



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – DEPARTAMENTO DE  
METEOROLOGIA

AVALIAÇÃO DO ERRO DOS ALGORITMOS DE  
ESTIMATIVA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR  
UTILIZANDO DADOS MODIS DURANTE EVENTOS DE  
RESSURGÊNCIA NA COSTA DE ARRAIAL DO CABO, RJ

Gilberto Rodrigues Pimentel Junior

Rio de Janeiro  
Novembro 2016



AVALIAÇÃO DO ERRO DOS ALGORITMOS DE  
ESTIMATIVA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR  
UTILIZANDO DADOS MODIS DURANTE EVENTOS DE  
RESSURGÊNCIA NA COSTA DE ARRAIAL DO CABO, RJ

Gilberto Rodrigues Pimentel Junior

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, *PhD*

Prof. Dr. Leonardo Farias Peres, DSc

Rio de Janeiro

Novembro 2016

AVALIAÇÃO DO ERRO DOS ALGORITMOS DE ESTIMATIVA DA  
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR UTILIZANDO DADOS MODIS  
DURANTE EVENTOS DE RESSURGÊNCIA NA COSTA DE ARRAIAL DO  
CABO, RJ

Gilberto Rodrigues Pimentel Junior

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 À  
OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS (ÁREA:  
METEOROLOGIA).

Examinada por:

---

Prof. Dr. Gutemberg Borges França , Ph.D.

---

Prof. Dr. Leonardo de Faria Peres, D.Sc

---

Prof. Dr. Célia Maria Paiva, D.Sc

---

Prof. Dr. Luiz Paulo de Freitas Assad, D.Sc.

---

Prof. Dr. Angelo Sartori Neto, D.Sc.

Rio de Janeiro

Novembro de 2016

Junior, Gilberto Rodrigues Pimentel

AVALIAÇÃO DO ERRO DOS ALGORITMOS DE ESTIMATIVA DA  
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR UTILIZANDO DADOS  
MODIS DURANTE EVENTOS DE RESSURGÊNCIA NA COSTA DE  
ARRAIAL DO CABO, RJ

Avaliação do Erro dos Algoritmos de Estimativa da Temperatura da  
Superfície do Mar Utilizando Dados MODIS Durante Eventos de  
Ressurgência na Costa de Arraial do Cabo, RJ – Rio de Janeiro:  
UFRJ/PPGM/IGEO/ CCMN, 2016

Orientadores: Prof. Dr. Gutemberg Borges França e Prof. Dr. Leonardo de  
Faria Peres.

Referências Bibliográficas : p. 60-65

1. Temperatura da Superfície do Mar. 2. Sensoriamento remoto. 3. Viés.  
França, Gutemberg Borges et al. II. Universidade Federal do Rio de  
Janeiro, PPGM/IGEO/CCMN, Programa de Pós-graduação em  
Meteorologia. III. Avaliação do Erro dos Algoritmos de Estimativa da  
Temperatura da Superfície do Mar Utilizando Dados MODIS Durante  
Eventos de Ressurgência na Costa de Arraial do Cabo, RJ.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente à minha esposa Stella, a primeira e única a me incentivar em retomar os estudos, e a buscar sentido nessa nova fase da minha vida.

Aos meus orientadores Prof. Gutemberg Borges França e Prof. Leonardo Farias Peres, pela paciência e honestidade de propósito em me conduziram nos primeiros passos da pesquisa.

Aos professores do Departamento de Meteorologia pela maneira generosa e atenciosa como receberam alguém com uma formação tão diferenciada e acreditaram que eu pudesse acrescentar ao estudo da Meteorologia.

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.)

AVALIAÇÃO DO ERRO DOS ALGORITMOS DE ESTIMATIVA DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR UTILIZANDO DADOS MODIS DURANTE EVENTOS DE RESSURGÊNCIA NA COSTA DE ARRAIAL DO CABO, RJ

Gilberto Rodrigues Pimentel Junior

Novembro/ 2016

Orientadores: Prof. Gutemberg Borges França e Dr Leonardo de Faria Peres

Programa de Pós-graduação em Meteorologia

Este trabalho estuda o comportamento errôneo da estimativa da temperatura da superfície do mar ( $TSM_{sat}$ ), utilizando dados dos sensores MODIS a bordo dos satélites Aqua e Terra, durante as ocorrências do fenômeno de ressurgência, nas proximidades da boia Cabo Frio ( $23^{\circ} 37,82' S$ ;  $042^{\circ} 12,15' W$ ). Analisa-se o comportamento das estimativas versus o comportamento do vento e dos fluxos turbulentos, utilizando os dados da boia no período de 1 de janeiro a 31 de dezembro de 2014. Confirma-se neste, exemplos de trabalhos como Allard (1955), Emílsson (1961) e Ikeda *et al.*(1974), em que o vento à superfície é uma força importante nos eventos de ressurgência e ainda, que o valor do contraste ( $T_{ar} - TSM_{boia}$ ) e conseqüentemente, dos fluxos turbulentos, estão sistematicamente correlacionados aos erros, aqui definido como sendo,  $TSM_{sat} - TSM_{boia} \geq 0,8^{\circ}C$ . Uma correção é estudada e aplicada para dados de janeiro de 2015. Os resultados corrigidos são encorajadores tendo em vista que os erros médios diminuíram de  $1,37^{\circ}C$  para  $0,09^{\circ}C$ .

Palavras-chave: Temperatura da Superfície do Mar. Ressurgência. MODIS

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.)

EVALUATION OF THE ERROR OF SEA SURFACE TEMPERATURE  
ESTIMATE ALGORITHMS, USING MODIS DATA DURING UPWELLING  
EVENTS IN ARRAIAL DO CABO COAST, RJ

Gilberto Rodrigues Pimentel Junior

November/ 2016

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

Department: Meteorology

This paper studies the erroneous behavior of the estimated temperature of the sea surface ( $SST_{sat}$ ) using data from the MODIS sensor on board the satellites Aqua and Terra during occurrences of upwelling phenomenon in the vicinity of buoy Cabo Frio ( $23^{\circ} 37.82' S$ ,  $042^{\circ} 12.15' W$ ). Analyzes the behavior of estimates versus the behavior of wind and turbulent flows using the data from the buoy for the period of January 1<sup>st</sup>, 2014 to December 31, 2014. It is confirmed in this paper, examples of works as Allard (1955), Emilsson (1961) and Ikeda et al (1974), wherein the wind at surface is an important forcing to the upwelling events and also that the contrast value ( $T_{air} - SST_{buoy}$ ). and therefore, the turbulent flows are systematically correlated to errors, as defined herein,  $SST_{sat} - SST_{buoy} \geq 0,8^{\circ}C$ . A correction is studied and applied to data from January 2015. The corrected results are encouraging considering that the average error decreased from  $1.37^{\circ}C$  to  $0.09^{\circ}C$ .

Keywords: Sea Surface Temperature. Upwelling. MODIS

# Sumário

LISTA DE FIGURAS.....	I
LISTA DE TABELAS .....	V
LISTA DE SÍMBOLOS.....	VI
1 INTRODUÇÃO .....	1
2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS .....	5
2.1 A RESSURGÊNCIA DE CABO FRIO.....	5
2.2 RADIOMETRIA DO INFRAVERMELHO TERMAL PARA ESTIMATIVA DA TSM.....	10
2.2.1 PRINCÍPIOS BÁSICOS DA RADIAÇÃO .....	10
2.2.2 ATENUAÇÃO ATMOSFÉRICA .....	14
2.2.3 ESTIMATIVA DA TSM A PARTIR DE SENSORES INFRAVERMELHOS .....	15
2.3 A TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR .....	17
2.3.1 OS EFEITOS <i>COOL SKIN</i> E <i>WARM LAYER</i> .....	21
2.4 O SENSOR MODIS.....	23
2.5 FLUXOS TURBULENTOS .....	24
3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	28
3.1 A REGIÃO DE CABO FRIO .....	28
4 DADOS.....	30
4.1 DADOS DAS BOIAS .....	31
4.2 DADOS DO SENSOR MODIS .....	32
5 METODOLOGIA.....	33
6 RESULTADOS PRELIMINARES E DISCUSSÃO .....	34
6.1 CARACTERÍSTICAS DA REGIÃO DE CABO FRIO SEGUNDO A INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DA BOIA (PARTE 1).....	35
6.1.1 TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE .....	35

6.1.2 TEMPERATURA DO AR ( $T_A$ ).....	36
6.1.3 CONTRASTE TÉRMICO ENTRE SUPERFÍCIE E O AR. ....	37
6.1.4 TEMPERATURA DO MAR À SUPERFÍCIE E A 10 METROS DE PROFUNDIDADE.....	38
6.1.5 VENTOS.....	40
6.1.6 OS FLUXOS TURBULENTOS NA REGIÃO .....	44
6.2 ANÁLISE DO ERROS SIGNIFICATIVOS (PARTE 2) .....	44
6.3 A DIFERENCIAÇÃO DA REGIÃO DE RESSURGÊNCIA. ....	47
6.4 ERROS DE ESTIMATIVA E O CONTRASTE .....	50
6.5 BUSCANDO UMA CORREÇÃO.....	53
6.5.1 COMPARANDO SST4 COM SST11 .....	53
6.5.2 A CORREÇÃO .....	56
7 CONCLUSÃO.....	58
BIBLIOGRAFIA .....	60
APÊNDICE A.....	66
SENSOR MODIS: .....	66
APÊNDICE B.....	67
VOLUME DA DIREÇÃO DOS VENTOS REGISTRADOS NA BOIA CABO FRIO NO ANO DE 2014.....	67
APÊNDICE C .....	68
VOLUME DA VELOCIDADE DOS VENTOS REGISTRADOS NA BOIA CABO FRIO NO ANO DE 2014.....	68

## LISTA DE FIGURAS

**Figura 1** - Área de estudo, região sudeste do litoral brasileiro. A cruz vermelha representa a localização, a cerca de 5 km da costa, da boia de Cabo Frio, onde se iniciou a coleta de dados em 1 de julho de 2013. Imagem o dia 9 de setembro de 2014, às 04:09 ZULU, MODIS /Aqua, produto SST4. Manchas na tonalidade do amarelo ao verde, representam águas mais frias da ressurgência.

**Figura 2** - Comparação da TSM da boia Cabo Frio e a estimativa MCSST utilizando dados do METOP-A para o período de 14/01 a 13/02 de 2014.

**Figura 3** – Ressurgência no litoral sudeste do Brasil, onde os tons de verde ao vermelho representam temperaturas menores que as do oceano próximo (em preto). As menores temperaturas são registradas no litoral do município de Cabo Frio, nas tonalidades do verde.

**Figura 4** - Representa a atuação do vento, que é a forçante principal da ressurgência. O vento de NE, paralelo à costa, associado ao efeito de Coriolis, provoca a retirada das águas da camada superior (Transporte de Ekman), propiciando o afloramento de águas mais profundas.

**Figura 5** - Para o hemisfério sul o comportamento do transporte de Ekman segundo o sentido do vento (NE ou SW) diante da costa leste de um continente.

**Figura 6** - TSM medidas pela boia ( $TSM_{boia}$ ) de Cabo Frio no ano de 2014. Informação a cada hora, no total de 8760 horas (um ano). A linha horizontal encarnada representa o marcador ( $20^{\circ}\text{C}$ ) das ocorrências de ressurgência

**Figura 7** - As curvas mostram os valores das intensidades da energia radiante emitida por comprimento de onda, por fontes de radiação com diferentes temperaturas, segundo o modelo de corpo negro de Planck.

**Figura 8** - Curvas de intensidade da radiação solar e terrestre. O Sol emite cerca de 160 mil vezes mais radiação que a Terra e de comprimentos de onda menores e, portanto mais energética.

**Figura 9.** - Transmitância para a radiação infravermelha no espectro de transmissão da atmosfera terrestre, nas faixas do infravermelho próximo (NIR), médio (MIR) e distante (FIR), a uma milha náutica acima da superfície do mar. Quanto maior a transmitância, menor a atenuação da radiação.

**Figura 10** - A diferença entre as temperatura de brilho de dois canais infravermelhos é função da influência atmosférica na absorção do sinal.

**Figura 11** - Perfil de temperatura na camada superior do oceano (oceano superior). (a) período noturno com vento forte, (b) período diurno com vento calmo. O eixo vertical representa a profundidade da camada de água do mar e o eixo horizontal representa a temperatura e graus Celsius.

**Figura 12** - Representa a curva de temperatura em profundidade (a) no período noturno e (b) no período diurno.  $T_{11\mu\text{m}}$  é a  $TSM_{\text{skin}}$ ,  $T_{10\text{GHz}}$  é a  $TSM_{\text{subskin}}$  e  $T_{\text{int}}$  é a  $TSM_{\text{fnd}}$ .

**Figura 13** - Litoral sudeste do Brasil. Adaptado de Rodrigues e Lorenzetti (2001). Notar as linhas isobatimétricas de 50, 100, 200 e 1000 metros.

**Figura 14** - Imagem da  $TSM_{\text{modis}}$  a bordo do satélite Aqua de resolução espacial de 1km, entre as coordenadas  $21^{\circ}22,5'$  e  $25^{\circ} 23' S$  e  $40^{\circ}57'$  e  $46^{\circ}27'W$ , obtida às 16:43Z, em 10 de fevereiro de 2014. A região verde-azul representa a área de temperaturas baixas influenciada pela ressurgência, estendendo-se por quase 400km desde a localidade de Farol de São Tomé até a Ilha Bela-SP.

**Figura 15** - Fluxograma dos passos metodológicos.

**Figura 16** -  $TSM_{\text{boia}}$ , medições horárias da boia de Cabo Frio no ano de 2014.

**Figura 17** – Registro horário da temperatura do ar ( $T_a$ ), na boia de Cabo Frio no ano de 2014.

**Figura 18** - Contraste ( $T_a - TSM_{\text{boia}}$ ) positivo ( $T_a > TSM_{\text{boia}}$ ) ocorre com maior frequência nos meses de verão e primavera, em função dos baixos valores de  $TSM_{\text{boia}}$ .

**Figura 19** - Médias diárias da temperatura do ar ( $T_a$ ) em azul, temperatura da superfície ( $TSM_{boia}$ ) em vermelho, temperatura a dez metros de profundidade ( $TSM_{10}$ ) em verde, no decorrer do ano de 2014. A linha horizontal em negrito traça a temperatura de  $20^\circ\text{C}$ , marcadora da ressurgência.

**Figura 20** - Direção do vento na ordem cronológica dos acontecimentos no ano de 2014.

**Figura 21** - Distribuição das direções dos ventos no ano de 2014.

**Figura 22** - Histograma direcional dos ventos na boia de Cabo Frio, no decorrer do ano de 2014 para medidas horárias.  $W_s$  é a velocidade do vento em m/s.

**Figura 23** - Histograma direcional do vento elaborado a partir dos dados coletados em Arraial do Cabo entre 1971 e 1992.

**Figura 24** - Fluxos turbulentos de calor sensível ( $H_s$ ) e latente ( $H_l$ ) no decorrer do ano de 2014 na boia Cabo Frio.

**Figura 25** - Erros na ordem cronológica das passagens dos satélites.

**Figura 26** - Erros referentes às 631 passagens-satélite, dispostos em ordem crescente.

**Figura 27** - Distribuição dos erros.

**Figura 28** –  $T_a$  e  $TSM_{boia}$ , média diária da boia de Cabo Frio no ano de 2014.

**Figura 29** –  $T_a$  e  $TSM_{boia}$  hora a hora, de Santa Catarina nos meses de janeiro a outubro de 2015.

**Figura 30** – Médias mensais das TSM da boia de Santa Catarina, medidas pela boia ( $TSM_{boia}$ ) e pelos sensores MODIS a bordo do satélites Terra ( $TSM_{Terra}$ ) e Aqua ( $TSM_{Aqua}$ ), nos meses de janeiro a outubro de 2015.

**Figura 31** - Médias mensais das  $TSM_{boia}$  e  $TSM_{sat}$  (Terra e Aqua) na posição da boia e Cabo Frio, no ano de 2014.

**Figura 32** - Temperatura do ar ( $T_a$ ) da superfície ( $TSM_{boia}$ ) conforme a ordem crescente dos erros. A linha vertical em negrito separa os erros positivos e negativos e linha horizontal marca a temperatura de  $20^\circ\text{C}$ .

**Figura 33** - Valor da diferença  $T_a$  menos  $T_{sup}$  (contraste) correspondente a cada erro, considerando erros em ordem crescente. Notar que, na porção dos erros positivos, praticamente não houve ocorrências com contraste negativo.

**Figura 34** - Fluxos turbulentos de calor latente e sensível disposto na ordem crescente dos erros.

**Figura 35** - Produto SST11 das passagens dos satélites Terra e Aqua no ano de 2014, e  $TSM_{boia}$ , na ordem cronológica.

**Figura 36** - Erros relativos à diferença SST11- $TSM_{boia}$ . As 60 primeiras passagens ocorreram nos meses de verão, em períodos de ressurgência.

**Figura 37** - Produto SST4 das passagens dos satélites Terra e Aqua no ano de 2014, e  $TSM_{boia}$ , na ordem cronológica.

