-se que o termo  $(Y_o - Y_a)$  está sendo ponderada por um conjunto de parâmetros, que neste caso, representam a matriz de sensibilidade do MTR ( $K_{EO}$ ), matriz de covariância do erro do conhecimento prévio da  $TSM_a$  e  $TCVD_a$  ( $S_a$ ) e a matriz de covariância dos erros dos valores de temperaturas de brilho simulados pelo MTR somado ao erro instrumental do sensor remoto utilizado ( $S_\epsilon$ ). Esses parâmetros têm a função de corrigir uma possível diferença entre os valores de TB observados pelo sensor do satélite e os simulados pelo RTTOV9, contribuindo para uma atualização do termo  $Z(x_a)$ . Cabe ressaltar, que esse ajuste é feito localmente, de modo a minimizar o erro regional da TSM estimada. Caso a diferença  $(Y_o - Y_a)$  seja igual a zero, os valores de  $Z(x_e)$  serão iguais a  $Z(x_a)$ , ou seja, a o valor inicial da TSM ( $TSM_a$ ) será igual à TSM estimada ( $TSM_{EO}$ ). Na prática, essa situação seria difícil de

ocorrer, por isso, o EO emprega em seu cálculo alguns termos que permitem um ajuste local da TSM, são eles:

A matriz de sensibilidade  $K_{EO}$  é expressa pela seguinte equação:

$$K_{EO} = \begin{bmatrix} \frac{\partial TB4_a}{\partial TSMa} & \frac{\partial TB4_a}{\partial TCVDa} \\ \frac{\partial TB5_a}{\partial TSMa} & \frac{\partial TB5_a}{\partial TCVDa} \end{bmatrix} \quad (3.7)$$

Cada elemento da matriz  $K$  representa a derivada parcial dos valores de temperatura de brilho simulados pelo RTTOV9, centrado nos canais 4 e 5 do AVHRR em função das variações da  $TSM_a$  e  $TCVD_a$ , dentro de um universo físico previamente conhecido do local ou região onde se pretende estimar os valores da TSM. Esse procedimento é feito apenas uma única vez, podendo seus valores serem atualizados de tempo em tempo sempre que houver a necessidade ou uma nova base de dados disponível. Vale ressaltar, que uma boa estimativa desse parâmetro se faz necessário para um melhor ajuste do termo  $(Y_o - Y_a)$ .

As variáveis  $S_\varepsilon$  e  $S_a$  da equação 3.4 são obtidas de acordo como apresentado nas equações 3.8 e 3.9, respectivamente.

$$S_\varepsilon = \begin{bmatrix} e_4^2 & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & e_5^2 \end{bmatrix} \quad (3.8)$$

$$S_a = \begin{bmatrix} e_{TSMa}^2 & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & e_{TCVDa}^2 \end{bmatrix} \quad (3.9)$$

Onde  $e_4$  e  $e_5$  representam combinação dos erros de  $Y_a$  e  $Y_o$ , através da seguinte relação:

$$e_i^2 = e_j^2 = e_{inst} + 0.15 * (\sec \theta)^2 \quad (3.10)$$

Em que,  $e_{inst}$  é o erro instrumental do sensor do satélite e  $\theta$  o ângulo de visada do satélite. Os termos  $e_{TSM_a}$  e  $e_{TCVD_a}$  são os erros referentes à  $TSM_a$  e  $TCVD_a$  obtidos no passo 1. Observa-se que os termos fora da diagonal principal são nulos, devido o fato dos ruídos instrumentais das TB do satélite e do MTR não serem correlacionadas entre os diferentes canais.

Em resumo, o EO fornece uma solução ótima que consiste numa combinação ponderada entre o vetor de estado reduzido  $Z(x_a)$ , mais a diferença de TB (observado e simulado) e as matrizes de covariância dos erros e de sensibilidade. Em outras palavras, o EO nada mais é do que uma atualização do conhecimento prévio pelas observações e simulações da temperatura de brilho, sendo ponderada por parâmetros obtidos regionalmente.

#### **PASSO 4: AVALIAÇÃO ESTATÍSTICA DOS RESULTADOS**

Nesta seção são apresentados os índices estatísticos utilizados para avaliação dos resultados.

##### **Raiz do Erro Médio Quadrático (REMQ)**

O REMQ é uma forma de avaliar a variação entre valores estimados em relação os valores observados, ou seja, calcula a média do quadrado da diferença entre as estimativas e as observações. Sua formulação pode ser vista na equação 3.11:

$$REM Q = \sqrt{\frac{\sum_{x=1}^y (p_i - o_i)^2}{y}} \quad (3.11)$$

Onde,  $p_i$  e  $o_i$  são os valores estimados e observados, respectivamente, e  $y$  o número total de elementos da amostra. Por ser tratar de uma medida de erro, quanto mais próximo de zero melhor será o seu modelo. No caso de RMSE igual a zero significa que o estimador prevê observações com precisão perfeita.

Desvio Médio (DM)

O DM representa o desvio médio dos valores estimados em relação os valores observados, conforme apresentado na equação 3.12. Por se tratar de uma medida de erro, o valor ideal do DM é igual a zero.

$$DM = \frac{\sum_{x=1}^y (p_i - o_i)}{y} \quad (3.12)$$

Onde:

$p_i$  = valor estimado da TSM

$O_i$  = valor observado da TSM

$y$  = total de valores utilizados

Coefficiente de Determinação ( $R^2$ )

O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) é uma medida útil, associada à reta de regressão, que representa o grau em que as predições baseadas na equação de regressão superam as predições baseadas no valor médio de  $y$ . Assim, este coeficiente pode ser definido como o grau de ajuste da reta estimada ao conjunto de dados. Este parâmetro pode ser definido como o grau de ajuste da reta estimada ao conjunto de dados.

Seu valor indicará que a variação da variável Y é explicada pela porcentagem da relação com a variável X. Seu valor varia entre zero e um. Evidentemente, quanto mais próximo de uma unidade, melhor será a validade da regressão. Seu cálculo é dado pela equação 3.13:

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (p_i - \bar{p})^2}{\sum_{i=1}^n (o_i - \bar{p})^2} \quad (3.13)$$

Onde:

$p_i$  = valor estimado da TSM

$O_i$  = valor observado da TSM

$\bar{p}$  = é a média dos valores estimados

Coefficiente de Correlação (R)

O R é uma medida padronizada da relação entre duas variáveis aleatórias X e Y, sem considerar as unidades de medidas dessas variáveis. Indica o grau de relação entre essas variáveis, sendo estas classificadas como independente (X) e dependente (Y). O coeficiente de correlação utilizado é dado pela equação 3.14.

$$R = \sqrt{\frac{\left(\frac{\sum p o}{n} - \frac{\sum p}{n} \cdot \frac{\sum o}{n}\right)^2}{\left[\frac{\sum p^2}{n} - \left(\frac{\sum p}{n}\right)^2\right] \cdot \left[\frac{\sum o^2}{n} - \left(\frac{\sum o}{n}\right)^2\right]}} \quad (3.14)$$



O valor de R estará sempre entre -1 e +1, ou seja,  $-1 \leq R \leq +1$ . Caso o coeficiente de correlação esteja mais próximo de +1 indicará que há uma forte correlação positiva, se mais próximo de -1 que há uma forte correlação negativa. Para valor tendendo a 0, significa que não há relação entre as variáveis analisadas.

Desvio Padrão (DP),

É uma medida muito utilizada para descrever o grau de dispersão do conjunto de dados em relação à própria média do conjunto de dados avaliados. Esta indica o quão próximo (valores pequenos) ou distante (maiores valores) estão da média. O seu cálculo é mostrado na equação 3.15.

$$DP = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P}_i)^2}{(n - 1)}} \quad (3.15)$$

## Capítulo 4

### RESULTADOS

Neste capítulo são apresentadas as análises dos resultados obtidos durante este trabalho, englobando os resultados do teste de sensibilidade aplicado no Estimador Ótimo, além da avaliação estatística realizada entre os valores de TSM estimados pelo EO e as observações das boia do PIRATA sobre a região do oceano Atlântico Tropical.