**Figura 38** - Erros relativos à diferença SST4- $TSM_{boia}$ . As 60 primeiras passagens ocorreram nos meses de verão, em períodos de ressurgência e os erros são bem menores que os do produto SST11.

**Figura 39** - Gráfico de espalhamento entre  $TSM_{boia}$  e  $TSM_{sat}$  dos dados do ano base (2014), para os erros  $>0,8$ , tendo sido excluído os produtos SST11.  $R^2 = 0,9303$  e  $RMSE=0,5711$ .

**Figura 40** -  $TSM_{sat}$  e  $TSM_{boia}$  do mês de janeiro de 2015. Em ordem cronologia, somente os caso em que Erro  $>0,8$ .

**Figura 41** -  $TSM_{boia}$  e  $TSM_{corrigida}$  no mês de janeiro de 2015. Em ordem cronológica, somente os casos em que Erro  $>0,8$ .

## LISTA DE TABELAS

**Tabela 1** - Bandas do infravermelho utilizadas pelo MODIS para medição da TSM.

**Tabela 2** - Localização e identificação das boias utilizadas.

**Tabela 3** - Média e desvio padrão da  $TSM_{boia}$  em três períodos do ano de 2014.

**Tabela 4** – Distribuição das passagens-satélite aproveitadas em função das condições de nebulosidade no decorrer do ano de 2014.

**LISTA DE SÍMBOLOS**

$\lambda$  - comprimento de onda em metros

$c$  - velocidade da luz no vácuo

$\nu$  - frequência de onda

$M_\lambda$  - emitância espectral

$L_\lambda$  - radiância espectral

$\varepsilon$  – emissividade

$T_a$  – temperatura do ar

$T_B$  – temperatura de brilho

$T_{SM}$  – temperatura da superfície do mar

$T_{SM_{sat}}$  – temperatura estimada partir de medida de sensores a bordo de satélites

$T_{SM_{skin}}$  – temperatura estimada a partir de medidas de sensores infravermelhos.

$T_{SM_{bulk}}$  – temperatura medida por termômetros até a profundidade de 10 metros

$T_{SM_{subskin}}$  – temperatura estimada a partir de medidas de sensores em micro-ondas

$H_I$  – Fluxo turbulento de calor latente

$H_s$  - Fluxo turbulento de calor sensível

## 1 INTRODUÇÃO

A temperatura da superfície do mar (TSM) é um parâmetro fundamental, indicador das trocas de calor entre os oceanos e a atmosfera e conseqüentemente do estado climático da Terra. A sua precisão é fundamental em diversas aplicações meteorológicas, onde é condição de contorno em modelos de previsão numérica do tempo.

O desempenho de modelos numéricos oceânicos depende da boa qualidade das TSM usadas como condições de contorno. Para se avaliar o balanço de calor na camada superior do oceano (até 10m de profundidade), com precisão de  $10 \text{ W/m}^2$ , a TSM deve ter uma precisão de  $\pm 0,2 \text{ K}$  (FAIRALL *et al.*, 1996a).

No passado, o campo da TSM era composto exclusivamente por temperaturas *in situ* medidas a poucos centímetros de profundidade, normalmente chamadas de temperaturas *bulk* ( $\text{TSM}_{\text{bulk}}$ ), que eram, e ainda são, as medidas feitas por termistores instalados em navios e/ou bóias no intervalo dos primeiros 10 metros de profundidade (oceano superior). Esse método de coleta, além das suas descontinuidades temporais e espaciais, não seguia nenhum padrão quanto à profundidade, e não eram acompanhadas de outras medidas meteorológicas simultâneas.

Atualmente, satélites utilizando sensores na faixa de micro-ondas ou infravermelho termal, preenchem as lacunas das descontinuidades dos sensores *in situ*, disponibilizando regularmente dados com alta resolução temporal, permitindo uma amplitude sinótica à estimativa diária e global da TSM.

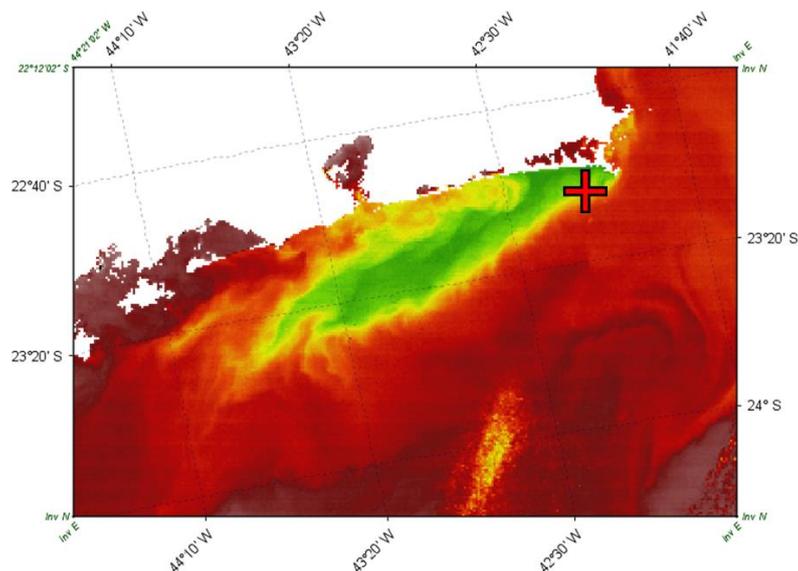
As estimativas de temperatura provenientes de sensores orbitais ( $\text{TSM}_{\text{sat}}$ ) são originárias de medições da radiação emanada de uma camada extremamente fina da superfície do mar, a *skin layer* (camada de pele), que varia sua espessura constantemente com os fluxos de superfície de calor e momentum (FAIRALL *et al.*, 1996; WARD e DONELAN, 2006). Os sensores que atuam na faixa de micro-ondas, são capazes de estimar a TSM apesar da cobertura de nuvens, o que não pode ser feito pelos sensores infravermelhos. Em contrapartida, os sensores infravermelhos possuem melhor resolução espacial e por isso, podem ser mais bem empregados em levantamentos próximos ao litoral.

A estimativa de TSM dos sensores orbitais costuma também ser denominada de  $TSM_{skin}$  (ou TSM de pele). No caso dos sensores infravermelhos, esta estimativa representa a TSM medida em uma camada de água do mar a cerca de 500  $\mu m$  de profundidade e é estimada por algoritmos operacionais, que atualmente são baseados em dois ou mais canais espectrais denominados de *Multi-Channel Sea Surface Temperature* (MCSST) proposto por Anding e Kauth (1970), testado inicialmente por Prabhakara *et al.*, (1974) e seguido por diversos outros trabalhos até o presente (DESCHAMPS e PHULPIN, 1980; LLEWELLYN-JONES *et al.*, 1984 e MAC CLAIN *et al.*, 1985). Os algoritmos estimam a  $TSM_{skin}$  através de curva de mínimos quadrados entre dados de  $TSM_{insitu}$  obtidos via bóias (ancoradas ou de deriva) e temperaturas de brilho dos canais termais dos sensores a bordo das plataformas orbitais.

A principal limitação do MCSST e dos sensores infravermelhos é com relação à cobertura de nuvens. Por essa razão, recentemente, criou-se a técnica de fusão de dados de sensores orbitais de micro-ondas passivos e termais (FRANÇA *et al.*, 2013; WENTZ *et al.*, 2000; REYNOLDS e SMITH, 1994), uma vez que a radiação em micro-ondas emitida pela superfície do mar não sofrem atenuação significativa pelas nuvens em geral. A  $TSM_{micro-onda}$  também conhecida como  $TSM_{subskin}$ , representa a temperatura da sub-pele da superfície do mar à profundidade de aproximadamente 1mm (DONLON *et al.*, 2002) e é estimada por modelo geofísico por diferentes frequências e polarizações baseando-se no método proposto por Waters *et al.*, (1975). Stark *et al.*, (2007) realizou a fusão via análise objetiva do dados de  $TSM_{skin}$  e  $TSM_{subskin}$  (termal e micro-ondas) obtendo o campo diário de TSM sem nuvens. Atualmente existem vários produtos (análise) de TSM disponíveis e públicos, como por exemplo, a série temporal (desde 2002 ao presente) de campos de TSM (análise) desenvolvida e implementado no âmbito da REDE REMO (para detalhe, ver <http://www.rederemo.org/html/>) pelo Laboratório de Meteorologia Aplicada (LMA) da UFRJ e chancelados pelo PODAAC-NASA, que podem ser acessados diretamente no site do PODAAC, através do [ftp://podaac.jpl.nasa.gov/OceanTemperature/ghrTSM/data/GDS2/L4/SAMERICA/UF RJ/REMO\\_OI\\_TSM\\_5km/v1](ftp://podaac.jpl.nasa.gov/OceanTemperature/ghrTSM/data/GDS2/L4/SAMERICA/UF RJ/REMO_OI_TSM_5km/v1).

Neste contexto, embora a validação da análise da TSM produzida atualmente no LMA no âmbito da REMO seja de alta precisão nas regiões de águas profundas (FRANÇA *et al.*, 2013), nas regiões de águas costeiras ainda há desafios em várias parte do globo, em especial naquelas onde ocorrem o fenômeno da ressurgência, onde quase sempre a TSM é mal estimada. A Figura 1 representa toda área costeira do Estado Rio de Janeiro e parte do Espírito Santo e São Paulo, relativo a uma área de aproximadamente 40.000 km<sup>2</sup>. A cruz vermelha representa localização da boia do Programa Nacional de Boias (PNBOIA) em Cabo Frio, localizada a pouco mais de 5 km de distância da costa. Durante o período de janeiro a março de 2014, observou-se forte viés da estimativa pelos tradicionais algoritmos de estimativa da TSM utilizando dados de sensores orbitais versus o registro da TSM<sub>boia</sub>.

**Figura 1 - Área de estudo, região sudeste do litoral brasileiro. A cruz vermelha representa a localização, a cerca de 5 km da costa, da boia de Cabo Frio, onde se iniciou a coleta de dados em 1 de julho de 2013. Imagem o dia 9 de setembro de 2014, às 04:09 Z, MODIS /Aqua, produto SST4. Manchas na tonalidade do amarelo ao verde representam águas mais frias da ressurgência.**



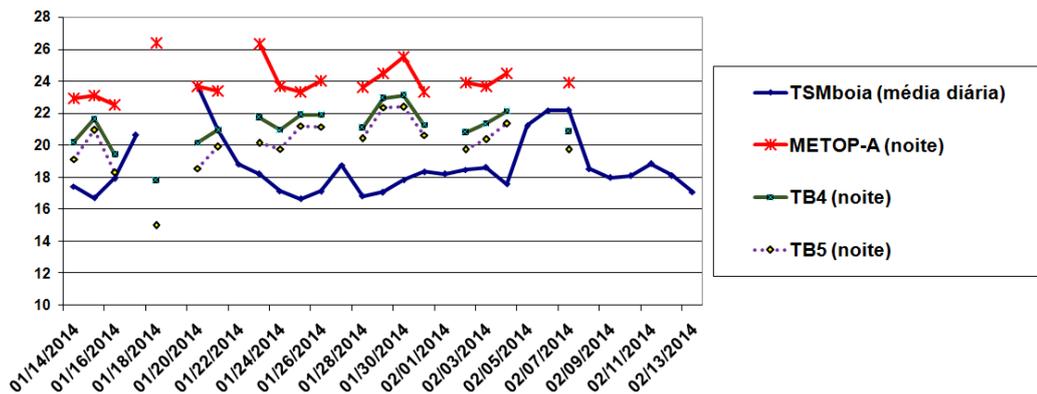
Fonte: Elaborada pelo autor.

As estimativas de TSM feitas por radiômetros a bordo de satélites proporcionam abrangência e disponibilidade, porém carecem de ajustes frequentes que só podem ser feitos comparando seus resultados com dados observados nas boias. A confiabilidade das medidas realizadas por radiômetros a bordo de satélites, exige entre outras questões uma validação, comparando os dados *in situ* e aplicados a seus algoritmos, à informação.

Regiões como a de Cabo Frio, de forte gradiente horizontal na temperatura da superfície do mar e próximas às costas, quase sempre apresentam disparidades significativas entre a temperatura estimada por satélites e aquelas medidas *in situ* (LORENZZETTI *et al.*, 2009).

Na Figura 2 são apresentadas comparações entre a TSM tomada *in situ* (TSM<sub>boia</sub>) medidas na boia Cabo Frio (BCF) e TSM (MCSST) utilizando dados do satélite METOP-A. Observa-se nos períodos ressurgência, quando a TSM da boia é menor do que 18°C, as estimativas do algoritmo de TSM superestimaram significativamente a TSM observada, sendo em alguns casos superior a 4°C.

**Figura 2 - Comparação da TSM da boia Cabo Frio e a estimativa MCSST utilizando dados do METOP-A para o período de 14/01 a 13/02 de 2014.**



Fonte: Elaborado pelo autor.

Como Fairall *et al.*(1996a) mostrou, para estimar o balanço de calor com precisão de 10 W/m<sup>2</sup> é necessário TSM com precisão de  $\pm 0,2$  K, percebe-se, pelo acima exposto, que campo de fluxo de calor para área de ressurgência (aproximadamente 40.000 km<sup>2</sup>) será calculado com erro muito superior a 10 W/m<sup>2</sup>.

Mais recentemente, com a possibilidade de se obter *in situ* e sistematicamente a TSM da região de Cabo Frio, com o aparelhamento de uma nova bóia meteo-oceanográfica, foi possível observar de forma mais segura, os erros de estimativas de TSM cometidos por diversos sensores orbitais que, em alguns casos estimaram valores de TSM de até 4,0 K acima do valor obtido *in situ*. A periodicidade e a maior quantidade de ocorrências de erros parecem estar ligadas ao fenômeno da ressurgência, muito comum e característico daquela região e também causador de fortes gradientes horizontais na superfície do mar.

Dessa forma, esse trabalho tem como objetivo, analisar a ocorrência e as causas dos erros positivos e significativos (maiores que 0,8 K) dos algoritmos, e de que forma esses erros de estimativa se relacionam às variáveis atmosféricas e oceânicas durante a ocorrência do fenômeno da ressurgência na região da boia de Cabo Frio (BCF), e propor uma correção regional para a TSM estimada por sensores orbitais ( $TSM_{sat}$ ).

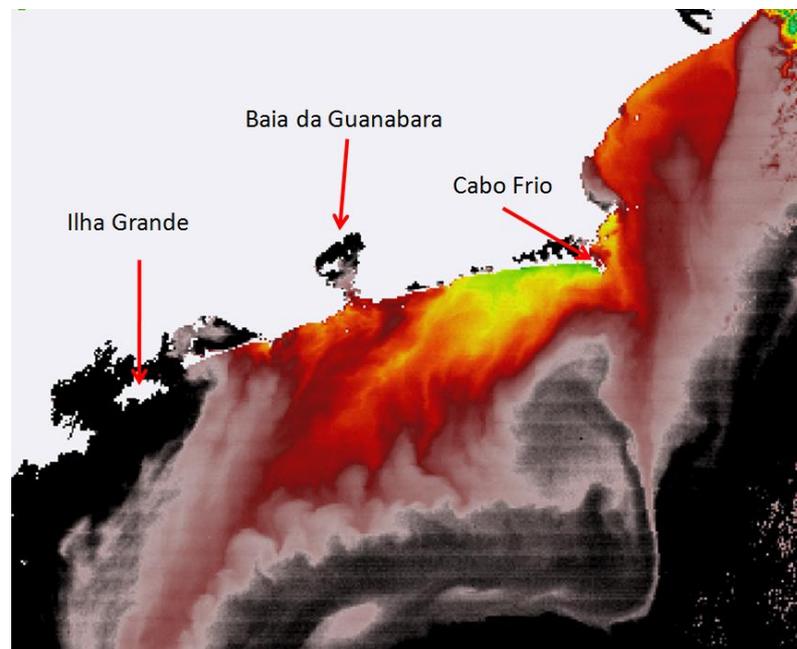
## **2 FUNDAMENTOS TEÓRICOS**

### **2.1 A RESSURGÊNCIA DE CABO FRIO**

Em poucas palavras, ressurgência é o afloramento de águas oceânicas mais profundas e normalmente mais frias que o entorno na superfície. Trata-se de um fenômeno oceânico que ocorre em diversas regiões do globo de forma diversificada, e principalmente associada aos ventos e às correntes marítimas. No caso da região de Cabo Frio, trata-se de uma ressurgência do tipo costeira, causada pelo vento regional na direção geral NE e resultante do transporte de Ekman (SMITH, 1968), que provoca o deslocamento superficial e perpendicular das águas em relação à direção do vento e que no caso do hemisfério sul, tal deslocamento, é no sentido do afastamento dessas águas em relação ao litoral. Em outras regiões do planeta, a ascensão de águas mais frias pode estar ligada, por exemplo, ao bombeamento de Ekman, que ocorre devido à geração de divergência ou convergência na superfície do oceano (SALVIATO, 2013).