#### 4.1 - ANÁLISE DE SENSIBILIDADE DO EO

Nesta seção são apresentados os resultados da análise de sensibilidade no método do EO, com o objetivo de avaliar o quanto as incertezas referentes aos perfis atmosféricos de umidade ( $W_a$ ) e TSM *a priori* ( $TSM_a$ ), podem influenciar a qualidade dos valores de TSM calculados pelo EO. De acordo com MERCHANT *et. al* (2006), quanto mais precisos forem os valores da  $TSM_a$  e  $W_a$  melhor serão os resultados do MTR, resultando também numa melhor resposta do algoritmo de estimativa ótima.

Para realização do teste, adotou-se um valor de referência da TSM *a priori*,  $TSM_a$  de 23,52°C (valor climatológico) e um  $W_a$  característico da região Tropical, sendo ambas as informações extraídas da base de dados do próprio RTTOV9 (SAUNDERS *et al.*, 2002). Primeiramente, foram feitas inúmeras simulações com diferentes valores de  $TSM_a$ , contendo desvios em relação a  $TSM_a$  de referência, que variaram de  $\pm 1K$  a  $\pm 5K$  mais um  $W_a$  fixo característico da região Tropical. Em seguida os valores foram inseridos no RTTOV9 para simulação dos valores de TB esperados no topo da atmosfera. Posteriormente, aplicou-se a equação do EO para estimativa dos valores da TSM. Os valores modificados da  $TSM_a$  podem ser vistos na tabela 4.1, a seguir:

Tabela 4.1: Incertezas assumidas nos valores da  $TSM_a$  ( $^{\circ}\text{C}$ ).

Incertezas	$TSM_a$
-5 $^{\circ}\text{C}$	18,52
-4 $^{\circ}\text{C}$	19,52
-3 $^{\circ}\text{C}$	20,52
-2 $^{\circ}\text{C}$	21,52
-1 $^{\circ}\text{C}$	22,52
<b>ref</b>	<b>23,52</b>
+1 $^{\circ}\text{C}$	24,52
+2 $^{\circ}\text{C}$	25,52
+3 $^{\circ}\text{C}$	26,52
+4 $^{\circ}\text{C}$	27,52
+5 $^{\circ}\text{C}$	28,52

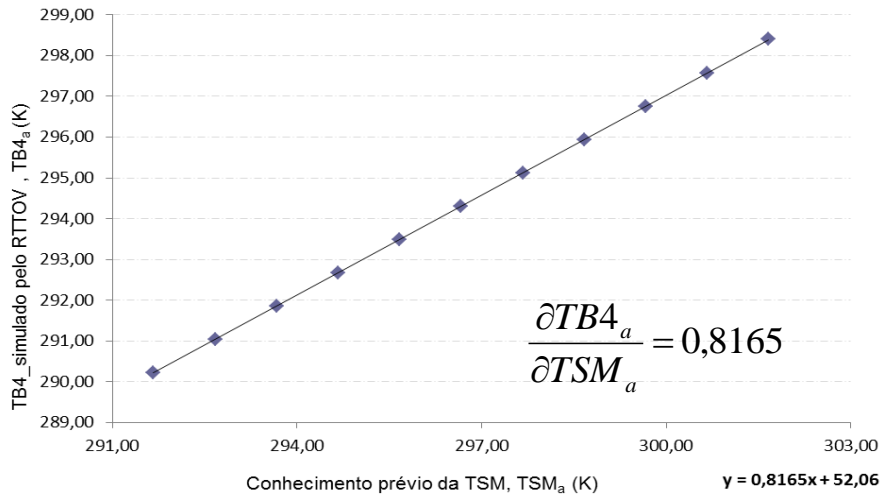
A segunda fase do teste de sensibilidade correspondeu em aplicar o mesmo procedimento adoto anteriormente, só que para o perfil  $W_a$ , ou seja, assumiu-se um valor de  $TSM_a$  fixo e diferentes faixas de erro previamente conhecidos de  $\pm 10$ ,  $\pm 30$  e  $\pm 50\%$  em  $W_a$ , sendo em seguida inserida no RTTOV para geração dos novos valores de TB e posteriormente a obtenção da TSM. Os novos valores de  $W_a$  são apresentados tabela 4.2.

Tabela 4.2: Incertezas assumidas nos valores de  $W_a$  (ppmv).

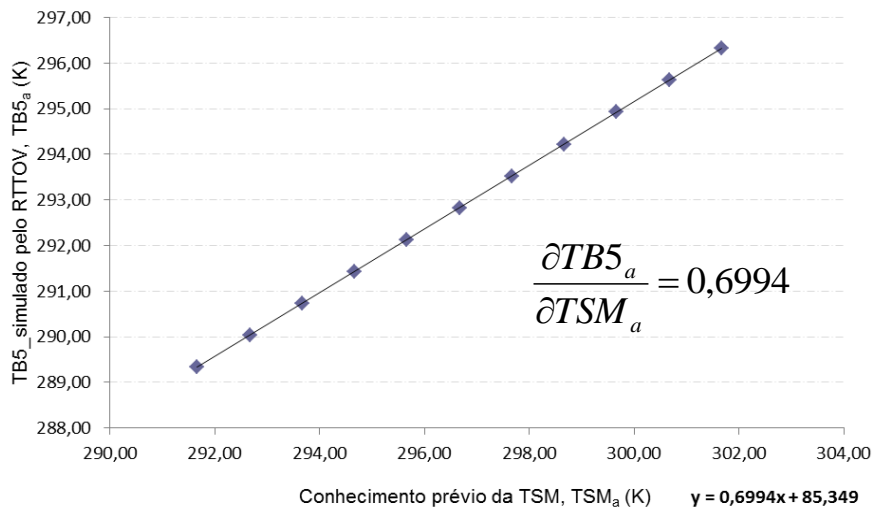
Nível hPa	- 50%	- 30%	- 10%	Perfil $W$ Ref	+ 10%	+ 30%	+ 50%
0,0	1,953	2,734	3,516	<b>3,906</b>	4,297	5,078	5,859
0,0	2,675	3,745	4,815	<b>5,350</b>	5,885	6,955	8,025
0,1	2,753	3,854	4,955	<b>5,505</b>	6,056	7,157	8,258
0,2	2,999	4,198	5,397	<b>5,997</b>	6,597	7,796	8,996
0,5	2,981	4,173	5,365	<b>5,962</b>	6,558	7,750	8,942
0,8	2,922	4,090	5,259	<b>5,843</b>	6,428	7,596	8,765
1	2,891	4,047	5,203	<b>5,781</b>	6,359	7,515	8,672
2	2,797	3,916	5,034	<b>5,594</b>	6,153	7,272	8,390
2	2,772	3,880	4,989	<b>5,543</b>	6,098	7,206	8,315
3	2,710	3,794	4,879	<b>5,421</b>	5,963	7,047	8,131
4	2,685	3,760	4,834	<b>5,371</b>	5,908	6,982	8,056
4	2,658	3,721	4,785	<b>5,316</b>	5,848	6,911	7,974
5	2,559	3,582	4,606	<b>5,118</b>	5,629	6,653	7,676
7	2,454	3,435	4,417	<b>4,908</b>	5,398	6,380	7,361
10	2,334	3,267	4,201	<b>4,668</b>	5,135	6,068	7,002
15	2,297	3,216	4,134	<b>4,594</b>	5,053	5,972	6,891
20	2,315	3,241	4,167	<b>4,630</b>	5,093	6,019	6,945
27	2,248	3,148	4,047	<b>4,497</b>	4,946	5,846	6,745
36	2,114	2,959	3,805	<b>4,228</b>	4,651	5,496	6,342
45	2,028	2,839	3,650	<b>4,055</b>	4,461	5,272	6,083
57	1,925	2,695	3,466	<b>3,851</b>	4,236	5,006	5,776
70	1,797	2,516	3,235	<b>3,595</b>	3,954	4,673	5,392