Na costa brasileira o fenômeno da ressurgência ocorre frequentemente, estendendo-se pela plataforma continental, desde o sul do estado Bahia até as cercanias do Cabo de Santa Marta no estado de Santa Catarina (28,6° latitude sul), com foco principal no litoral de Cabo Frio (CASTELÃO e BARTH, 2006) (Figura 3) que chega a apresentar temperatura na superfície de até 10°C mais baixas do que as temperaturas estimadas fora da plataforma continental (RODRIGUES e LORENZZETTI, 2001). Trata-se de um caso raro na natureza, porque na maioria das vezes, como nos casos do Peru, Equador e Califórnia, a ressurgência ocorre na costa este do oceano. No litoral sudeste do Brasil, a ressurgência ocorre na costa oeste do Oceano Atlântico (TOMCZAK, 1981; FRANCHITO *et al.*, 2008) e está primordialmente ligada à intensidade e à permanência de ventos de E/NE e também à topografia oceânica local (ALLARD, 1955; EMÍLSSON, 1961; IKEDA *et al.*, 1974).

**Figura 3 – Ressurgência no litoral sudeste do Brasil, onde os tons de verde ao vermelho representam temperaturas menores que as do oceano próximo (em preto). As menores temperaturas são registradas no litoral do município de Cabo Frio, nas tonalidades do verde.**

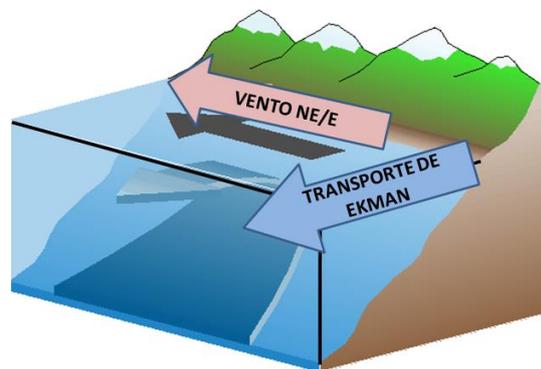


**Fonte: Elaborada pelo autor.**

Como já foi dito, a ressurgência costeira de Cabo Frio se manifesta conforme a mecânica do processo denominado “transporte de Ekman”, em função

da força de Coriolis, provoca a retirada das águas superficiais a 90 graus a esquerda do sentido do vento e que no caso da costa de Cabo Frio, está à direita do vento NE. Em consequência disso, há o abaixamento do nível médio das águas no litoral, seguido da imediata substituição por afloramento de águas mais profundas e frias (Figura 4), conhecidas como Água Central do Atlântico Sul (ACAS), cuja disponibilidade é sazonal e dependente em parte, do afastamento ou aproximação do núcleo da Corrente do Brasil (CB) (TORRES JR, 1995; CALIL, 2009), que no verão é formada águas em torno de 25°C a 27°C e no inverno de 22°C a 24°C. No inverno, em geral, toda a coluna d'água sujeita ao mecanismo de Ekman é de águas mais quentes, e mesmo sob condições favoráveis de vento (direção e intensidade), não se observa com muita frequência a presença de águas frias à superfície (CALIL, 2009).

**Figura 4 - Representa a atuação do vento, que é a forçante principal da ressurgência. O vento de NE/E, paralelo à costa, associado ao efeito de Coriolis, provoca a retirada das águas da camada superior (Transporte de Ekman), propiciando o afloramento de águas mais profundas.**



Fonte: adaptada de <http://www.atmos.washington.edu/gcg/RTN/Figures/RTN13.html>.

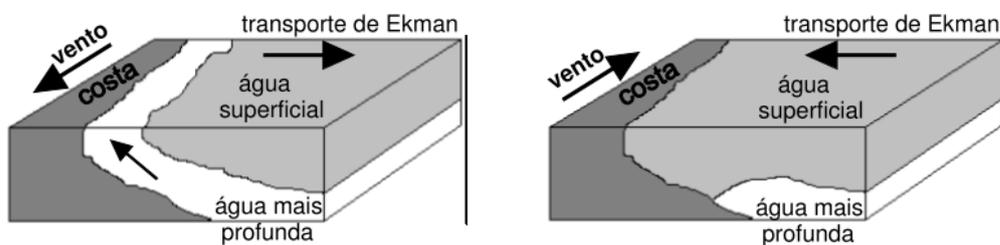
Os ventos de NE/E da região acompanham a sazonalidade do posicionamento geográfico do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (VALENTIN *et al.*, 1987), que responde a uma dupla oscilação. Movimenta-se de sul para norte no decorrer do ano, acompanhando a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). No inverno, quando o ASAS está mais ao norte e a oeste (HASTENRATH, 1985), exerce menor influência na ressurgência de Cabo Frio, devido à maior incidência de ventos do quadrante sul nessa estação. Já no verão, o ASAS está na

sua posição mais ao sul e permite em média uma maior presença de vento de NE/E. Além da oscilação norte-sul, o ASAS oscila no sentido leste-oeste encontrando-se mais a leste nos meses de outubro e abril, mais a oeste nos períodos de julho a agosto e de janeiro a março (MÄCHEL *et al.*, 1998).

Além da direção dos ventos, relacionada ao posicionamento sazonal do ASAS, e do posicionamento da ACAS em função da CB, o fenômeno da ressurgência em Cabo Frio também é influenciado pela mudança brusca de orientação da linha de costa em conjunto com o formato do relevo submarino, que é marcado pelo estreitamento da plataforma continental, e por um forte gradiente batimétrico (TORRES JR,1995).

A intensidade da ressurgência pode ser influenciada por frentes frias que periodicamente chegam à região de Cabo Frio. Essas frentes frias são mais frequentes no inverno austral e manifestam-se com a chegada de ventos de SW, diametralmente opostos aos predominantes ventos de NE, exercendo o papel principal na diminuição da intensidade da ressurgência, conforme a alteração de sentido e velocidade do vento. O vento SW causa um efeito exatamente contrário ao do vento NE e, portanto, águas mais aquecidas vindas de regiões mais afastadas da costa aproximam-se do litoral, sobrepõem-se à ACAS (RIBEIRO *et al.*, 2011), pelo mesmo princípio do transporte de Ekman (Figura 5).

**Figura 5 - Para o hemisfério sul o comportamento do transporte de Ekman segundo o sentido do vento (NE ou SW) diante da costa leste de um continente.**



**Fonte: Ribeiro, 2010.**

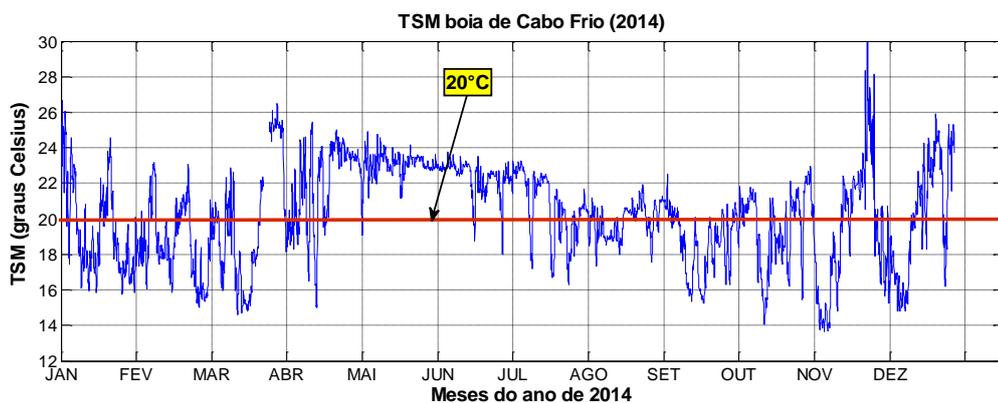
Combinando a sazonalidade de fenômenos meteorológicos que a influenciam, a ressurgência em si, apresenta sua própria sazonalidade resultante,

sendo mais frequente na primavera e mais intensa (menores valores de  $TSM_{bulk}$ ) no verão.

A temperatura que normalmente é adotada para indicar a ocorrência da ressurgência de Cabo Frio é a de  $18^{\circ}\text{C}$ , por ser a temperatura no limite superior da ACAS (LEITE *et al.*, 2006). Porém, para efeitos desse trabalho e simplificações necessárias, será considerada a ocorrência do fenômeno de ressurgência no período em que a TSM medida *in situ* pela BCF atinja valores iguais ou menores de  $20^{\circ}\text{C}$ , na intenção de abranger um maior número de casos a serem estudados.

Considerando então  $20^{\circ}\text{C}$ , como a temperatura que marca a ocorrência da ressurgência, pode-se observar na Figura 6, as medidas de TSM na BCF no decorrer das horas do ano de 2014. No início do ano (verão) e durante a primavera, a  $TSM_{boia}$  constantemente fica abaixo da linha que marca os  $20^{\circ}\text{C}$ . Esses são os períodos de maior número de ocorrências de ressurgências. Na primavera os fenômenos são menos duradouros do que no verão, porém as  $TSM_{boia}$  podem ser bem menores, atingindo temperaturas abaixo dos  $16^{\circ}\text{C}$ . Já no meio do ano, durante o inverno, são raras as ressurgências e quando ocorrem, são de curta duração.

**Figura 6 - TSM medidas pela boia ( $TSM_{boia}$ ) de Cabo Frio no ano de 2014. Informação a cada hora, no total de 8760 horas (um ano). A linha horizontal encarnada representa o marcador ( $20^{\circ}\text{C}$ ) das ocorrências de ressurgência**



Fonte: Elaborada pelo autor.

## 2.2 RADIOMETRIA DO INFRAVERMELHO TERMAL PARA ESTIMATIVA DA TSM

### 2.2.1 PRINCÍPIOS BÁSICOS DA RADIAÇÃO

Todos os corpos que possuem temperatura acima do zero absoluto (-273,15°C) são capazes de emitir radiação térmica, ou seja, propagam energia pelo espaço mesmo que no vácuo, por ondas eletromagnéticas e em diversos comprimentos de onda ( $\lambda$ ). Quanto mais quente for a fonte de radiação eletromagnética, maior será intensidade da sua emissão.

Corpos que absorvem toda a radiação neles incidente e em qualquer comprimento de onda são chamados corpos negros e possuem o coeficiente de absorção igual à unidade e de acordo com a Lei de Kirchhoff, bons absorvedores são também bons emissores.

O corpo negro é então um conceito teórico, em que as capacidades de emissão e absorção de uma determinada matéria são perfeitas. Em equilíbrio termodinâmico, ou seja, a temperatura constante, um corpo negro irradia energia na mesma taxa em que a absorve, sendo essa uma das propriedades que os tornam uma fonte ideal de radiação térmica. Na natureza não existem corpos negros, já que nenhum objeto consegue ter absorção e emissão perfeitas.

A emissão espectral de um corpo negro em equilíbrio térmico, no comprimento de onda  $\lambda$  e na temperatura T, foi descrita pela Lei de Planck,  $B_\lambda(T)$ :

$$M_\lambda(T) = \pi B_\lambda(T) = \pi L_\lambda = \pi \frac{C_1}{\lambda^5 [\exp(\frac{C_2}{\lambda T}) - 1]} \quad (2.1)$$

Onde,  $M_\lambda(T)$  é a emitância espectral ( $W.m^{-2}.\mu m^{-1}$ ) de um corpo negro na temperatura T(K),  $L_\lambda$ , é a radiância espectral ( $W.m^{-2}.\mu m^{-1}.sr^{-1}$ );  $\lambda$  ( $\mu m$ ) é o comprimento de onda;  $C_1$  e  $C_2$  são constantes físicas ( $C_1 = 1,191 \times 10^8 W.m^{-2}.\mu m^{-4}.sr^{-1}$ ,  $C_2 = 1,439 \times 10^4 \mu m.K$ ).

Observando a Equação (2.1) percebe-se que todo corpo com temperatura superior a 0 K (zero absoluto) irá irradiar energia e que esta aumentará diretamente

com a temperatura. Quanto maior for T, o corpo irradiará em  $\lambda$  mais curto a mesma quantidade de energia.

Integrando a equação (2.1), em todos os comprimentos de onda teremos a energia total emitida pelo corpo ( $W.m^{-2}$ ) na forma de energia eletromagnética (Lei de Stefan-Boltzmann):

$$M(T) = \int_{\lambda=0}^{\lambda=\infty} M_{\lambda}(T)d\lambda = \sigma T^4. \quad (2.2)$$

Onde  $M(T)$  é a emitância total de um corpo negro e  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann, igual a  $5,67 \times 10^8 W.m^{-2}.K^4$ .

Como na natureza todos os corpos são na verdade corpos cinza (não negros), não sendo, portanto, capazes de emitir perfeitamente, a emissividade será sempre menor do que um. Formalmente, a emissividade espectral de um determinado corpo, é a razão entre a emitância espectral daquele corpo e a emitida por um corpo negro à mesma temperatura. No caso de um corpo negro a emissividade é igual a um.

$$\epsilon_{\lambda} = \frac{M_{\lambda}(T)_{Cinza}}{M_{\lambda}(T)_{Negro}}. \quad (2.3)$$

Sendo assim, a emitância espectral de um corpo cinza, é dada pela emissividade espectral multiplicada pela lei de Planck.

$$M(T) = \epsilon \sigma T^4 \quad (2.4)$$

Na Equação (2.5), observa-se que a relação entre a emitância e a temperatura não é linear e pequenas alterações na temperatura representam grandes alterações na emitância.

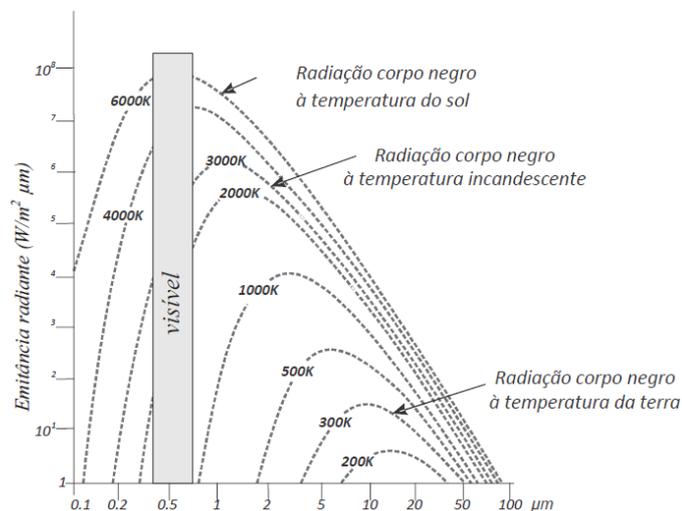
Derivando  $B_{\lambda}(T)$  em  $\lambda$  e igualando a zero ( $\frac{\partial B_{\lambda}(T)}{\partial \lambda} = 0$ ), obtemos a Lei de Wien (Lei do Deslocamento), Equação (2.6), que estabelece uma relação inversa entre o comprimento de onda de máxima energia radiante espectral ( $\lambda_{max}$ ) para um corpo negro na temperatura T. E assim, como a emitância varia com a temperatura, a distribuição espectral também varia como se pode observar na Figura 7.

$$T\lambda_{\max} = 2897,9 \text{ K}\mu\text{m} \quad (2.5)$$

Desta forma, é possível escolher a melhor banda (mais energética) para a detecção de um fenômeno, conhecendo-se a temperatura do corpo.

Na Figura 7, as curvas representam o significado da Lei de Planck pra diversas temperaturas de um corpo negro. Quanto maior a temperatura, maior será a quantidade de radiação emitida, e o deslocamento do ponto máximo de emissão de cada curva, representa a interpretação da Lei de Wien (Lei do deslocamento)

**Figura 7 - As curvas representam os valores das intensidades da energia radiante emitida por comprimento de onda, por fontes de radiação com diferentes temperaturas, segundo o modelo de corpo negro de Planck.**



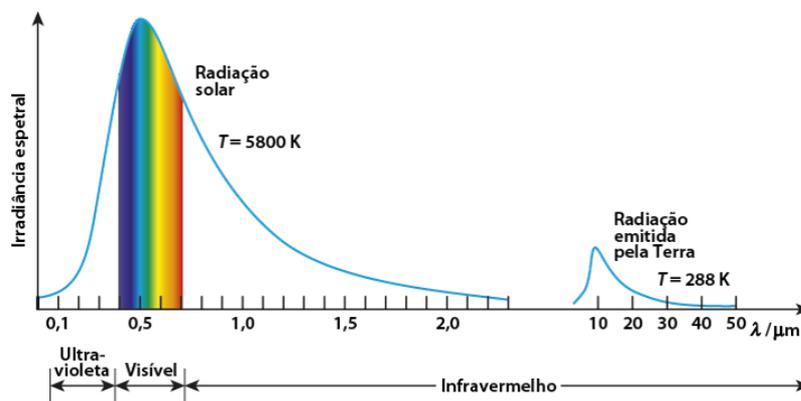
**Fonte: Imagens de Sensoriamento Remoto - Paulo Roberto Meneses e Tati de Almeida (organizadores).**

Resumindo, quanto mais quente for um determinado corpo, maior a sua emissão de energia, mais alta a frequência e menor o comprimento de onda onde se concentra a emissão desta energia.

Ilustrando com o caso da Terra e do Sol e considerando os dois astros como corpos negros, a Terra, na temperatura de 288 K emite no infravermelho, no intervalo de 3  $\mu\text{m}$  a 1000  $\mu\text{m}$  (ondas longas) e também em micro-ondas, com máximo de energia radiante no comprimento de onda de 9,6 $\mu\text{m}$ , enquanto que o Sol,

com temperatura de 5.800 K tem o pico de energia radiante dentro da banda do visível no intervalo de 0,45  $\mu\text{m}$  a 0,76  $\mu\text{m}$  (ondas curtas) (Figura 8).

**Figura 8 - Curvas de intensidade da radiação solar e terrestre. O Sol emite cerca de 160 mil vezes mais radiação que a Terra e de comprimentos de onda menores e, portanto mais energética.**



Fonte: Adaptado de Lutgens e Tarbuck (1998).

Tendo sido medida a radiância espectral ( $L_\lambda$ ) nos canais de um radiômetro infravermelho, pelo inverso da equação da Lei de Planck, teoricamente, é possível calcular a temperatura de um pixel como se o emissor fosse um corpo negro. Essa seria a temperatura de brilho, que é a base dos algoritmos empíricos ou experimentais na determinação da TSM.

Invertendo a função de Planck, para um corpo negro, inicialmente tem-se à seguinte expressão:

$$T_b = B_\lambda^{-1}(T). \quad (2.6)$$

Desenvolvendo a Equação (2.6) com (2.1), temos:

$$T_b = \frac{C_2/\lambda}{\ln\left(1 + \frac{C_1}{\lambda^5 B_\lambda}\right)}. \quad (2.7)$$

Considerando que não seja um corpo negro, a emissividade deve ser levada em conta.

$$T_b = \frac{C_2}{\lambda \ln\left(1 + \frac{C_1}{\lambda^5 \epsilon_\lambda B_\lambda}\right)} \quad (2.8)$$

Onde,  $T_b$  é a temperatura de brilho, que corresponde à radiância ( $L_\lambda$ ) registrada pelo sensor do satélite já considerado o efeito da emissividade. Como  $\epsilon_\lambda < 1$ ,  $T_b$  será sempre menor que a TSM percebida pelo sensor infravermelho. Como a emissividade do oceano é muito próxima de 1, aproximadamente 0,98, com pouca variação na banda de operação dos sensores infravermelhos (de 3  $\mu\text{m}$  a 14  $\mu\text{m}$ ), a  $T_b$  vai diferir muito pouco, por conta do efeito da emissividade, da temperatura medida radiométrica *in situ*.

Uma vez que a radiância espectral ( $L_\lambda$ ) tenha sido medida pelos diferentes canais de um radiômetro infravermelho, o inverso da equação da Lei de Planck, com  $T$  em função de  $L_\lambda$  e  $\lambda$ , permite que se calcule a temperatura de um pixel como se o emissor fosse um corpo negro. Esta temperatura de brilho é a base dos algoritmos empíricos ou experimentais para a estimativa da TSM (SOUZA *et al.*, 2005), faltando ainda levar em conta os efeitos atmosféricos.

### 2.2.2 ATENUAÇÃO ATMOSFÉRICA

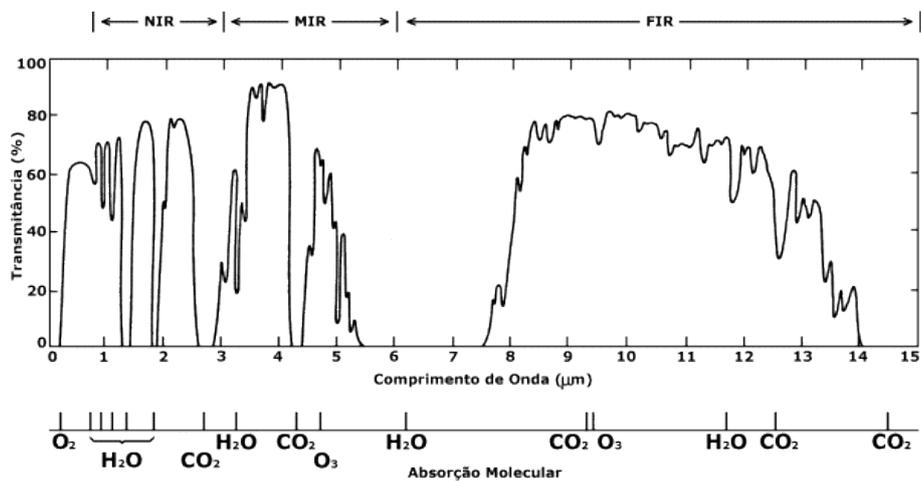
A energia eletromagnética que atravessa a atmosfera sofre absorção, reflexão e espalhamento. Alguns gases presentes na atmosfera podem exercer de forma variável a absorção sobre essa energia, conforme o comprimento de onda. Os intervalos de frequências do espectro eletromagnético que são favoráveis a um determinado sinal eletromagnético são chamadas de “janela atmosféricas”. Nessas janelas atmosféricas, a transmitância é alta, o que faz com que a energia eletromagnética emitida pela superfície dos oceanos seja pouco atenuada pelos constituintes atmosféricos e seja captada, em sua grande maioria, pelos sensores orbitais.

Para a radiação infravermelha, existem algumas bandas espectrais que podem ser considerada janelas atmosféricas (Figura 9). Nessas bandas de comprimento de onda, a radiação infravermelha sofre menor atenuação. Os principais gases responsáveis pela atenuação são o vapor de água ( $\text{H}_2\text{O}$ ), ozônio

(O<sub>3</sub>), metano (CH<sub>4</sub>) e dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), sendo que o vapor d'água exerce a maior influência na atenuação, principalmente nos níveis mais baixos da atmosfera.

Sendo assim, considera-se que na banda do espectro entre 8,0 μm a 14,0 μm exista uma janela atmosférica, onde os efeitos atenuadores da atmosfera são menores. Mesmo nessas janelas atmosféricas os efeitos atenuadores da atmosfera não devem ser desconsiderados.

**Figura 9. - Transmitância para a radiação infravermelha no espectro de transmissão da atmosfera terrestre, nas faixas do infravermelho próximo (NIR), médio (MIR) e distante (FIR), a uma milha náutica acima da superfície do mar. Quanto maior a transmitância, menor a atenuação da radiação.**



Fonte: Adaptado de <http://www.wikiwand.com/en/Transmittance>

### 2.2.3 ESTIMATIVA DA TSM A PARTIR DE SENSORES INFRAVERMELHOS

Na verdade, a radiância recebida e então medida por um sensor infravermelho, é a soma da radiância emitida pelo mar, mais a radiância ascendente emitida pela atmosfera e mais a radiância descendente emitida pela atmosfera refletida pelo mar, considerando as emissividades de cada uma das superfícies envolvidas.

$$L_m(T_m) = \tau_a \varepsilon_w L(T_s) + \varepsilon_a L(T_a) + \tau_a \rho_w L_{c\acute{e}u} \quad (2.9)$$

Onde  $L_m$  é a radiância medida no sensor;  $L(T_s)$  é a radiância de corpo negro da superfície do mar na temperatura  $T_s$ ;  $L(T_a)$  é a radiância de corpo negro da atmosfera na temperatura  $T_a$ ;  $L_{c\acute{e}u}$  é a radiância descendente emitida pela atmosfera;  $\epsilon_w$  é a emissividade da água;  $\epsilon_a$  é a emissividade da atmosfera e  $\rho_w$  é reflectividade da água.

Após assumir diferentes hipóteses e algumas manipulações algébricas chegamos a:

$$T_m - T_s = kW(T_a - T_s). \quad (2.10)$$

Onde  $k$  é um coeficiente de absorção e  $W$  é função do conteúdo de vapor d'água na atmosfera.

Se considerarmos a disponibilidade de dois canais, teremos:

$$T_1 - T_s = k_1W(T_a - T_s), \quad (2.11)$$

$$T_2 - T_s = k_2W(T_a - T_s). \quad (2.12)$$

Podemos também ter que:

$$T_1 - T_2 = (k_1 - k_2) W(T_a - T_s), \quad (2.13)$$

$$\frac{(T_1 - T_2)}{(k_1 - k_2)} = W(T_a - T_s), \quad (2.14)$$

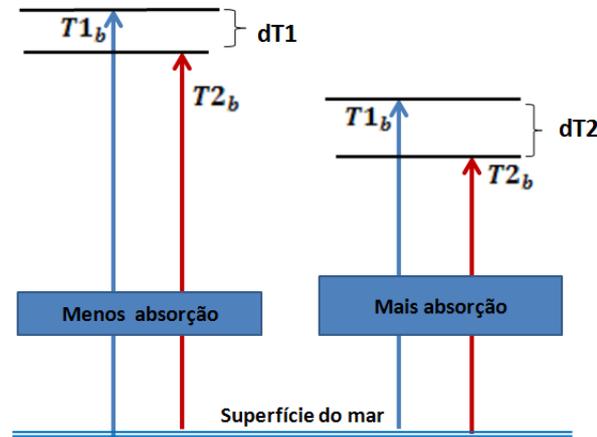
$$T_s = T_1 + \frac{k_1}{(k_2 - k_1)} (T_1 - T_2) = T_1 + \gamma_1(T_1 - T_2), \quad (2.15)$$

$$T_s = T_2 + \frac{k_2}{(k_1 - k_2)} (T_2 - T_1) = T_2 + \gamma_2(T_2 - T_1). \quad (2.16)$$

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

Ou seja, a diferença entre  $T_s$  e a temperatura de brilho de um canal qualquer, se relaciona de maneira linear com absorção atmosférica. A diferença entre duas temperaturas de brilho está relacionada à forma diferenciada que a absorção atmosférica atua em cada comprimento de onda (Figura 10).

**Figura 10 - A diferença entre as temperatura de brilho de dois canais infravermelhos é função da influência atmosférica na absorção do sinal.**



Fonte: Elaborada pelo autor.

Esse entendimento permitiu o desenvolvimento de algoritmos de estimativa de TSM, empregando mais de um canal (multicanal) assim como a *split window*, aperfeiçoada McMillin (1975) e capazes de remover os efeitos causados pela atmosfera.

De uma forma geral, empregando dois canais infravermelhos, teremos a seguinte função para estimar a TSM:

$$T_s = aT_i + b(T_i - T_j) + c. \quad (2.17)$$

Onde  $T_s$  é a temperatura estimada para a superfície do mar,  $T_i$  e  $T_j$  são temperaturas de brilho de dois diferentes canais;  $a$ ,  $b$  e  $c$  são constantes determinadas estatisticamente, comparando os dados obtidos pelo satélite, com dados de TSM obtidas *in situ*.

### 2.3 A TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR

A TSM é uma variável fundamental e sua precisa medida é de suma importância para simulações climáticas e previsões meteorológicas, uma vez que modelos matemáticos serão tão bons quanto for a qualidade de suas condições de

contorno. A TSM também é um bom indicador das condições do sistema climático global e exerce influência direta sobre a atmosfera pelos fluxos de calor gerados na interface ar-mar. (CHELTON e WENTZ, 2005).

O primeiro registro de medições sistemáticas da TSM foram medições feitas por Benjamin Franklin em algumas viagens pelo Atlântico na segunda metade do século XVII, visando mapear a corrente do Golfo. Esse mapeamento iria servir para auxiliar nos deslocamento de navios pela costa oriental dos Estados Unidos da América (RICHARDSON, 1979).

Por muitos anos, a TSM foi coletada em medições feitas por navios em cruzeiros, em águas coletadas em baldes e medidas por termômetros a bordo. Quando os navios evoluíram para o uso de máquinas e aumentaram de tamanho, passou-se a medir também a água embarcada pelo sistema de refrigeração. Essas medidas eram imprecisas e de águas coletadas em profundidades arbitrárias, tomadas em profundidades entre alguns centímetros e até 10 metros e ficaram conhecidas, genericamente com temperaturas *bulk* ( $TSM_{bulk}$ ).

No início da década de 70, com o advento dos satélites e seus sensores infravermelhos, capazes de estimar a TSM, as medidas feitas por navios, serviram inicialmente para a validação e calibração desses sensores. Atualmente, além de diversas boias fundeadas (fixas), milhares de boias derivantes, capazes de conectar aos satélites, propiciam informação e ajustes em tempo real.

Hoje em dia, três plataformas são usadas para se obter a TSM, operacionalmente: os navios voluntários e de pesquisa; as boias de deriva ou de fundeio e os satélites com sensores infravermelhos ou micro-ondas. Diversos instrumentos e tecnologias são empregados nessas plataformas, que medem a superfície do mar de forma diferenciada diante das suas possibilidades e em várias profundidades.

Os métodos de medida da TSM a partir de plataformas orbitais medem a radiação proveniente de uma camada viscosa e condutora, enquanto os métodos *in situ* (boias e navios), medem a temperatura de uma camada bem mais espessa e

abaixo dessa camada viscosa. Normalmente, a TSM medida pelos sensores orbitais está a alguns décimos de graus acima das  $TSM_{bulk}$ .

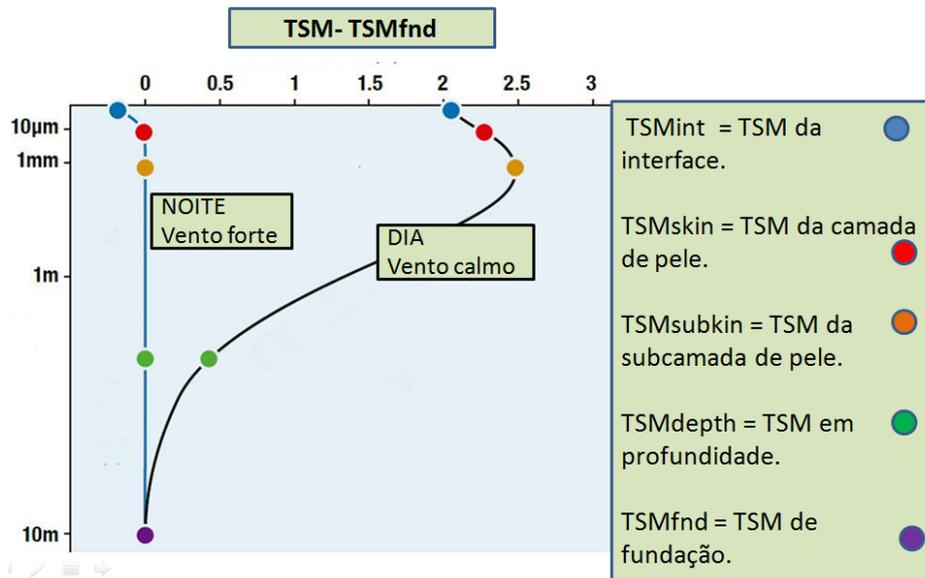
Como dito anteriormente, os sensores orbitais usados para a estimação da TSM, podem ser radiômetros infravermelhos termais (IVT) ou microondas. Ambos têm suas vantagens e desvantagens. Os radiômetros infravermelhos têm em comparação, melhor resolução espacial, porém são bloqueados por nuvens; operam na banda espectral do comprimento de onda de 3  $\mu m$  a 12  $\mu m$ , medindo a TSM na profundidade de mais ou menos 10  $\mu m$  a 20  $\mu m$ , já para os radiômetros de microondas as nuvens são invisíveis e normalmente fáceis de corrigir os efeitos atmosféricos adversos; operam na frequência de 6 a 11 Ghz, medindo a TSM na profundidade de mais ou menos 1mm. As temperaturas medidas em camadas muito finas da superfície do mar, são tratadas genericamente como  $TSM_{skin}$  (DONLON *et al.* 2007) para os sensores infravermelhos termais, e  $TSM_{subskin}$  no caso de estimativas de sensores de microondas .

Cada um dos sensores (em suas devidas plataformas) citados anteriormente encaixa-se em sua própria definição do que seria a “superfície do mar”, porque cada qual extrai o dado de TSM em uma camada (profundidade) diferente do oceano. Os radiômetros IV ou de microondas, como já foi dito, medem a TSM em camadas superficiais do mar extremamente finas, enquanto as medições *in situ*, em boias ou navios, são feitas em camadas bem mais profundas e não padronizadas em profundidade. Ou seja, a TSM pode ser definida pela profundidade onde foi medida, bem como pela capacidade do instrumento que foi usado.

Além disso, diversos fatores meteorológicos e oceanográficos, afetam a estratificação da temperatura da água nesse intervalo vertical onde são feitas as medidas e estimativas , assim como a radiação de ondas curtas e longas, os fluxos turbulentos de calor sensível e latente, a chuva, a turbulência causada pelo vento e as ondas, a convecção e também as ressurgências.

Considerando o que foi exposto sobre a TSM, Donlon *et al.* (2002) classificaram a estrutura vertical da TSM de acordo com a profundidade de medição e com os processos físicos dominantes em cada camada, conforme a Figura 11.

**Figura 11 - Perfil de temperatura na camada superior do oceano (oceano superior). (a) período noturno com vento forte, (b) período diurno com vento calmo. O eixo vertical representa a profundidade da camada de água do mar e o eixo horizontal representa a temperatura em graus Celsius.**



Fonte: Adaptada de <https://www.ghrsst.org/science-and-applications/sst-definitions/>.