85	1,848	2,587	3,326	<b>3,696</b>	4,065	4,805	5,544
102	3,301	4,622	5,942	<b>6,602</b>	7,263	8,583	9,904
122	5,463	7,648	9,833	<b>10,925</b>	12,018	14,203	16,388
144	9,143	12,800	16,457	<b>18,286</b>	20,115	23,772	27,429
168	14,416	20,183	25,949	<b>28,832</b>	31,716	37,482	43,249
194	21,833	30,567	39,300	<b>43,667</b>	48,033	56,767	65,500
223	32,734	45,827	58,921	<b>65,468</b>	72,015	85,108	98,202
254	47,158	66,021	84,884	<b>94,315</b>	103,747	122,610	141,473
287	78,554	109,976	141,398	<b>157,109</b>	172,820	204,241	235,663
322	131,727	184,418	237,109	<b>263,455</b>	289,800	342,491	395,182
358	215,374	301,523	387,672	<b>430,747</b>	473,822	559,971	646,121
397	331,887	464,642	597,397	<b>663,774</b>	730,152	862,907	995,662
437	476,467	667,054	857,640	<b>952,934</b>	1048,227	1238,814	1429,400
479	722,876	1012,027	1301,178	<b>1445,753</b>	1590,328	1879,479	2168,629
521	971,027	1359,438	1747,849	<b>1942,055</b>	2136,260	2524,671	2913,082
566	1280,871	1793,219	2305,568	<b>2561,742</b>	2817,916	3330,265	3842,613
611	1532,893	2146,051	2759,208	<b>3065,787</b>	3372,366	3985,523	4598,680
656	2086,523	2921,132	3755,742	<b>4173,046</b>	4590,351	5424,960	6259,569
703	2792,340	3909,275	5026,211	<b>5584,679</b>	6143,147	7260,083	8377,019
749	3408,008	4771,211	6134,414	<b>6816,016</b>	7497,617	8860,821	10224,024
795	3944,658	5522,522	7100,385	<b>7889,317</b>	8678,248	10256,111	11833,975
840	4511,993	6316,790	8121,587	<b>9023,985</b>	9926,384	11731,181	13535,978
883	5166,812	7233,537	9300,261	<b>10333,624</b>	11366,986	13433,711	15500,436
922	5801,120	8121,568	10442,016	<b>11602,240</b>	12762,464	15082,912	17403,360
957	6430,360	9002,504	11574,648	<b>12860,720</b>	14146,792	16718,935	19291,079
986	6808,228	9531,520	12254,811	<b>13616,457</b>	14978,103	17701,394	20424,685
1005	7169,520	10037,328	12905,137	<b>14339,041</b>	15772,945	18640,753	21508,561
1025	7624,028	10673,639	13723,250	<b>15248,055</b>	16772,861	19822,472	22872,083

A partir dos diferentes valores de  $TB4_a$  e  $TB5_a$  simulados pelo RTTOV9, foi gerada a matriz de sensibilidade  $K_{EO}$ , conforme equação 3.7, que representa a variabilidade temporal de  $TB4_a$  e  $TB5_a$  em relação à variação de  $TSM_a$  e  $TCVD_a$ . Em outras palavras, cada termo de  $K_{EO}$  representa a derivada parcial e  $TB4_a$  e  $TB5_a$  em relação os valores de  $TSM_a$  e  $TCVD_a$ . As figuras 4.1(a,b) e 4.2(a,b) ilustram o cálculo de cada termo da matriz  $K_{EO}$ .

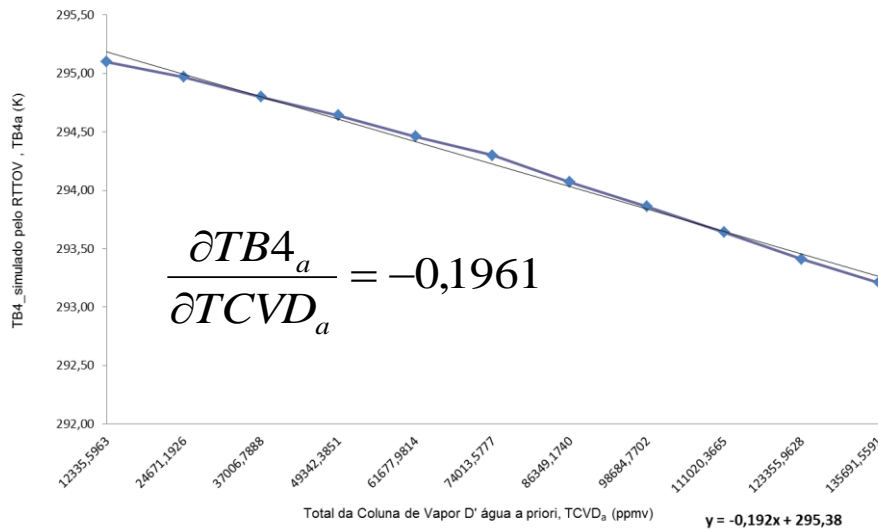


(a)

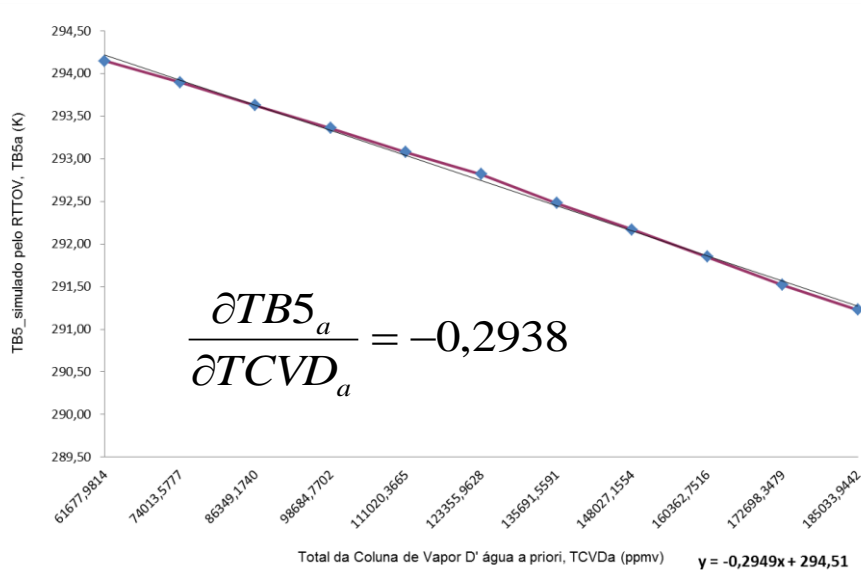


(b)

Figura 4.1: Variação de  $TB4_a$  (a) e  $TB5_a$  (b) em relação  $TSM_a$ .



(a)



(b)

Figura 4.2: Variação de  $TB4_a$  (a) e  $TB5_a$  (b) em relação  $TCVD_a$ .

A seguir é apresentado um resumo estatístico dos resultados obtidos com a análise de sensibilidade (tabela 4.3). A avaliação dos resultados mostrou uma maior resposta do algoritmo proposto, quando foram modificados os perfis atmosféricos de umidade em comparação as simulações com  $TSM_a$  a priori modificado.

Tabela 4.3. Resumo estatístico dos resultados obtidos a partir da análise de sensibilidade aplicada no método de estimativa ótima.

Dependência do EO	REMQ (K)	DM (K)	DP(K)
$TSM_a$ (modificado em $\pm 5K$ )	0,32	-0,02	0,33
$TSM_a$ (modificado em $\pm 3K$ )	0,20	-0,06	0,22
$TSM_a$ (modificado em $\pm 1K$ )	0,08	-0,01	0,10
$TCVD_a$ (modificado em $\pm 10\%$ )	0,33	0,03	0,41
$TCVD_a$ (modificado em $\pm 30\%$ )	0,80	0,06	0,87
$TCVD_a$ (modificado em $\pm 50\%$ )	1,26	0,10	1,32

Os resultados mostraram valores de REMQ, com limite superior de 0,32K nas simulações onde a variação de  $TSM_a$  foi de  $\pm 5K$  e DM de -0,06 para  $TSM_a$  alteradas em  $\pm 3K$ . Por outro lado, quando o perfil vertical de umidade foi modificado em  $\pm 10\%$ ,  $\pm 30\%$  e  $\pm 50\%$  e considerando um valor fixo da  $TSM_a$ , os resultados apresentaram uma maior imprecisão dos valores de TSM estimados pelo EO, com tendência de aumento dos erros, conforme apresentado na tabela 4.3. Os maiores valores de REMQ e DP encontrados foram de 1,26 e 1,32 K, respectivamente, numa situação em que os valores do perfil vertical de umidade foram modificados em  $\pm 50\%$ . No entanto, essa condição de desvio de  $\pm 50\%$  em  $W_a$ , pode ser considerada como exagerada ou anômala para as fontes de dados disponíveis.