Como há mais de uma possibilidade da TSM ser estimada ou medida na vertical da coluna d'água, conforme a capacidade de serem coletadas amostras ou medidas por cada sensor, tem-se, do alto da interface oceano-atmosfera para baixo:

**a) Temperatura de Interface ( $TSM_{int}$ )** - é uma temperatura teórica para a exata posição da interface ar-mar onde as moléculas de ar e água se misturam. Não pode ser medida por razões tecnológicas, e por isso mesmo não tem uma aplicação prática.

**b) Temperatura *skin* ( $TSM_{skin}$ )** - é a temperatura da camada de superfície (camada de pele) onde os processos da difusão molecular e da condutividade de calor dominam. A  $TSM_{skin}$ , é medida por radiômetros infravermelhos operando na região do espectro de comprimento de onda entre 3,7 μm a 12 μm (infravermelho termal) e impressionados por radiação termal que parte das profundidades entre 10 μm a 20 μm. As medidas de  $TSM_{skin}$  estão altamente sujeitas ao ciclo diurno e seus efeitos.

**c) Temperatura *subskin* ( $TSM_{\text{subskin}}$ )** representa a temperatura na base da camada *skin* (*thermal skin layer*). A diferença entre a  $TSM_{\text{skin}}$  e a  $TSM_{\text{subskin}}$  está relacionada ao fluxo total de calor através da camada *skin* (efeito *cool skin*). Para efeitos práticos, a  $TSM_{\text{subskin}}$  pode muito bem ser aproximada para as medidas da temperatura de superfície feitas por radiômetros operando entre 6 a 11 GHz (microondas). A  $TSM_{\text{subskin}}$  é a temperatura de uma camada a aproximadamente 1mm da interface ar-mar.

**d) Temperatura em profundidade ( $TSM_{\text{depth}}$  ou  $TSM_{(z)}$ )** - é a temperatura da coluna d'água abaixo da camada *skin* em uma profundidade completamente imersa na turbulência oceânica. Essa temperatura é a observada por medições de bóias *in situ* ( $TSM_{\text{insitu}}$ ) e normalmente é tratada como temperatura *bulk* ( $TSM_{\text{bulk}}$ ). A diferença entre a  $TSM_{\text{skin}}$  e  $TSM_{\text{depth}}$  está relacionada principalmente ao aquecimento resultante da incidência da radiação solar de onda curtas, de forma diferenciada em profundidade, causando a estratificação térmica (efeito *warm layer*).

**e) TSM da camada de fundação ( $TSM_{\text{fnd}}$ )** - é a temperatura em profundidade, não afetada significativamente pela radiação solar. A variação diurna é menor do que 0,2°C. A posição efetiva dessa camada de temperatura constante pode variar, no entanto de uma posição para outra.

### 2.3.1 OS EFEITOS COOL SKIN E WARM LAYER

O oceano exerce grande influência sobre a atmosfera através de fluxos turbulentos de calor latente e sensível. Esses fluxos são controlados por uma microcamada oceânica superficial, onde o processo de transporte molecular prevalece sobre a mistura turbulenta. Como os processos de transferência por condução molecular são menos eficientes do que os turbulentos, um forte gradiente se forma através das subcamadas térmicas e gasosas envolvidas pela camada limite viscosas. Para a temperatura essa camada viscosa se estende até aproximadamente 500  $\mu\text{m}$ . Nos primeiros micrometros dessa camada está a camada *skin* (*skin layer*) e é de onde os sensores infravermelhos extraem a  $TSM_{\text{skin}}$  e que, normalmente, está a alguns décimos de graus mais fria do que a subcamada logo

abaixo. Esse comportamento de esfriamento nessa subcamada térmica é conhecido como efeito *cool skin* (*cool skin effect*).

O efeito *cool skin*, normalmente é da ordem de 0,1 a 0,5 K e quase sempre está presente, embora seu efeito total possa ser compensado pela presença da *warm layer* (camada aquecida) e seu respectivo efeito aquecedor (*warm layer effect*).

A correção para o efeito *cool skin* está representado na equação (2.18).

$$\Delta T_c = TSM_{skin} - TSM_{subskin}. \quad (2.18)$$

Essa correção, basicamente é a diferença medida por um sensor infravermelho e um sensor micro-ondas.

O efeito *warm layer* é o resultado da alteração da estratificação vertical em temperatura da água, causada pela variação diária e cíclica da incidência da radiação solar. Esse efeito atinge de forma significativa até aproximadamente 10 metros de profundidade, até onde se pode considerar que a temperatura da água seja a  $TSM_{bulk}$ . Sob condições de forte radiação solar e ventos fracos a estratificação térmica se acentua. No período noturno, o resfriamento radiativo com a emissão de ondas longas, a evaporação e a turbulência causada pelos ventos e ondas, diminuem o gradiente da estratificação da temperatura (Figura 12).

A correção para o efeito *warm layer* pode ser representado na equação (2.19).

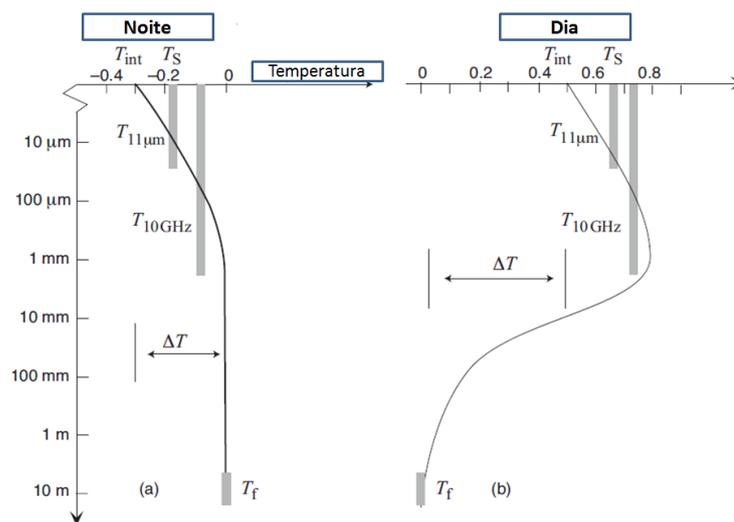
$$\Delta T_w = TSM_{subskin} - TSM_{(z)}. \quad (2.19)$$

Essa correção é basicamente a diferença entre a medida feita por um sensor microondas e a temperatura em profundidade, tomada *in situ* por um termômetro.

Na Figura 12 percebe-se nos dois perfis verticais de temperatura para o oceano (noturno e diurno) que, na camada *skin* (camada de pele), acima dos 500 $\mu$ m, a tendência da temperatura da água é diminuir conforme se aproxima da interface. Esse é o efeito *cool skin* que ocorre graças à predominância nessa

camada de processos moleculares e à combinação de efeitos resfriadores decorrentes do balanço de ondas longa e dos fluxos de calor latente e sensível.

**Figura 12 - Representa a curva de temperatura em profundidade (a) no período noturno e (b) no período diurno.  $T_{11\mu\text{m}}$  é a  $TSM_{\text{skin}}$ ,  $T_{10\text{GHz}}$  é a  $TSM_{\text{subskin}}$  e  $T_{\text{int}}$  é a  $TSM_{\text{fnd}}$ .**



Fonte: Adaptado Donlon *et al.*, (2007).

## 2.4 O SENSOR MODIS

MODIS (*Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer*) - Inserido no programa *Earth Observing System* (EOS) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) a bordo dos satélites TERRA e AQUA, lançados respectivamente em dezembro de 1999 e maio de 2002, possuem 36 bandas espectrais, na faixa do visível e do infravermelho (0,405 μm a 14,385 μm), com revisita entre um e dois dias. As bandas espectrais utilizadas para obtenção da TSM são listadas na Tabela 1.

**Tabela 1 - Bandas do infravermelho utilizadas pelo MODIS para medição da TSM.**

Número da banda	Centro da banda (μm)	Largura da banda (μm)	NEΔT(K)
20	3,750	0,1800	0,05
22	3,959	0,0594	0,07
23	4,050	0,0608	0,07
31	11,030	0,5000	0,05
32	12,020	0,5000	0,05

Fonte: Adaptado de Brown e Minnett (1999).

O MODIS mede a radiância a partir de duas bandas de infravermelho centradas entre 11 μm e 12 μm para passagens diurnas e outras 3 bandas estreitas do MIR, para as passagens noturnas, próximas de 3,9 μm e 4 μm.

O produto denominado SST é gerado usando algoritmo calibrado de Brown e Minnett (1999) e Minnett (2003) para uso diurno e noturno:

$$SST = c_1 + c_2 * T_{11} + c_3 * (T_{11} - T_{12}) * T_{src} + c_4 * (\sec(\theta) - 1) * (T_{11} - T_{12}) . \quad (2.20)$$

Onde T11 e T12 são respectivamente as temperaturas de brilho dos canais 11 μm e 12 μm, θ é o ângulo zenital e T<sub>src</sub> é uma estimativa de TSM gerada no algoritmo *Multi Channel Linear* (MCSST) de McClain *et al.* (1985).

Neste trabalho o produto SST, será tratado como SST11.

Para o uso noturno exclusivo, o produto SST4 tem o seguinte algoritmo:

$$SST4 = c_1 + c_2 * T_{3.9} + c_3 * (T_{3.9} - T_{4.0}) + c_4 * (\sec(\theta) - 1) . \quad (2.21)$$

## 2.5 FLUXOS TURBULENTOS

A radiação solar, na forma de onda curtas, atinge a atmosfera da Terra e essa é a fonte de básica de energia de todos os processos físicos que correm no

planeta e é responsável pela alteração de parâmetros como a pressão atmosférica, a umidade do ar, a temperatura ar, a temperatura das superfícies, dentre outros. A superfície da Terra, por sua vez, também transfere energia radiante recebida para a atmosfera, mas na forma de ondas longas.

Parte do que resulta no clima da Terra, é o resultado do balanço que existe entre a radiação solar absorvida pelo sistema atmosfera e superfície e a emissão da radiação terrestre de volta para o espaço.

O equilíbrio energético na superfície da Terra, basicamente, exige o equilíbrio entre o total dos fluxos radiativos (fluxos de ondas curtas (S) e os fluxos de ondas longas (L)) e o total dos fluxos turbulentos (fluxos de calor sensível ( $H_s$ ) e de calor latente ( $H_l$ )) (equação 2.23). O balanço de energia na superfície da Terra está ligado de forma indissociável à camada limite planetária (CLP), que é uma fina camada turbulenta (na ordem de até 1,5km de espessura), na porção mais baixa da atmosfera, onde ocorrem as trocas de calor.

$$S = L + H_l + H_s. \quad (2.22)$$

O fluxo turbulento de calor sensível ( $H_s$ ) está associado à transferência mecânica de energia (convecção) e é regido pela diferença de temperatura entre a superfície e a atmosfera, e pela velocidade do vento, sendo o responsável pelo transporte de calor que altera a temperatura da camada limite.

O fluxo de calor latente ( $H_l$ ) está associado à mudança de fase da água e é regido pela diferença da pressão do vapor entre a superfície e a atmosfera e pela turbulência causada pelo vento na superfície.

O balanço de calor pela superfície do oceano pode ser expresso pela equação:

$$R_{net} - G = H_s + H_l. \quad (2.23)$$

Onde :

$R_{net}$  é a radiação líquida (onda curtas e ondas longas).

$G$  é a energia absorvida pela superfície.

$H_s$  é fluxo de calor sensível.

$H_l$  é fluxo turbulento de calor latente.

$$R_{net} = S \downarrow - S \uparrow + L \downarrow - L \uparrow . \quad (2.24)$$

Onde  $S$  é o fluxo radiativo de ondas curtas,  $L$  é o fluxo radiativo de ondas longas e as setas indicam o sentido da direção atmosfera-superfície.

A TSM de um determinado ponto do oceano pode variar de acordo com os fluxos de radiação, fluxos de calor e também com processos oceânicos como advecção precipitação e entranhamento.

Os fluxos turbulentos podem ser estimados pelo método direto de covariância de vórtices (*Eddy Covariance*), pelas fórmulas aerodinâmicas *bulk*, ou por métodos de gradiente. O método direto estima os fluxos de calor medindo em alta frequência, o vento, a temperatura e a umidade. A vantagem desse método é que é conceitualmente simples. A desvantagem é que emprega sensores sensíveis de alta velocidade de captação de dados, caros, e que necessitam de plataformas estáveis (CHAMBERS, 2013).

Para a estimação dos fluxos turbulentos de calor neste trabalho, foram empregados conjunto de fórmulas conhecidas como fórmulas aerodinâmicas *bulk*, que em sua representação genérica, temos:

$$F \propto C_{XZ} u_z (\Delta S_z) \quad (2.25)$$

Onde  $F$  é o fluxo,  $u_z$  é velocidade do vento medida a uma altura de referência  $z$  e  $\Delta S_z$  é a diferença do valor da variável básica apropriada ao fluxo (velocidade do vento, temperatura ou umidade) entre a superfície e a altura  $z$ . A maioria dos processos físicos têm sido parametrizados pelos chamados “coeficiente de transferência”,  $C_{XZ}$ , para cada fluxo (CD, CE, CH, respectivamente coeficiente de arrasto, de transferência de umidade e de calor), os quais variam com a altura  $z$  e a estabilidade atmosférica em relação à superfície (intensidade do vento e rugosidade

da superfície), tendo, geralmente, a altura de dez metros e estabilidade neutra como referência.

Como no trabalho em questão apenas os fluxos de calor latente ( $H_L$ ) e sensível ( $H_S$ ) serão analisados, trataremos com as seguintes formulas bulk:

$$H_L = \rho L_V C_L (U_A - U_0)(Q_A - Q_S), \quad (2.26)$$

$$H_S = \rho c_P C_S (U_A - U_0)(T_A - T_S). \quad (2.27)$$

Onde  $\rho$  é a densidade do ar,  $L_V$  é o calor latente de vaporização da água marinha,  $U$  é a velocidade do vento,  $T_S$  é temperatura da superfície do mar;  $T_A$  é a temperatura do ar em um nível atmosférico de referência (normalmente a 2 metros da superfície do mar);  $Q_S$  é a umidade específica na superfície do mar e é considerada como sendo 98% da umidade de saturação na  $T_S$ ;  $Q_A$  é a umidade específica na temperatura do ar (normalmente a 2 metros da superfície do mar);

$$Q_S = 0,98 \times Q_A(T_S). \quad (2.28)$$

O calor específico do ar a pressão constante é  $c_p$ ,  $U_A$  é a velocidade do vento a 10m da superfície do mar;  $U_0$  é a velocidade da superfície oceânica ao longo da direção do vento e normalmente é desprezada, exceto em regiões de ventos fracos e fortes correntes oceânicas. Os coeficientes de transferência *bulk* aerodinâmicos para a umidade e temperatura são  $C_L$  e  $C_S$  respectivamente.

O fluxo de calor sensível está associado à transferência mecânica de energia por condução entre dois corpos a temperaturas diferentes e está relacionado a parâmetros que são influenciados pela diferença de temperatura entre a superfície do mar e do ar e a velocidade do vento. Já o fluxo de calor latente está associado à mudança de fase de uma substância e os fatores que influenciam sua variabilidade são primariamente, a velocidade do vento e a umidade relativa (SATO, 2005).

O método seguido neste trabalho, foi inicialmente desenvolvido por Liu-Katsaros-Businger, Liu *et al.*(1979) e posteriormente aperfeiçoado por Fairall *et al.* (1996) para aplicação no Pacífico Equatorial e é baseado na teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (MOST), que assume que, nos 10% mais baixos da camada

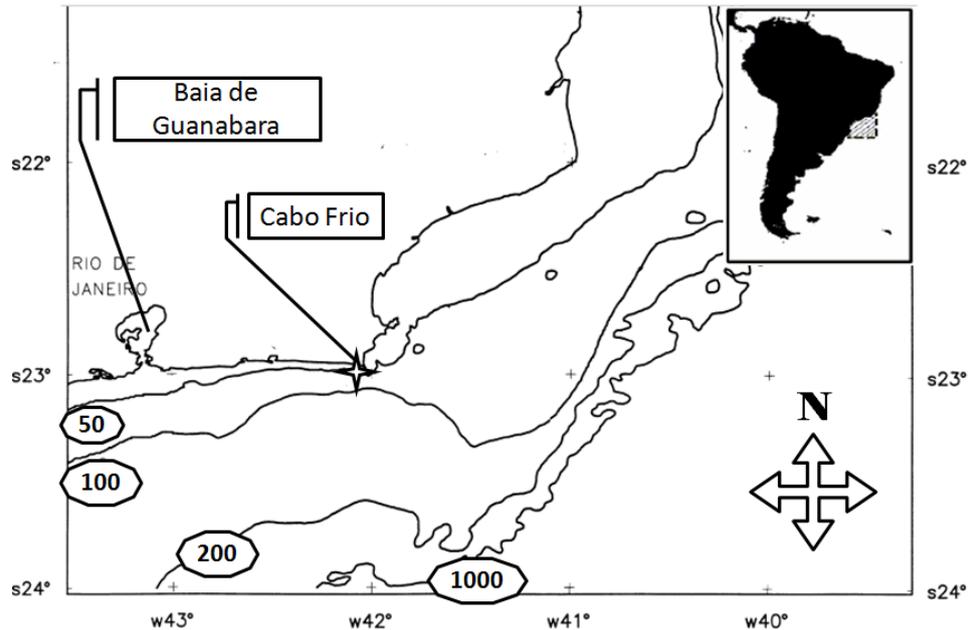
limite planetária, os fluxos turbulentos são constantes com a altitude. Esse método é conhecido como *COARE Bulk Flux Algorithm* e para o trabalho foi usada a versão 3.0, que apesar de ter sido desenvolvido para estimativas de fluxo de calor no Pacífico Equatorial, vem sendo utilizado em diversos trabalhos em outras regiões (PEZZI *et al.*, 2005; ACEVEDO *et al.*, 2010).

### **3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

#### **3.1 A REGIÃO DE CABO FRIO**

O município de Cabo Frio está localizado na costa nordeste do Estado do Rio de Janeiro (latitude 23°S), onde a plataforma continental sofre um estreitamento com forte gradiente batimétrico sendo a geografia marcada pela mudança brusca de direção da costa brasileira, de N-S para E-O (Figura 13).

**Figura 13 - Litoral sudeste do Brasil. Adaptado de Rodrigues e Lorenzetti (2001). Notar as linhas isobatimétricas de 50, 100, 200 e 1000 metros.**

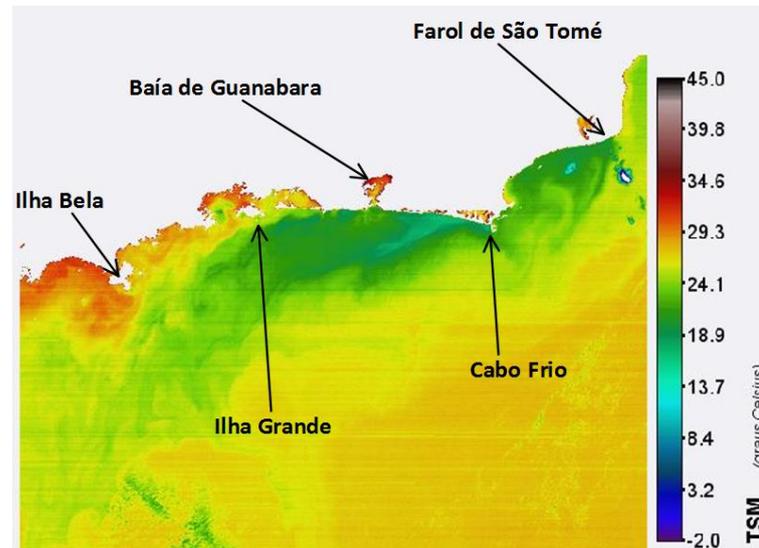


**Fonte: Adaptada de Dias (2003).**

O nome Cabo Frio remonta ao século XVI e foi dado pelos primeiros navegadores portugueses na região, que logo perceberam as águas frias e as peculiaridades climáticas locais (TORRES JR., 1995).

A região sofre forte influência de um fenômeno conhecido por ressurgência, que se manifesta com maior intensidade nesse ponto da costa brasileira e que causa o esfriamento da coluna água por dezenas de milhares de quilômetros quadrados (LORENZZETTI e GAETA, 1996), conforme apresentado na Figura 14. As manchas nas tonalidades do verde ao azul no oceano, surgindo a partir do litoral, são águas afloradas, bem mais frias que seu entorno e bem abaixo da média da latitude, entre 15 e 20°C.

**Figura 14 - Imagem da TSM<sub>modis</sub> a bordo do satélite Aqua de resolução espacial de 1km, entre as coordenadas 21°22,5' e 25° 23' S e 40°57' e 46°27'W, obtida às 16:43Z, em 10 de fevereiro de 2014. A região verde-azul representa a área de temperaturas baixas influenciada pela ressurgência, estendendo-se por quase 400km desde a localidade de Farol de São Tomé até a Ilha Bela-SP.**



**Fonte: Elaborado pelo autor.**

Uma das conseqüências da ressurgência na região de Cabo Frio são as características ímpares do microclima regional, com a redução das chuvas devido a pouca evaporação das águas marinhas, com períodos de estiagem de cinco meses e vegetação típica de clima semi-árido (FRANCHITTO *et al.*, 1998).

#### **4 DADOS**

Para este estudo, foram utilizadas como fontes de dados, boias e sensores orbitais, a saber: 1) duas boias do Programa Nacional de Boias (PNBOIA) localizadas nas águas costeiras, uma próxima ao município de Cabo Frio, e outra no litoral do Estado de Santa Catarina; e 2) estimativas de TSM obtidas utilizando os sensores infravermelhos MODIS (APENDICE A) a bordo das plataformas Terra e Aqua.

#### 4.1 DADOS DAS BOIAS

Os dados meteorológicos e oceanográficos das boias selecionadas foram extraídos da página do PNBOIA (<http://www.goosbrasil.org/pnboia/>). Sendo que, para a BCF, foram separados os dados referentes ao ano de 2014, e para a boia de Santa Catarina os dados selecionados foram os referentes ao ano de 2015.

**Tabela 2 - Localização e identificação das boias utilizadas.**

	Latitude	Longitude	Argos ID	WMO ID
Cabo Frio-RJ	-22,98°	-42,10°	69009	31262
Santa Catarina	-28,52°	-47,39°	157597	31374

**Fonte:** Tabela elaborada pelo autor.

A BCF (Argos ID: 69009) é a fonte base do trabalho em questão e trata-se de uma boia meteo-oceanográfica modelo *WaveScan* posicionada exatamente nas coordenadas 22° 59,62' de latitude sul; e 042° 11,65' de longitude oeste, ou seja, cerca de 10 km à oeste da Ilha do Cabo Frio, e a 5 km do litoral mais próximo em Arraial do Cabo. A boia foi instalada pelo Instituto de Estudos do Mar Almirante Paulo Moreira (IEAPM) em junho de 2013, quando então entrou em operação.

Os dados da BCF incluem os seguintes parâmetros atmosféricos, medidos a 3 metros da superfície do mar: dia, mês, ano, hora, temperatura do ar (Celsius), temperatura da superfície do mar (Celsius), pressão atmosférica (hPa), temperaturas do mar (°C) em profundidades diversas (5, 10, 15, 20, 25, 35 e 45 metros), irradiância (W/m<sup>2</sup>), direção (magnética) do vento (°), intensidade da rajada de vento (m/s) e intensidade do vento (m/s). A velocidade do vento é medida pelo sensor *Windsonic Gill*, a temperatura da água na superfície pelo medidor *Aanderaa 3919* a 0,3 m de profundidade e ao longo do cabo pelo medidor *SBE37-IM (Sea Bird)* (DRAGAUD, 2014).

Os dados disponíveis da BCF, no início do estudo para esse trabalho, abrangiam com integridade, apenas o ano de 2014, os demais anos, 2013 e 2015 estavam incompletos. Sendo assim, na intenção de abranger um ciclo completo de estações, o ano de 2014 foi elencado como ano base para este trabalho. Além

dessas questões, os dados de 2014 também apresentam melhores condições de integridade e menor quantidade de variáveis não observadas.

Como os dados da BCF não disponibilizavam a variável umidade relativa, necessária para o cálculo dos fluxos turbulentos, buscou-se a variável na estação meteorológica mais próxima, a estação de Arraial do Cabo, que disponibilizou o dado de umidade relativa para cada hora do dia do ano de 2014

Os dados da BCF relativos à direção dos ventos foram coletados considerando o norte magnético e foram convertidos para ao referencial do norte verdadeiro (geográfico) considerando a declinação magnética de  $22,53^\circ$  oeste para efeito de comparação com dados antigos. Sendo assim, os valores medidos na BCF, foram subtraídos de  $22,53^\circ$ .

Da boia de Santa Catarina, somente os dados de temperatura do ar ( $T_a$ ) e  $TSM_{boia}$ , nos meses de janeiro a outubro de 2015, foram aproveitados.

## 4.2 DADOS DO SENSOR MODIS

Os dados dos sensores MODIS foram extraídos da página <http://opendap.jpl.nasa.gov/opendap/OceanTemperature/modis/contents.html> e no sítio da *Ocean Color Web* (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/browse.pl?sen=am>).

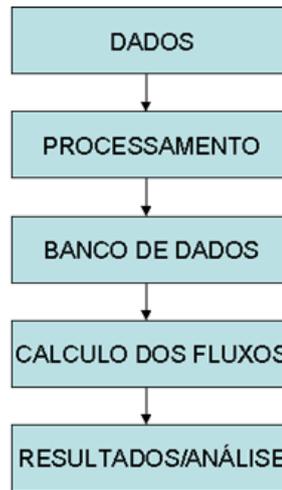
A busca de dias de céu claro, favoráveis às estimativas dos satélites foi apoiada pelos dados de irradiância da bóia, pelas imagens disponíveis no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) (<http://satelite.cptec.inpe.br/home/novoSite/index.jsp>) e no sítio da *Ocean Color Web* onde foram adquiridos os dados nível L2 de  $TSM_{sat}$  dos satélites Terra e Aqua do *Earth Observing System* (EOS).

Esses recursos também foram usados para selecionar alguns dias de céu claro sobre a boia de Santa Catarina.

## 5 METODOLOGIA

A metodologia utilizada nesse estudo foi descrita em cinco passos, conforme esquematizado na Figura 15.

**Figura 15 - Fluxograma dos passos metodológicos.**



**Fonte: Elaborado pelo autor**

Os passos são detalhados, a saber:

A seguir será apresentada a metodologia empregada no trabalho

**PASSO 1:** Considerando o ano base (2014), foram selecionadas passagens, dos satélites Terra e Aqua, durante esse ano, sobre a região da BCF, distribuídas por todos os meses de 2014, de acordo com as melhores condições de ausência de nuvens sobre a boia.

A busca de dias de céu claro, favoráveis às estimativas dos satélites foi apoiada pelos dados de irradiância da bóia, pelas imagens disponíveis no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), <http://satelite.cptec.inpe.br/home/novoSite/index.jsp> e pelo sítio da *Ocean Color Web* (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/browse.pl?sen=am>) onde foram baixados os dados nível L2 de TSM dos satélites Terra e Aqua do *Earth Observing System* (EOS), e que foram processados pelo software livre da NASA, o *SeaWiFS Data Analysis System* (SeaDAS), uma ferramenta para visualização, processamento e análise de imagens.

A seleção das melhores passagens (menor cobertura de nuvens) foi exclusivamente visual, e foi estendida a todos os meses do ano de 2014 e não apenas aos momentos mais favoráveis à ressurgência.

**PASSO 2:** De posse das datas e horários das passagens dos satélite escolhidas, abrangendo a posição da BCF no ano de 2014, foram então interpolados linearmente no tempo, os dados da BCF para que estivessem sincronizados a cada uma das passagens.

Foi gerado então um banco de dados contendo as estimativas de TSM ( $TSM_{sat}$ ), com suas devidas datas e horários e os dados interpolados da BCF ( $TSM_{boia}$ ).

Os horários do banco de dados foram próximos a 01:00Z, 13:00Z, para o satélite Terra e 04:00Z, 16:00Z para o satélite Aqua.

**PASSO 3:** Criou-se então o campo, no banco de dados, denominado “erro” ( $TSM_{sat}-TSM_{boia}$ ), para se referir à diferença entre a estimativa ( $TSM_{sat}$ ) e o dado interpolado de  $TSM_{boia}$  e em seguida.

**PASSO 4:** Usando o algoritmo COARE 3.0, foram realizados, com os dados do banco de dados, o cálculo dos fluxos turbulentos de calor, através do programa MATLAB® e com o aplicativo *air\_sea toolbox* desenvolvido por Bob Beardlsley e Rick Pawlowicz.

**PASSO 5:** Os resultados do cálculo de fluxos de calor e o banco de dados ordenado pelos erros foram submetidos a avaliações estatísticas.

## 6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Esta seção está dividida em duas partes, onde na primeira (PARTE 1) é realizada uma análise do comportamento horário dos dados das variáveis  $TSM_{boia}$ ,  $T_a$ ,  $(T_a-TSM_{boia})$ ,  $TSM_{-10}$ , vento e fluxos de turbulentos de calor ( $H_l$  e  $H_s$ ) registrados pela BCF, de 1º de janeiro a 31 de dezembro de 2014, e na segunda (PARTE 2), é aplicado o método descrito na seção 5.

Para a análise a ser realizada, foram selecionadas 631 passagens, dos satélites Terra e Aqua, durante o ano base, sobre a região da BCF, distribuídas por

todos os meses de 2014, de acordo com as melhores condições de ausência de nuvens. Dessas passagens, formou-se um banco de dados contendo as estimativas de TSM ( $TSM_{sat}$ ), na posição mais próxima possível da boia, de ambos os satélites em horários próximos (horários de passagem) a 01:00 Z, 13:00Z, para o satélite Terra e 04:00 Z, 16:00 Z para o satélite Aqua.

## **6.1 CARACTERÍSTICAS DA REGIÃO DE CABO FRIO SEGUNDO A INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DA BOIA (PARTE 1)**

Os primeiros estudos do fenômeno da ressurgência de Cabo Frio são da década de 50 (ALLARD, 1955) e contaram com uma longa série de dados *in situ* da Companhia Nacional de Álcalis (CALIL, 2009), mas até a implantação da BCF não houve um levantamento sistemático de dados, com tal riqueza de informação e de resolução temporal (de hora em hora). Desta forma a BCF, trouxe uma nova dimensão aos estudos diante de dados inéditos.

### **6.1.1 TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE**

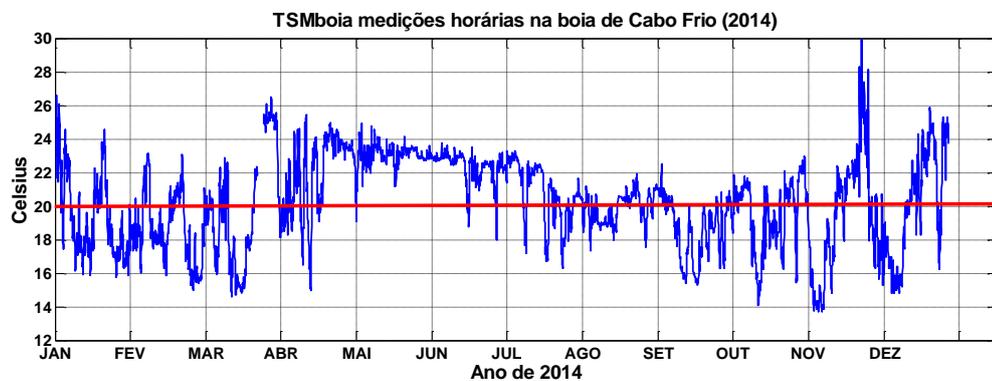
A característica fundamental da região marítima de Cabo Frio sempre foram as baixas  $TSM_{bulk}$  registradas, em comparação a outras regiões costeiras do Brasil (COE *et al.*, 2007), além disso, o forte gradiente horizontal de temperatura (LORENZZETTI *et al.* 2009), também é característica já conhecida e de destaque.

Para o ano de 2014, a média da  $TSM_{boia}$ , foi de 20,27°C com desvio padrão 2,66°C, sendo que, justamente nos meses mais quentes do ano (verão e primavera), a  $TSM_{boia}$ , apresentou médias diárias, entorno de 2°C mais baixas que nos meses mais frios (maio, junho e julho), conforme a Figura 16, onde pode-se observar três regimes de  $TSM_{boia}$  bem diferenciados no decorrer do ano de 2014, conforme estatísticas da Tabela 3, onde os meses de abril e agosto foram extraídos das estatísticas por apresentarem comportamento de transição de um regime para outro.

**Tabela 3 - Média e desvio padrão da TSM<sub>boia</sub> em três períodos do ano de 2014.**

Período no ano de 2014	Média (TSM <sub>boia</sub> )	Desvio Padrão (TSM <sub>boia</sub> )
Janeiro a março	19,22	2,16
Mai a julho	21,15	1,02
Setembro a dezembro	22,31	2,39

**Figura 16 - TSM<sub>boia</sub>, medições horárias da boia de Cabo Frio no ano de 2014.**

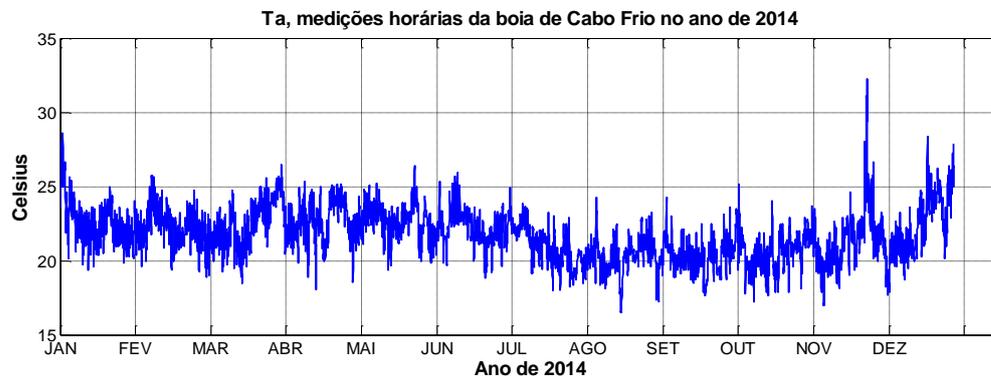


Fonte: Elaborada pelo autor.