De um modo geral, o teste mostrou uma maior sensibilidade do EO em relação às variações do  $TCVD_a$  derivado de  $W_a$ , do que da  $TSM_a$ . Essa análise resulta numa maior atenção no momento da escolha do perfil de umidade para assimilação no EO. Os resultados estatísticos como um todo retornaram um baixo valor de DM, confirmando um dos princípios fundamentais do EO, que é fornecer resultados com baixo viés, além de valores mínimos de desvio padrão (MERCHANT et al., 2008).

## 4.2 - TESTE SOBRE OCEANO ATLÂNTICO TROPICAL UTILIZANDO DADOS DO AVHRR

A fim de avaliar a eficácia do método de EO em resposta às variações das condições atmosféricas e do oceano sobre a região do Atlântico tropical, várias simulações da TSM foram realizadas sobre coordenadas geográficas previamente definidas, cujas localizações coincidiram com o posicionamento de quatro boia fundeadas do PIRATA. Todos os cálculos estatísticos foram feitos no Excel versão 2010, com auxílio de rotinas escritas em linguagem Shell para preparação dos conjuntos de dados. Os resultados extraídos das simulações foram então comparados com as medidas *in situ* das boia, com objetivo de avaliar a confiabilidade dos valores de TSM fornecidos pelo EO, bem como, observar o desempenho do algoritmo proposto numa situação real.

Os valores dos perfis atmosféricos de temperatura,  $x_a$ , umidade  $w_a$ , TSM a priori,  $TSM_a$  e Total da Coluna de Vapor de Água a priori,  $TCVD_a$  extraídos dos arquivos binários do NOAA-18 sobre as mesmas coordenadas geográficas das quatro boias do PIRATA mencionados no PASSO 2 da metodologia, foram assimilados no RTTOV9, para simulação dos valores de  $TB4_a$  e  $TB5_a$  que por ventura o sensor AVHRR poderia estar observando no topo da atmosférica em cada localidade. Vale ressaltar, que os valores de TB simulados pelo RTTOV9 são considerados como uma estimativa inicial da temperatura de brilho, que será comparada com o valor real medido pelo sensor AVHRR do satélite NOAA-18.

A sensibilidade das temperaturas de brilho do estado da atmosfera e oceano também foi calculada ( $K_{EO}$ ), além da geração da matriz de covariância  $S_\varepsilon$  obtida a partir dos erros dos valores de TB4 e TB5 gerados pelo RTTOV9 e o observado pelo NOAA-18, além da matriz de covariância  $S_a$  baseada no erro de 1K para  $TSM_a$  e 25% em  $w_a$  que resulta o  $TCVD_a$ .



Para confecção da matriz  $S_\varepsilon$ , assumiu-se um erro instrumental semelhante aos erros das temperaturas de brilho observadas (canais 4 e 5) pelo sensor AVHRR ( $\varepsilon_4=\varepsilon_5=0,12K$ ), obtido a partir do guia de usuário da NOAA, (NOAA, 2013). Neste guia são apresentadas diversas informações a respeito do sensor AVHRR, além do sumário técnico das características espectrais de cada banda disponível no sensor.

Por outro lado, o erro do RTTOV é sabido como sendo o menor valor no nadir (0,15K) e aumentando com o caminho ótico, de acordo com expressado na equação 4.1.

$$0,15 * \sec(\theta) \quad (4.1)$$

Onde,  $\theta$  representa o ângulo de visado do satélite. Neste caso, os elementos da matriz  $S_\varepsilon$ , foram calculados conforme apresentado na equação 3.10. O primeiro termo do lado direito refere-se aos erros da temperatura de brilho observada,  $Y_o$  e o segundo termo representa os erros da temperatura de brilho simulado pelo MTR para os canais 4 e 5 do AVHRR.

$$e_4^2 = e_5^2 = (0,12)^2 + (0,15 * \sec \theta)^2 \quad (4.2)$$

A matriz de covariância  $S_a$  foi definida tomando uma imprecisão de 1K para  $TSM_a$ , baseado no erro dos diferentes algoritmos de TSM e incerteza de 25% no valor de  $TCVD_a$  que corresponde aproximadamente a uma variação de 1K na  $TSM_a$ .

Com o propósito de averiguar o desempenho do método de estimativa ótima, bem como realizar ajustes sistemáticos no procedimento de estimativa da TSM, foram criados dois conjuntos de dados que incluía a TSM medida em

intervalo horário, proveniente da base de dados do projeto PIRATA e TSM estimada pelo EO. Nesta etapa, tomou-se o cuidado de coincidir os horários dos dados observados com os horários das TSM recuperadas pelo EO, de modo a evitar possíveis ruídos no processo de validação. A seguir é apresentado um exemplo do sumário dos dados da TSM coletados simultaneamente por meio da boia posicionada na latitude 19°S e longitude de 34°W e estimado via algoritmo EO, para algumas medidas livres de nuvens realizadas entre os meses de fevereiro e março de 2011 (tabela 4.4).

Tabela 4.4: Amostra dos dados utilizados na comparação entre  $TSM_{obs}(K)$  na boia 19°S e 34°W e  $TSM_{EO}(K)$ .

DATA	TSM_OBS	TSM_EO	TSM_EO - TSM_OBS
07Z 18/02/2011	300,79	300,18	-0,61
07Z 19/02/2011	300,89	300,81	-0,08
19Z 19/02/2011	301,28	301,23	-0,04
19Z 20/02/2011	301,02	300,96	-0,07
07Z 21/02/2011	300,89	300,83	-0,06
19Z 21/02/2011	301,24	300,64	-0,60
19Z 22/02/2011	301,23	301,05	-0,18
07Z 23/02/2011	300,91	300,28	-0,63
07Z 26/02/2011	301,04	300,25	-0,78
19Z 27/02/2011	301,38	301,49	0,11
19Z 28/02/2011	301,46	301,56	0,10
19Z 01/03/2011	301,34	301,26	-0,07
19Z 02/03/2011	301,41	300,51	-0,90
19Z 03/03/2011	301,64	301,29	-0,35
07Z 08/03/2011	301,36	301,49	0,13
07Z 09/03/2011	301,40	301,54	0,14
19Z 09/03/2011	301,50	301,27	-0,23
07Z 10/03/2011	301,38	300,58	-0,79
19Z 10/03/2011	301,32	301,06	-0,26
07Z 11/03/2011	301,24	300,70	-0,53
19Z 11/03/2011	301,20	301,46	0,26
07Z 12/03/2011	301,14	300,61	-0,52
19Z 12/03/2011	301,26	301,35	0,09
07Z 13/03/2011	301,15	300,98	-0,17
19Z 13/03/2011	301,17	300,75	-0,42
19Z 14/03/2011	301,14	301,16	0,03
07Z 20/03/2011	301,01	300,17	-0,83
07Z 21/03/2011	301,06	300,17	-0,89
19Z 22/03/2011	301,13	300,29	-0,84
07Z 23/03/2011	301,01	300,72	-0,29
19Z 23/03/2011	301,08	300,24	-0,84
07Z 26/03/2011	301,05	300,69	-0,36
07Z 27/03/2011	301,05	300,72	-0,33
19Z 27/03/2011	301,49	300,77	-0,72
19Z 28/03/2011	301,70	301,46	-0,24