### 6.1.2 TEMPERATURA DO AR ( $T_A$ )

A  $T_a$  medida na BCF (Figura 17), apresentou média anual de 2014 foi de 21,73°C, com desvio padrão de 1,66°C. Entre os meses de janeiro a junho, a média foi de 22,44°C com desvio padrão de 1,66°C e entre os meses de julho a novembro a média foi de 20,7°C, também com desvio padrão de 1,66°C. Resumindo, a  $T_a$  no período de verão e outono é aproximadamente 2°C mais alta que no período de inverno e primavera.

**Figura 17 – Registro horário da temperatura do ar ( $T_a$ ), na boia de Cabo Frio no ano de 2014.**



Fonte: Elaborada pelo autor.

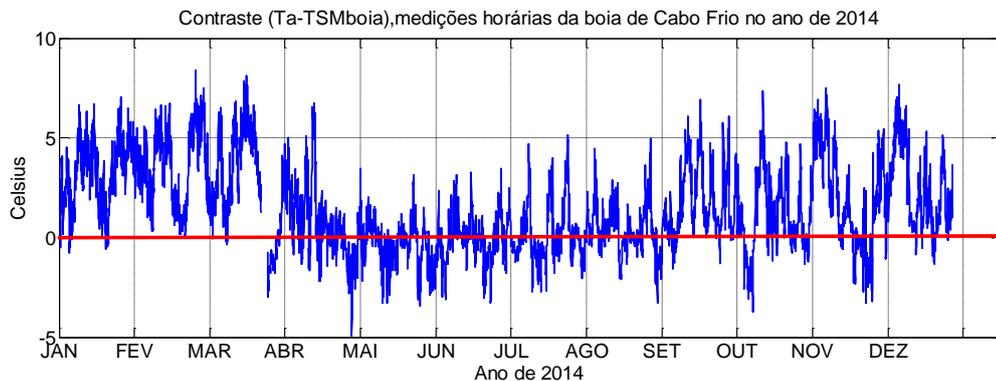
### 6.1.3 CONTRASTE TÉRMICO ENTRE SUPERFÍCIE E O AR.

O contraste térmico entre a superfície do mar e o ar é uma combinação entre as duas variáveis analisadas anteriormente ( $TSM_{boia}$  e  $T_a$ ), aqui neste trabalho representado pela diferença  $T_a - TSM_{boia}$  e a partir deste ponto, tratado simplesmente como contrastes. A ordem dos fatores da diferença que representa o contraste garante que a maioria dos valores seja positiva, tendo em vista que na análise anterior de  $T_a$  e  $TSM_{boia}$ , normalmente  $T_a$  é maior que  $TSM_{boia}$ . Sendo assim, na maior parte do ano de 2014, na região de Cabo Frio, o contraste foi positivo (Figura 18), o que não ocorre com frequência no restante dos oceanos (SINGH *et al.* 2005).

Ainda observa-se na Figura 18, que há também três períodos distintos com relação ao comportamento do contraste. O primeiro período, nos meses de janeiro a março, o contraste é quase sempre positivo e de alto valor absoluto. No segundo período, nos meses de abril a agosto, o contraste equilibra-se entre valores positivos e negativos, porém com valores absolutos relativamente menores. Já no terceiro período, o contraste apresenta grande variabilidade, transitando entre valores positivos e negativos, com valores absolutos relativamente altos. Em geral, os maiores valores do contraste coincidem com os períodos de ressurgência, tendo em vista que está bem mais relacionado aos valores da  $TSM_{boia}$  do que a  $T_a$ , que não

apresenta grandes variações. Sendo assim, o contraste também estará relacionado à maior frequência de erros ( $TSM_{sat} - TSM_{boia}$ ) positivos.

**Figura 18 - Contraste ( $T_a - TSM_{boia}$ ) positivo ( $T_a > TSM_{boia}$ ) ocorre com maior frequência nos meses de verão e primavera, em função dos baixos valores de  $TSM_{boia}$ .**



**Fonte: Elaborada pelo autor.**

#### 6.1.4 TEMPERATURA DO MAR À SUPERFÍCIE E A 10 METROS DE PROFUNDIDADE

A BCF disponibiliza além da temperatura de superfície ( $TSM_{boia}$ ) medida a 30 centímetros de profundidade, outras medidas feitas até a profundidade de 45 m.

O mecanismo que causa o fenômeno da ressurgência implica que águas mais profundas e frias sejam deslocadas para a superfície, desfazendo a estratificação natural causada pelo aquecimento solar. Desta forma, a coluna d'água tende a se homogeneizar em temperatura.

Considerando as características do fenômeno da ressurgência, frequentes naquela região, conhecer essas temperaturas medidas em profundidade ajudam a identificar o momento e a intensidade da ocorrência dos fenômenos, visto que nos momentos de ressurgência, a tendência é que a estratificação vertical e natural da temperatura na coluna d'água seja bastante reduzida e em temperaturas abaixo dos 20°C.

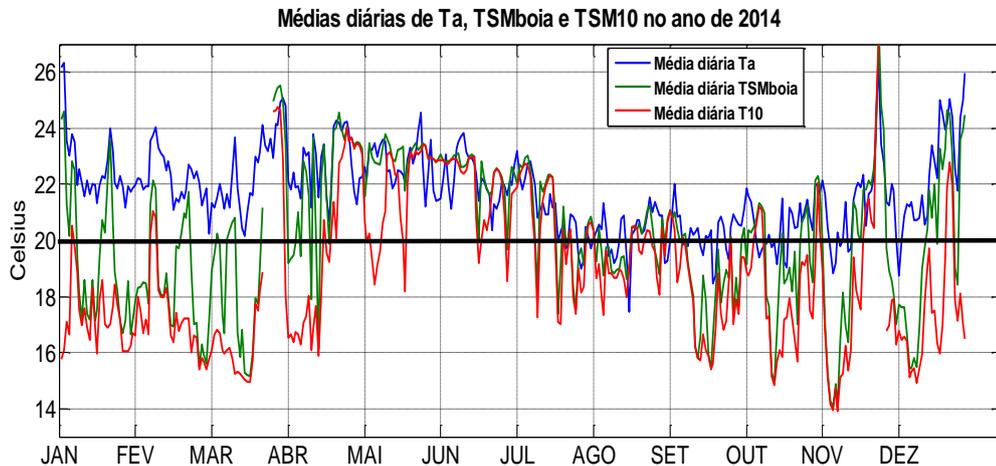
Na Figura 19, estão traçadas as médias diárias de  $T_a$ ,  $TSM_{boia}$ ,  $TSM_{-10}$ , onde se pode observar o comportamento dessas três temperaturas no decorrer do ano de 2014.

Considerando que a proximidade das curvas de  $TSM_{boia}$  e  $TSM_{-10}$  em temperaturas menores que  $20^{\circ}C$ , significa a ocorrência de ressurgência, dentro dos três períodos observados no comportamento do contraste, podemos observar, pelo menos, dois comportamento distintos entre as  $TSM_{boia}$  e  $TSM_{-10}$ . No primeiro período de janeiro a março de 2014, quando o fenômeno da ressurgência é frequente, ocorrem diversos descolamentos da curva da  $TSM_{boia}$  no sentido de aquecimento, acompanhando o aquecimento do ar. Já no período de setembro a dezembro, o descolamento de as  $TSM_{boia}$  em relação à  $TSM_{-10}$ , quase não ocorrem.

A união de  $TSM_{boia}$  e  $TSM_{-10}$  também significa ausência de estratificação de temperatura no intervalo de 0 a 10 metros de profundidade. Sendo assim, conforme a ressurgência começa a se formar essas temperaturas tendem a se aproximar em temperaturas abaixo dos  $20^{\circ}C$ . O afastamento, em parte, significa que a ressurgência perdeu força ou que a incidência da radiação solar está sendo capaz de aquecer as camadas mais superficiais.

No período de janeiro a meados de março, a  $TSM_{-10}$  permaneceu quase sempre entre as temperaturas de  $16$  a  $18^{\circ}C$ . Esse comportamento difere dos períodos de primavera, quando a  $TSM_{-10}$ , varia com intensidade, quase sempre com valores próximos a  $TSM_{boia}$ .

**Figura 19 - Médias diárias da temperatura do ar ( $T_a$ ) em azul, temperatura da superfície ( $TSM_{boia}$ ) em vermelho, temperatura a dez metros de profundidade ( $TSM_{10}$ ) em verde, no decorrer do ano de 2014. A linha horizontal em negrito traça a temperatura de 20°C, marcadora da ressurgência.**

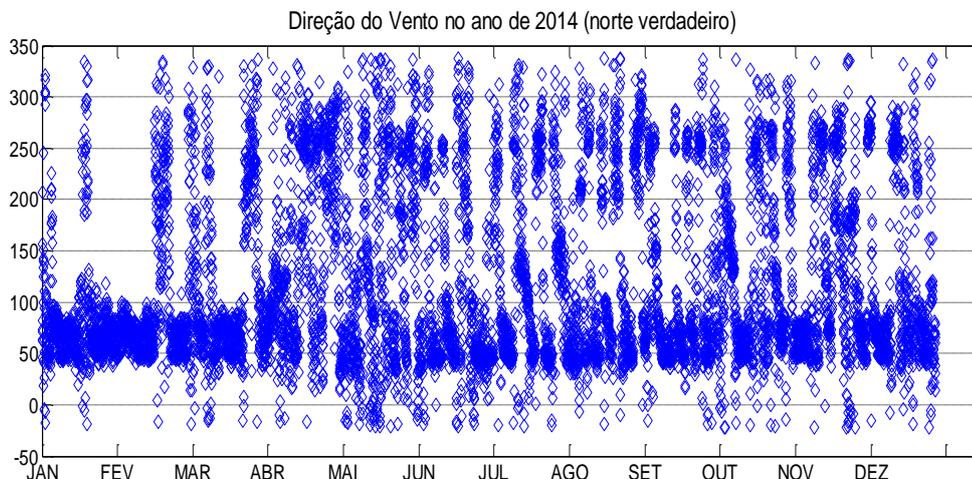


Fonte: Elaborada pelo autor.

#### 6.1.5 VENTOS

Considerando a ordem cronológica dos acontecimentos como já havia sido feito na análise das temperaturas, percebe-se na Figura 20 que os ventos de direção entre aproximadamente 45 e 85 graus de direção, são ocorrências constante e distribuídos no decorrer do ano, e como estudos indicam, estes são os ventos forçantes e a principal causa da ressurgência (ALLARD,1955; PAIVA,1993; VALENTIN *et al.*, 1987; MOREIRA DA SILVA ,1973).

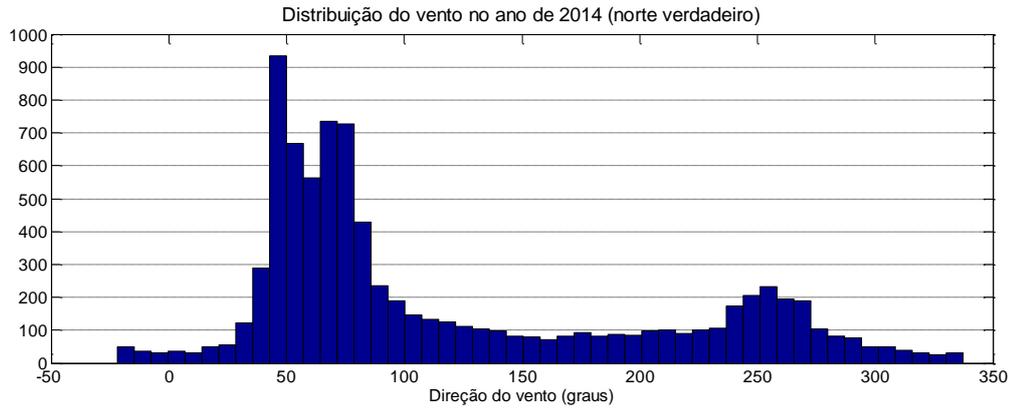
**Figura 20 - Direção do vento na ordem cronológica dos acontecimentos no ano de 2014.**



**Fonte: Elaborada pelo autor.**

Com relação à direção do vento, os dados apontam a existência de duas concentrações principais de direções do vento que atuam durante o ano todo e que ambas estão relacionadas às ocorrências de ressurgência. A primeira e maior concentração está na direção aproximada de  $45^\circ$  e a segunda concentração está entorno dos  $70^\circ$  (Figura 21). Há ainda uma terceira concentração de direção no intervalo das direções  $230^\circ$  e  $280^\circ$ , porém em uma escala menor de ocorrências. A primeira e a segunda concentrações de ventos seriam as responsáveis pela ressurgência, e a terceira concentração e diametralmente oposta aos ventos causadores da ressurgência, seria aquela responsável pelos efeitos que se contrapõem ao afloramento, diminuindo a força do fenômeno ou até mesmo invertendo seus efeitos de esfriamento das águas, trazendo de longe da costa, águas mais quentes.

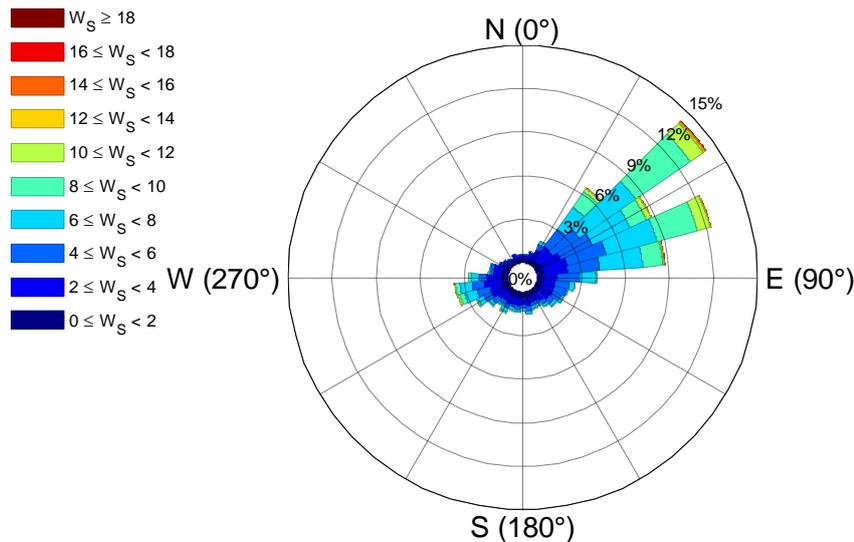
**Figura 21 - Distribuição das direções dos ventos no ano de 2014.**



Fonte: Elaborada pelo autor.

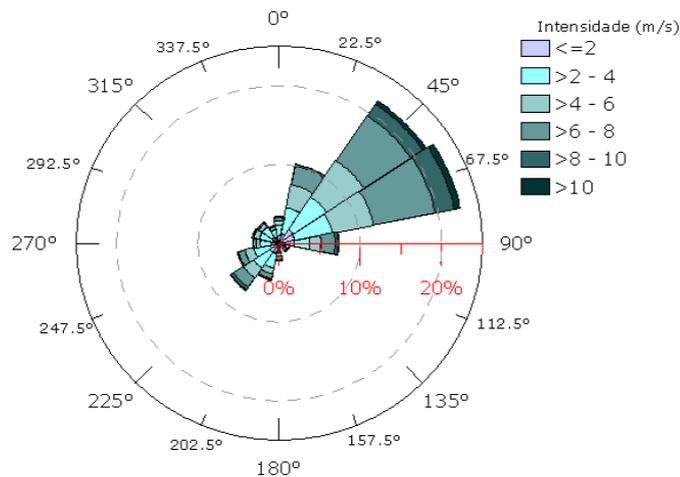
Dados de ventos de 21 anos (1971 a 1992) (CALIL, 2009) de coleta, representados na Figura 23, revelam pequenas diferenças em relação aos dados da BCF para o ano de 2014 (Figura 22). Essas pequenas diferenças podem ser facilmente atribuídas à posição da boia, afastada do litoral ou à climatologia do ano de 2014.

**Figura 22 - Histograma direcional dos ventos na boia de Cabo Frio, no decorrer do ano de 2014 para medidas horárias.  $W_s$  é a velocidade do vento em m/s.**



Fonte: Elaborada pelo autor

**Figura 23 - Histograma direcional do vento elaborado a partir dos dados coletados em Arraial do Cabo entre 1971 e 1992.**



**Fonte: Calil, 2009.**

Quanto à velocidade do vento, há pouco o que se correlacionar à ocorrência da ressurgência ou às demais variáveis da BCF. Foi medida uma menor variação de velocidade no período de verão, maior média de intensidade na primavera e menor média de intensidade no inverno.