19Z 29/03/2011	302,33	301,46	-0,87
07Z 30/03/2011	301,32	300,66	-0,66

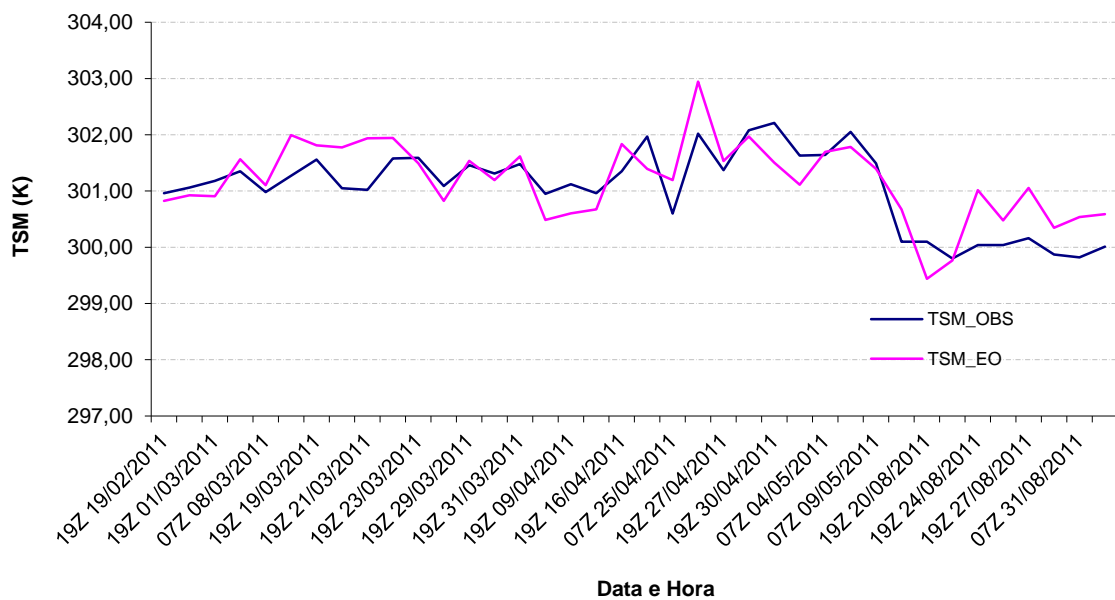
Na tabela 4.5 é apresentado o resumo estatístico realizado entre os valores de TSM calculada pelo EO e observados pelas boia do PIRATA, para o período de fevereiro a setembro de 2011. Os resultados mostraram estimativas bem coerentes, sendo confirmado pelos baixos valores de REMQ, com erros em torno de 0,5K nas quatro localidades analisadas. Além disso, os resultados mostraram um modelo com pouco tendencioso com valores de DM variando entre -0,35 e 0,14 com destaque para a boia localizada em 0°N e 35°W, com valor de 0,14K. Os resultados do coeficiente de correlação apresentaram-se bem elevados, indicando uma boa relação linear entre as medidas de TSM extraídas das simulações do EO com as medidas provenientes das boia do PIRATA. Vale ressaltar, que a boia localizada mais ao sul apresentou melhor valor de correlação (0,96).

Tabela 4.5: Resumo estatístico da comparação entre os valores de TSM do EO e TSM observada pelas as boias fundeadas do PIRATA.

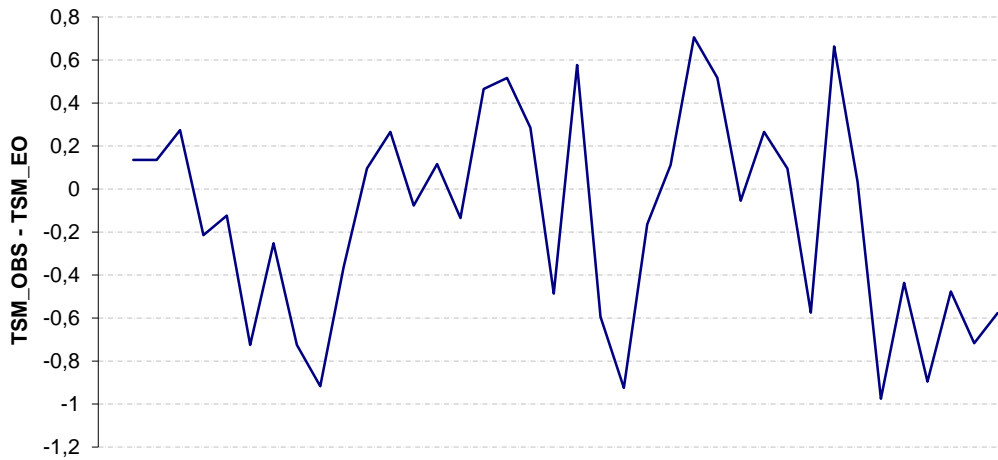
Boia	REMQ	DM	R	DP	R <sup>2</sup>
0°N 35°W	0,50	0,14	0,75	0,68	0,57
8°S 30°W	0,55	-0,43	0,94	0,41	0,88
14°S 32°W	0,44	-0,34	0,84	0,46	0,70
19°S 34°W	0,49	-0,35	0,96	0,45	0,96

Avaliação estatística também apontou uma boa relação entre os dois conjuntos de dados analisados (estimado versus observado), sendo evidenciados pelos valores de desvio padrão encontrados, bem como, pelos valores do coeficiente de determinação (R<sup>2</sup>). A variabilidade ao longo do tempo dos valores de TSM estimados pelo EO para as posições 8°S 30°W e 14°S 32°W, apresentaram um comportamento semelhante ao registrado pelas boia. Tais resultados são evidenciados pelos altos valores de coeficiente de determinação, R<sup>2</sup> apresentados na tabela 4.5. De um modo geral o modelo de estimativa ótima apresentou resultados coerentes com o observado pelas boia.

As figuras 5.4(a) e (b) ilustram a evolução temporal dos diferentes valores de TSM obtidos pelas simulações feitas pelo EO, em comparação com as observações da boia, posicionada em 0°N e 35°W e a diferença observada entre as duas bases de dados, respectivamente. Observa-se na figura 5.4(a) que os valores de TSM recuperados pelo EO tiveram um comportamento ao longo do tempo semelhante, bem como na variabilidade em relação aos valores medidos pela boia durante todo o período simulado. Além disso, podemos observar uma diferença entre os valores de TSM abaixo de aproximadamente 1°K em todo o período analisado, indicando que o modelo conseguiu estimar com qualidade a TSM ao longo do tempo para esta localidade.



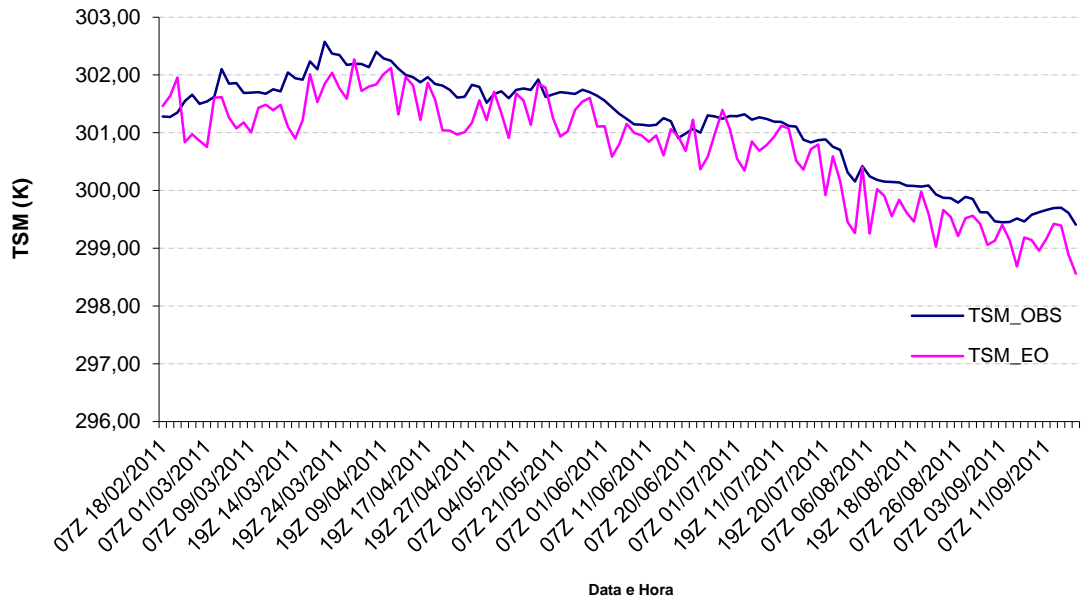
(a)



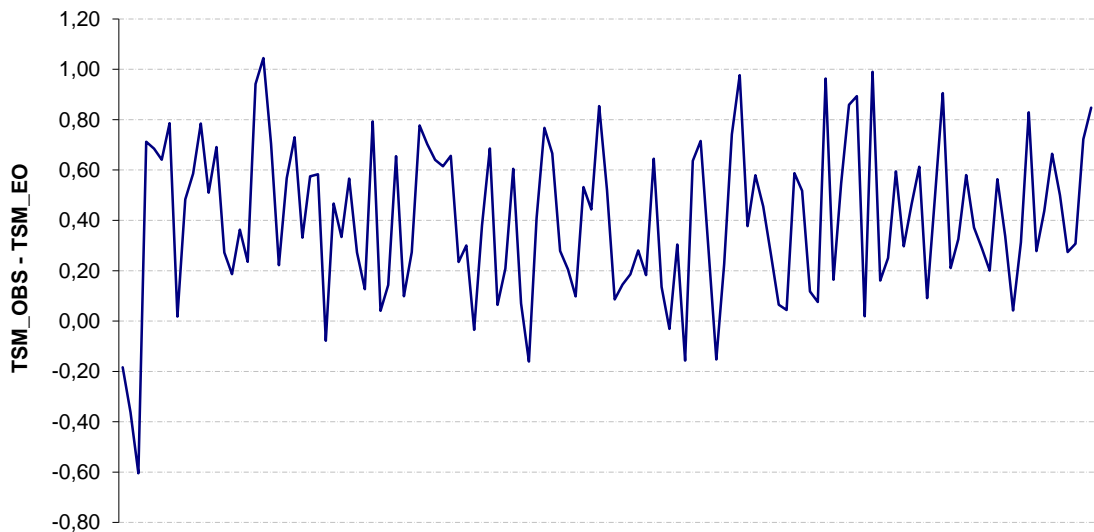
(b)

Figura 4.3: Evolução temporal da  $TSM_{EO}$  versus  $TSM_{obs}$  medido pela boia  $0^{\circ}N$   $35^{\circ}W$  durante o período de fevereiro a setembro de 2011 (a) e diferença entre  $TSM_{obs}$  e  $TSM_{EO}$  (b).

Na figura 4.4(a) pode se observar um padrão similar de comportamento dos dados da TSM do EO em relação os dados de TSM medidos pela boia  $8^{\circ}S$   $30^{\circ}W$ . Contudo, os valores simulados pelo EO mantiveram uma maior variabilidade, conforme observado na análise anterior da figura 5.4(a). Nota-se na figura 4.4(b) uma diferença residual entre os dados de  $TSM_{OBS}$  e  $TSM_e$  bastante aceitável, apresentando valor máximo de 1,02K.



(a)



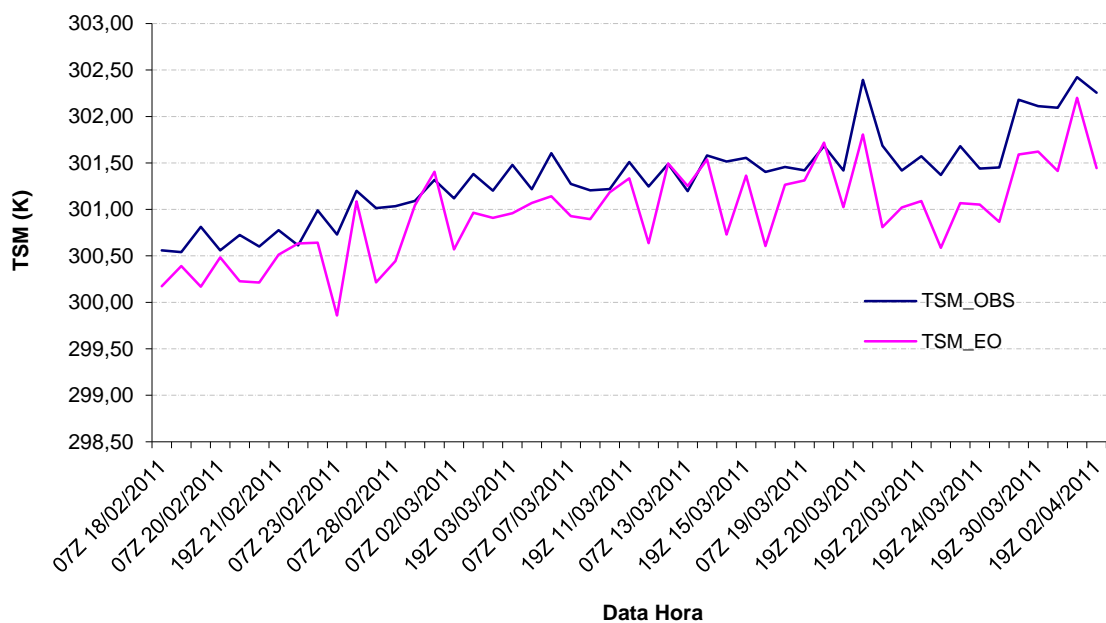
(b)

Figura 4.4: Evolução temporal da  $TSM_{EO}$  versus  $TSM_{obs}$  medido pela boia 8°S 30°W durante o período de fevereiro a setembro de 2011 (a) e diferença entre  $TSM_{obs}$  e  $TSM_{EO}$  (b).

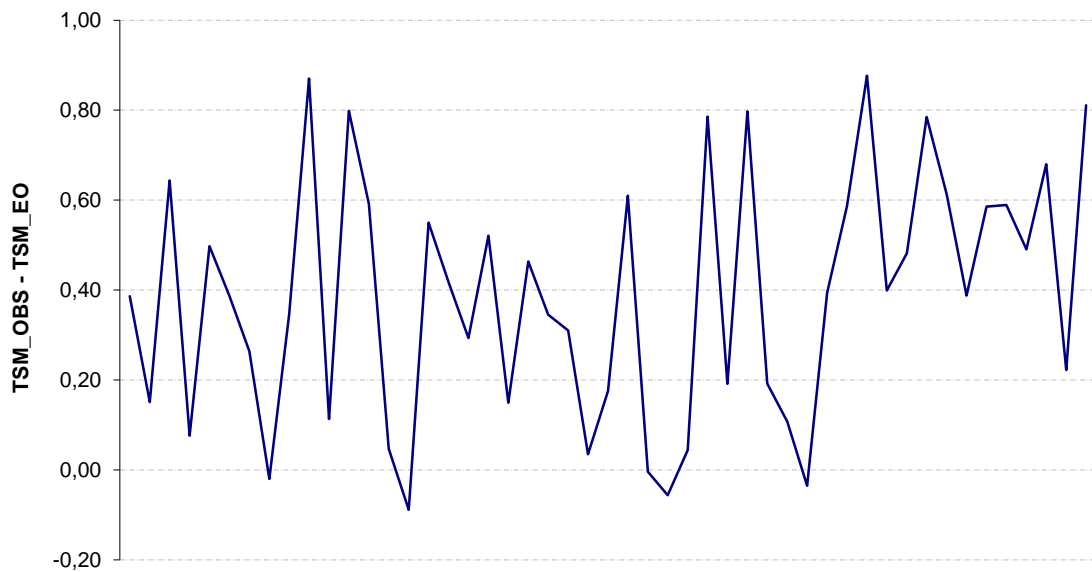
A figura 4.5(a) ilustra a comparação da evolução temporal entre as TSM estimadas pelo EO e os valores observados pela boia fundeada do PIRATA, situada em 14°S32°W no período de fevereiro a setembro de 2011. Os

resultados dessa análise mostraram estimativas da TSM um pouco abaixo em relação ao observado pela boia durante o período analisado. Por outro lado, os valores mostrados pelo EO apresentaram a mesma variabilidade temporal do observado pela boia, ou seja, o algoritmo proposto neste trabalho conseguiu reproduzir de forma coerente o comportamento dos valores de TSM observados na boia.

Na figura 4.5(b) é ilustrada a diferença entre a evolução dos valores da TSM medidos pela boia e o estimado pelo EO. Nota-se que a diferença residual registrada permaneceu dentro de um limite aceitável de  $\pm 1^\circ\text{C}$ , mostrando que o método de estimativa ótima apresentou valores coerentes durante todo o período analisado, além de seguir o mesmo padrão de evolução.



(a)

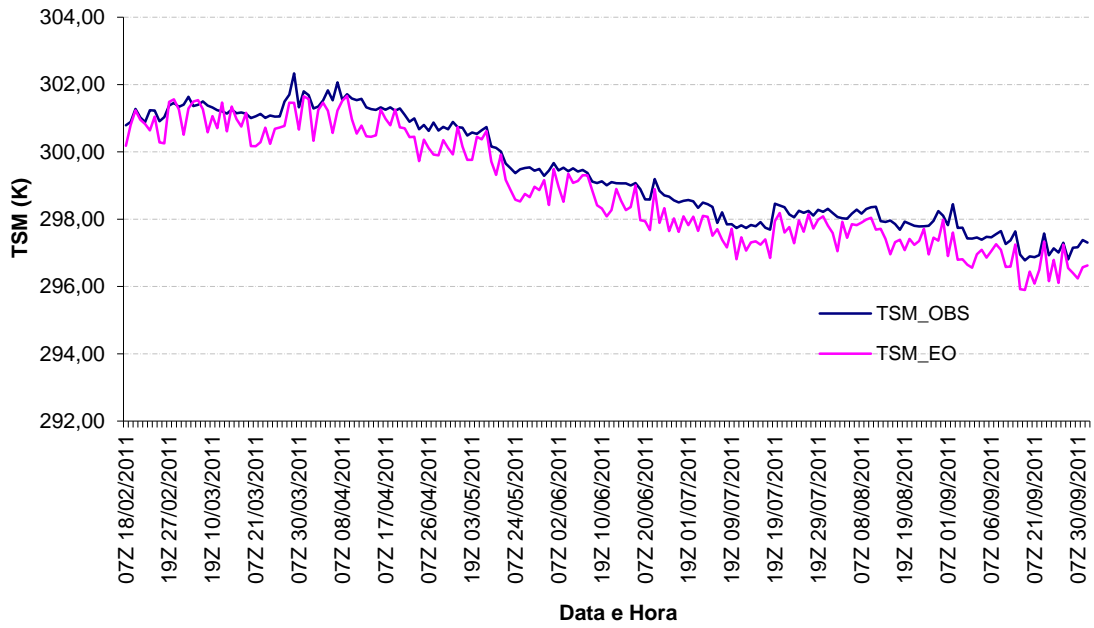


**(b)**

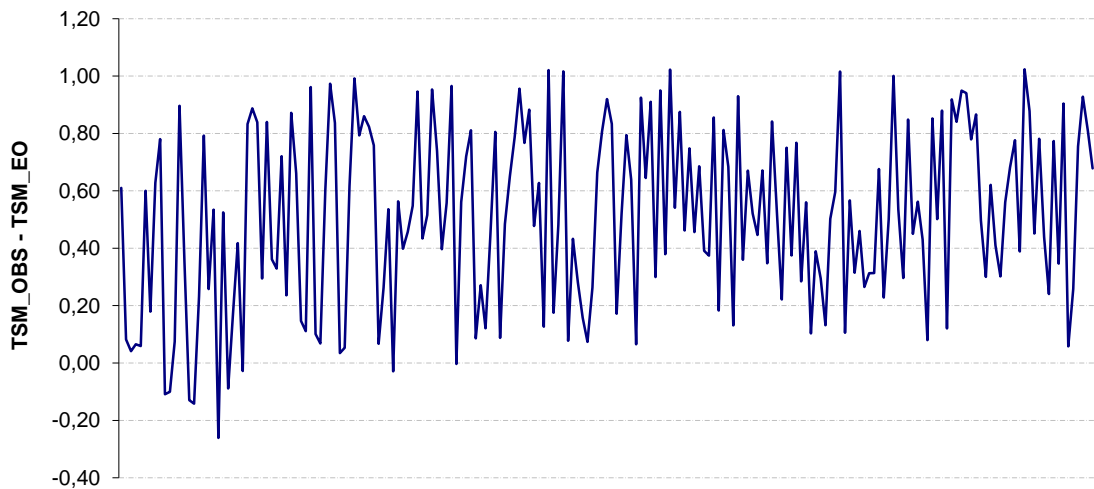
Figura 4.5: Evolução temporal da  $TSM_{EO}$  versus  $TSM_{obs}$  medido pela boia 14°S 32°W durante o período de fevereiro a setembro de 2011 (a) e diferença entre  $TSM_{obs}$  e  $TSM_{EO}$  (b).

O algoritmo de estimativa da TSM exibido neste trabalho também apresentou uma boa performance quando comparado estatisticamente seus resultados com as observações das boias localidade em 19°S e 34°W. Os valores de TSM estimados pelo EO apresentaram uma variação ao longo do tempo similar ao medido pela boia (figura 4.6(a)), com maior diferença relativa de 1°C.





(a)



(b)

Figura 4.6: Evolução temporal da  $TSM_{EO}$  versus  $TSM_{obs}$  medido pela boia 19°S 34°W durante o período de fevereiro a setembro de 2011 (a) e diferença entre  $TSM_{obs}$  e  $TSM_{EO}$  (b).

De um modo geral, o EO apresentou resultados bem coerentes e de boa qualidade, demonstrando ser capaz de reproduzir valores realísticos da TSM sobre a região do oceano Atlântico Tropical, próximo a costa do Brasil,

## Capítulo 5

### CONCLUSÕES

Neste trabalho foi aplicado o método de estimativa da Temperatura da Superfície do Mar, denominado Estimador Ótimo, via dados do sensor AVHRR na janela atmosférica do infravermelho termal, inicialmente abordado por MERCHANT *et. al.* (2006). Além disso, foi realizado um teste de sensibilidade, bem como uma avaliação estatística com a finalidade de verificar o desempenho deste algoritmo sobre a região tropical do Oceano Atlântico Sul.

Relacionando os objetivos propostos com os resultados adquiridos, pode-se concluir que:

Os resultados encontrados durante o teste de sensibilidade apontaram uma maior dependência do algoritmo em relação à variação dos perfis verticais de umidade, utilizados como condição de entrada no processo de modelagem direta que representa uma etapa preliminar do cálculo da TSM pelo EO. O maior valor de REMQ observado durante os testes de sensibilidade foi de 1,26K para uma condição de desvio dos perfis verticais de umidade em torno de  $\pm 50\%$ , o que na prática torna-se uma condição bem anômala para as diferentes bases de dados disponíveis hoje em dia. Contudo, essa análise mostra a necessidade de um cuidado todo especial na hora da escolha da fonte de dados do perfil de umidade para assimilação no modelo, pois quanto melhor for a representação das condições do estado da atmosfera e oceano local, melhor será a qualidade dos valores de TSM estimados pelo algoritmo da TSM proposto durante este estudo, ou seja, a eficiência do EO vai depender muito do grau de incerteza do conhecimento prévio da  $TSM_a$  e  $TCVD_a$  derivado do perfil de umidade.

Na segunda etapa do trabalho, foram realizadas 416 simulações sobre quatro pontos fixos sobre o Oceano Atlântico Sul, que coincidiram com a localização geográfica de algumas boia fundeadas do projeto PIRATA. Este novo conjunto de simulações foi então comparado estatisticamente com as observações das boia, com o propósito de avaliar na prática o desempenho do modelo de estimativa da TSM proposto.

Em geral, os resultados da análise estatística mostraram valores baixos de REMQ nos quatro pontos testados, com erros entre 0,44K sobre a boia posicionada em 14°S de latitude e 32°W de longitude e 0,55K na boia localizada em 8°S de latitude e 30°W de longitude. Os valores de erro médio ou desvio médio indicaram uma ligeira tendência do algoritmo em subestimar os valores de TSM em comparação ao medido pelas boia. Tal resultado pôde ser observado em três das quatro boia analisadas (ver tabela 5.5). No entanto, tal tendência pode ser minimizada com um melhor ajuste das matrizes de covariância dos erros utilizada na ponderação da diferença dos valores de temperatura de brilho simulados pelo RTTOV9 e observados pelo satélite. Pois tais valores de erro não puderam ser totalmente definidos, ou seja, sendo utilizados alguns valores de erro baseado no trabalho de MERCHANT *et. al.* (2008), por ser tratarem da mesma base de dados, como no caso do erro das simulações do RTTOV9.

Em resumo, o algoritmo de estimativa da TSM testado neste estudo apresentou um bom desempenho na região de estudo (região tropical), correspondente a localização das boia do PIRATA, onde foram realizadas várias estimativas e comparações com medidas reais. No entanto, novos testes em outras regiões do oceano Atlântico com maior gradiente térmico fazem necessários para melhor avaliar a desempenho do EO, além de uma definição mais detalhada dos erros das diferentes bases de dados utilizadas pelo método proposto, de forma a melhorar o cálculo das matrizes de covariância dos erros.

Além disso, faz-se necessário a realização de novos testes, utilizando como conhecimento prévio do estado da atmosfera e oceano dados proveniente de modelos de previsão numérica do tempo, com o intuito de

fornecer medidas distribuídas regularmente no espaço para posterior geração de mapas de TSM baseado no EO.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARBIERI R.W.; MCCLAIN C.R.; ENDRES D.L., “**Methodology for interpretation of SST retrievals using the AVHRR split window algorithm**”, Greenbelt, Maryland, Goddard Space Flight Center, NASA, Sep 1983, (1983).

BARTON I.J., “**Satellite-derived sea surface temperature-current status**”, Journal of Geophysical Research, 15: 8777-8790, (1995).

BRUTSAERT W.; HSU, A.Y.; SCHMUGGE T.J., “**Parameterization of surface heat fluxes above forest with satellite thermal sensing and boundary layer soundings**”, Journal of Applied Meteorology, vol. 32, No. 5, pp. 909–917, (1993).

COAKLEY J.A.; BRETHERTON F.P., “**Cloud cover from high resolution scanner data: detecting and allowing for partial fields of view**”, Journal of Geophysical Research, v. 87, n. C7, pp. 4917-4932, (1982).

COLL C.; CASELLES V.; VALOR E., “**Atmospheric correction and determination of sea surface temperature in midlatitudes from NOAA-AVHRR data**”, Manuscrito impresso em 1993, (1993).

DEBLONDE G.; ENGLISH S. J., “**Evaluation of the FASTEM-2 fast microwave oceanic surface emissivity model**”, In: Tech. Proc. ITSC-XI, 20-26, Budapest. Proceedings. Budapest: p. 67-78, (2000).

ENGLISH S.J.; HEWISON T.J., “**A fast generic millimetre wave emissivity model**”, Microwave Remote Sensing of the Atmosphere and Environment Proceedings SPIE, v. 3503, p. 22-30, (1998).

EYRE J.R., “**A fast radiative transfer model for satellite sounding systems**”, Search Department Technical Memorandum 176. Reading, U.K.: European Centre for Medium Range Weather Forecasts, (1991).

FRANÇA G. B.; CRACKNELL A. P., “**Retrieval of land and sea surface temperature using NOAA-11 AVHRR data in north-eastern Brazil**”, International Journal of Remote Sensing, 15, 1695-1712, (1994).

FRANÇA G. B.; CRACKNELL A. P., “**A simple cloud masking approach using NOAA AVHRR daytime data for tropical areas**”, Int. Journal of Remote Sensing, 16, 1697 – 1705, (1995).

GOOS-BRASIL, na internet: <http://goosbrasil.org/pirata/>, acessado em 19 Jun 2013, (2013).

IQBAL M., “**An Introduction to Solar Radiation**”, Academic Press, Canada, 390pp., (2001).

KIDWELL K.B., “**NOAA polar orbiter data**”, Washington D.C: NOAA, June (1995).

KLEESPIES T.J.; MCMILLIN L.M., “**Retrieval of precipitable water from observations in the split window over varying surface temperature**”, Journal of Applied Meteorology, v.29, n.9, p. 851-863, Sept. (1990).

LAVANANT L., “**Description document for the “ICI” sounding software related to NOAA orbiting satellites**”, Toulouse: Météo France, 1999. Disponível em: [http://www.meteorologie.eu.org/ici/articles/ici\\_s\\_a.html](http://www.meteorologie.eu.org/ici/articles/ici_s_a.html), (2004).

LILJAS E., “**Automated recognition of cloud types from satellites and its application to nowcasting**”, International Conference on Agrometeorology, Fondazione Cesena Agricoltura Publicatione, (1987).

LILLESAND T.N.; KIEFER R.W., “**Remote sensing and image interpretation**”, Jonh Willey & Sons, Inc., (1987).

LIOU K. N., “**Introduction to atmospheric radiation**”, London, Academic Press (1980).

MATRICARDI M.; CHEVALLIER F.; TJEMKES S., **“An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations”**, Research Department Technical Memorandum 345, Reading, U.K.: European Centre for Medium Range Weather Forecasts, (2001).

MCCLAIN L. M., **“Estimation of surface temperature from infrared window measurements with different absorption”**, Journal of Geophysical Research, 80, 5113-5117, (1975).

MCMILLIN L. M.; CROSBY D. S., **“Theory and validation of the multiple window sea surface temperature technique”**, Journal of Geophysical Research, v. 89, pp. 3655-3661, (1984).

MCCLAIN E.P.; PICHEL W.G.; WALTON C.C., **“Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures”**, Journal of Geophysical Research, 90, 11,587–11,601, (1985).

MERCHANT C. J.; HORROCKS L. A., EYRE J.; O'CARROLL A. G., **“Retrievals of sea surface temperature from infra-red imagery: origin and form of systematic errors”**, Quarterly J. Royal Meteorological Society, 132, 1205-1223, (2006).

MERCHANT C. J. P.; BORGNE L.; MARSOUIN A.; ROQUET, H., **“Optimal estimation of sea surface temperature from split-window observations”**, Remote sensing of environment. in press, doi:10.1016/j.rse.2007.11.011, (2008).

NETO A.S., **“Análise de imagens termais AVHRR utilizando transformada de Fourier e Ondas para determinação de padrões em vórtices e meandros”**. Tese de D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, Programa de Pós-graduação em Ciência Florestal, Viçosa, MG, Brasil, (2004).

NOAA, na internet: <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/pod-guide/ncdc/docs/klm/html/c3/sec3-1.htm/>, acessado em 10 Set 2013, (2013)

PMEL, na internet: <http://www.pmel.noaa.gov/>, acessado em 10 Set 2013, (2013).

PERES L.F.; DACAMARA C.C., “**Land surface temperature and emissivity estimation based on the two-temperature method: sensitivity analysis using simulated MSG/SEVIRI data**”, Remote Sensing of Environment, v. 91, pp. 377–389, (2004).

PERES L., “**Princípios da Radiação Eletromagnética**”, curso de Graduação em Meteorologia, jun-set. de 2011. Capítulo 3. Notas de Aula. Sensoriamento Remoto.

PRABHAKARA C.; DALU G.; KUNDE V. G., “**Estimation of surface temperature from remote sensing in the 11 to 13  $\mu\text{m}$  window region**”, Journal of Geophysical Research, 79, 5039-5045, (1974).

SAUNDERS R.W.; MATRICARDI M.; BRUNEL P., “**An improved fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observations**”, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 125, p. 1407-1426, (1999).

SAUNDERS R.W., “**RTTOV-6 Science and Validation Report Revision**”, biblioteca digital, 2000, na internet: [http://www.metoffice.com/research/interproj/nwpsaf/rtm/rtm\\_rtov6.html](http://www.metoffice.com/research/interproj/nwpsaf/rtm/rtm_rtov6.html), acessado em 20 maio 2013, (2013).

SAUNDERS R. W.; BRUNEL P.; CHEVALLIER F.; DEBLONDE G.; ENGLISH S. J.; MATRICARDI M.; RAYER P. J., “**RTTOV-7, Science and validation report**”, NWP technical report, vol. 387. UK: Met Office, (2002).



SHERLOCK V.J., “**ISEM-6: Infrared Surface Emissivity Model for RTTOV-6**”, Forecasting Research Technical Report No. 287, Dec. (1999).

SOUZA R. A. F., “**Análise de sondagens AQUA sobre o Brasil e simulação da temperatura de brilho dos canais HSB a partir de informações do sensor AIRS**”. Tese de D.Sc., Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, Brasil, (2004).

WAN Z., “**MODIS Land – Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document**”, (LST ATBD), Version 3.3, NAS5-31370, NASA/GSFC, Greenbelt MD, USA, (1999).

WALTON C. E.; MCCLAIN E.P.; SAPPER J.F., “**Recent changes in satellite-based multichannel sea surface temperature algorithms**”, Marine technological society. Washington, D.C: Sept. (1990).