No apêndice B, que contém histogramas para cada mês do ano de 2014, com o volume da direção dos ventos, pode-se observar que a distribuição da direção dos ventos nos meses de janeiro e junho são muito semelhantes no que diz respeito à concentração de ventos de NE/E. O mês de janeiro apresenta média de 101,8° com desvio padrão de 50,1° na direção do vento, enquanto junho apresenta média de 128,3° com desvio padrão de 85,8° na direção do vento, porém são dois meses bem distintos no que diz respeito à ocorrência de ressurgência e seus efeitos. O que difere esses dois meses pode ser mais bem compreendido observando também o apêndice C, onde estão registradas as distribuições das velocidades de vento para cada mês do ano de 2014 na BCF. O mês de janeiro possui uma maior concentração nas altas velocidades com média de 5,9m/s e no mês de junho, com média de velocidade igual a 4,9 m/s, as mesmas são mais bem distribuídas, o que sugere que a velocidade e da direção, são tão importantes na formação da ressurgência como também a variabilidade da direção. No caso dos meses de inverno, as passagens de frentes frias com ventos de SW contrapondo os ventos de

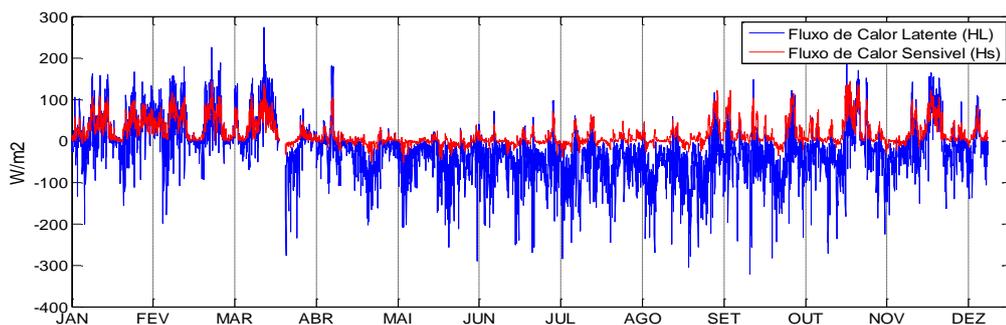
NE interrompem ou enfraquecem o processo de formação e manutenção da ressurgência.

#### 6.1.6 OS FLUXOS TURBULENTOS NA REGIÃO

Com base no algoritmo COARE 3.0 proposto e desenvolvido para regiões equatoriais por Fairall *et al.* (1996, 2003) , foram calculados os fluxos de calor sensível e latente para o ano de 2014 (Figura 24), usando a  $TSM_{boia}$  como entrada no cálculo.

Da mesma forma que na análise anterior das medidas de temperatura, percebem-se três comportamentos distintos para o conjunto dos fluxos turbulentos de calor no ano de 2014. Nos três primeiros meses do ano, os fluxos de calor sensível ( $H_s$ ) e latente ( $H_l$ ), são positivos e de valores elevados. Nos meses seguintes, no outono e inverno, os fluxos de calor sensível são frequentemente negativos e de magnitude relativamente baixa. Nesse mesmo período, os  $H_l$  são quase que na totalidade negativos e de magnitude elevadas. Finalmente, nos meses de primavera, os fluxos retornam às feições do verão, porém com valores absolutos de  $H_l$  bem maiores.

**Figura 24 - Fluxos turbulentos de calor sensível ( $H_s$ ) e latente ( $H_l$ ) no decorrer do ano de 2014 na boia Cabo Frio.**



Fonte: Elaborada pelo autor.

## 6.2 ANÁLISE DO ERROS SIGNIFICATIVOS (PARTE 2)

De posse do banco de dados contendo 631  $TSM_{sat}$ , coletadas em passagens-satélites nas melhores condições de céu livre da cobertura de nuvens,

no decorrer do ano de 2014, os dados da BCF foram interpolados no tempo para se ajustarem aos horários de cada uma das 631 passagens e então formou-se um banco de dados que contivesse os erros ( $TSM_{sat} - TSM_{boia}$ ) de cada uma das passagens selecionadas dos satélites.

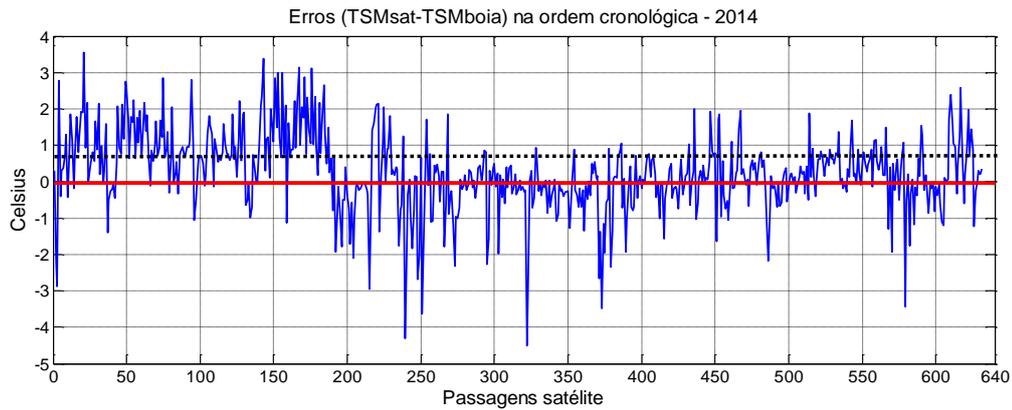
Duas abordagens na análise e comparação dos dados da boia e dos satélites foram consideradas na tentativa de melhor compreender a relação da ressurgência com os erros. A primeira abordagem foi a observação das variáveis do banco de dados que contém os erros, na ordem cronológica dos acontecimentos. A segunda abordagem foi a observação e análise dos dados na ordem crescente dos erros. Ambas as abordagens se complementam na compreensão.

Sendo assim, a Figura 25, apresenta os erros na ordem cronológica das passagens-satélites que foram coletadas e aproveitadas em função das melhores condições de nuvens. Apesar de não cobrir homoganeamente os meses de 2014 (Tabela 4), ou seja, de não conter dados de todos os dias do ano e de também não haver o mesmo número de passagens para cada mês, pode-se observar que, a Figura 25 guarda relação razoável com variáveis já analisadas, assim como a  $TSM_{boia}$ , o contraste e o fluxo de calor sensível ( $H_s$ ).

Nas primeiras 159 passagens, que abrangem os meses de janeiro e fevereiro, justamente quando os casos de ressurgência são mais frequentes, os erros são positivos e altos. Por outro lado, nos meses de maio a agosto, entre as passagens de número 259 a 514, os erros positivos são normalmente menores que um.

A análise do último trimestre do ano de 2014 ficou bastante deficiente em função da pouca quantidade passagens-satélite aproveitáveis.

**Figura 25 - Erros na ordem cronológica das passagens dos satélites.**



Fonte: Elaborada pelo autor.

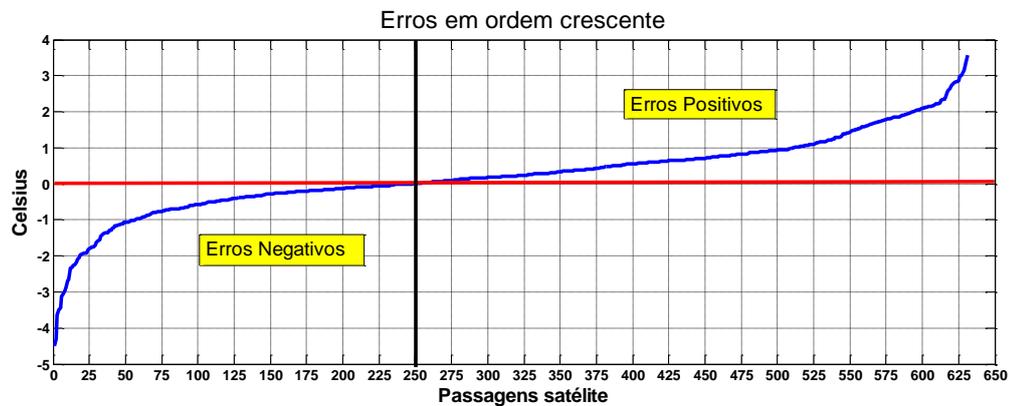
**Tabela 4 – Distribuição das passagens-satélite aproveitadas em função das condições de nebulosidade no ano de 2014.**

Mês	Passagens	Mês	Passagens
Janeiro	1-85	Julho	416-434
Fevereiro	86-159	Agosto	435-514
Março	160-215	Setembro	515-548
Abril	216-294	Outubro	549-611
Maio	295-350	Novembro	612-615
Junho	351-415	Dezembro	616-631

Fonte: Elaborada pelo autor

Ordenando o banco de dados na ordem crescente dos erros (Figura 26), verifica-se que, dos 631 casos coletados, 250 apresentaram erros menores ou iguais a zero, e que, conseqüentemente, 381 casos foram maiores que zero.

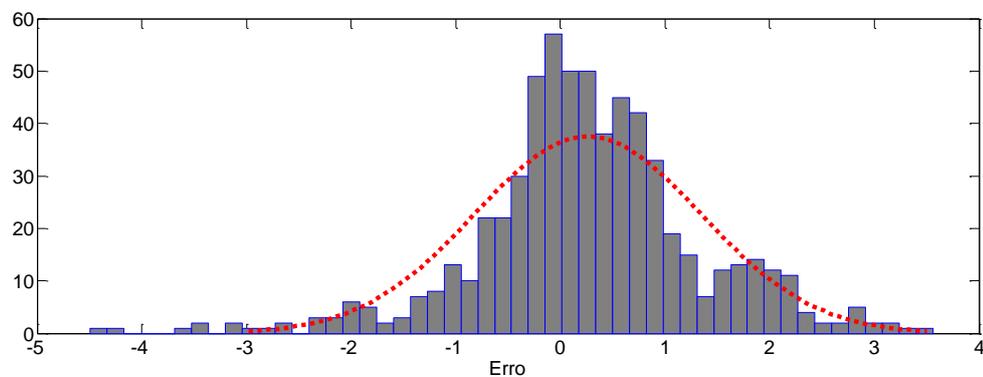
**Figura 26 - Erros referentes às 631 passagens-satélite, dispostos em ordem crescente.**



Fonte: Elaborada pelo autor.

A distribuição dos erros (Figura 27) é normal e levemente assimétrica, tendendo para os erros positivos, com destaque na concentração de erros positivos do intervalo de 1 a 2°C.

**Figura 27 - Distribuição dos erros e a curva normal de distribuição.**



Fonte: Elaborada pelo autor

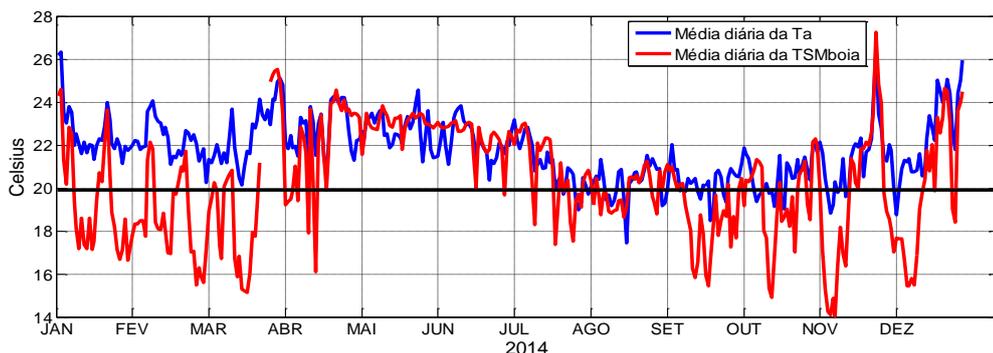
### 6.3 A DIFERENCIAÇÃO DA REGIÃO DE RESSURGÊNCIA.

Como visto anteriormente nas análises de temperaturas ( $T_a$ ,  $TSM_{boia}$  e  $TSM_{10}$ ) e vento, a ressurgência de Cabo Frio se manifesta em consonância com determinados padrões atmosféricos e oceanográficos. Mas quais seriam os efeitos dessas condições especiais nas estimativas de TSM feitas por satélites com

sensores infravermelhos, a ponto de causarem erros positivos tão elevados? Antes de responder essa pergunta, os resultados da BCF foram comparados aos resultados de outra boia, a boia de Santa Catarina no período de janeiro a outubro de 2015.

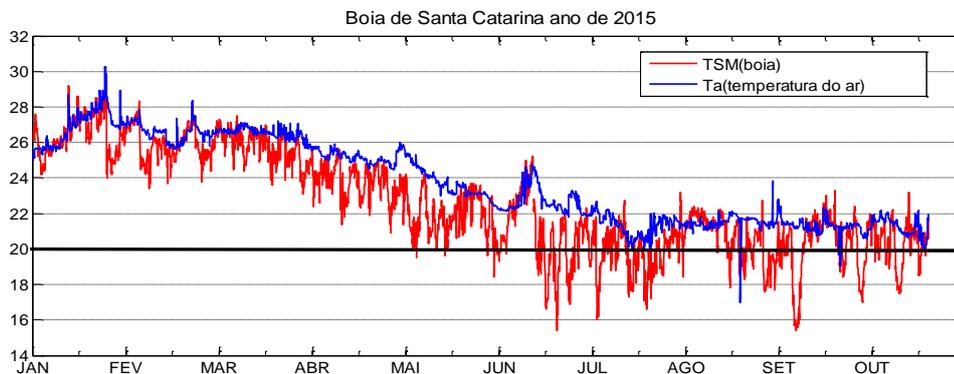
Na Figura 28, estão representadas as médias diárias de  $T_a$  e  $TSM_{boia}$  da BCF no ano de 2014. Percebe-se quão ruidoso é o sinal dessas duas temperaturas e o quanto se diferencia nos meses mais quentes. Já na Figura 29, temos representados os meses de janeiro a outubro do ano de 2015, a cada hora,  $T_a$  e  $TSM_{boia}$  da boia da Santa Catarina, um sinal aparentemente menos ruidoso. Na boia de Santa Catarina o contraste é quase sempre muito pequeno e em diversas ocasiões negativo.

**Figura 28 –  $T_a$  e  $TSM_{boia}$ , média diária da boia de Cabo Frio no ano de 2014.**



Fonte: Elaborada pelo autor.

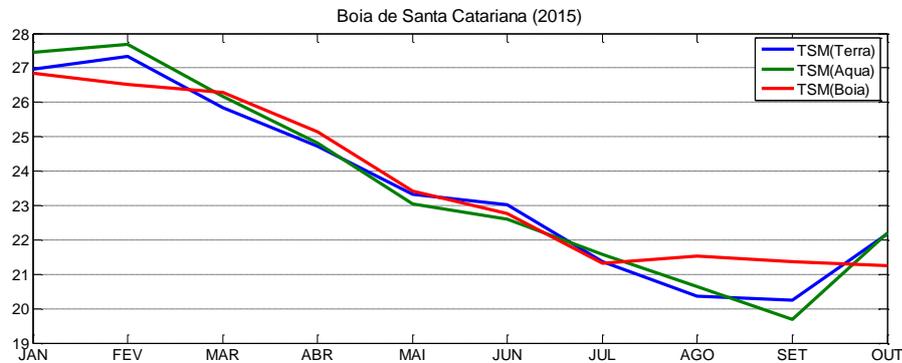
**Figura 29 –  $T_a$  e  $TSM_{boia}$  hora a hora, de Santa Catarina nos meses de janeiro a outubro de 2015.**



**Fonte: Elaborada pelo autor.**

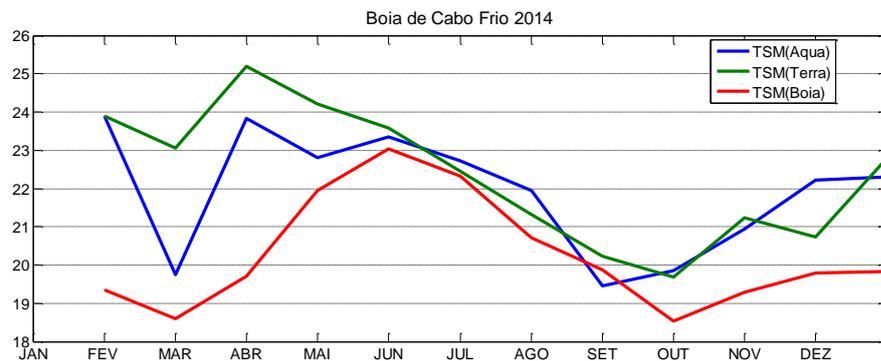
Observando as Figuras 30 e 31, relativas às boias Santa Catarina e Cabo Frio, respectivamente, verifica-se que, a média mensal de TSM dos dados da boia de Santa Catarina acompanha bem a média mensal de estimativa de temperatura dos sensores MODIS a bordo dos satélites Terra e Aqua, porém, no caso da BCF (Figura 31), verificam-se grandes discrepâncias entre essas médias, sendo que na maioria das vezes, os valores de  $TSM_{sat}$  foram bem acima daqueles observados na boia (erros positivos), principalmente nos períodos de verão e primavera, quando os efeitos da ressurgência são mais intensos. Já nos meses de inverno, quando a ressurgência diminui seus efeitos, pode-se observar que as discrepâncias diminuem consideravelmente. O que se observa, é que o algoritmo de estimativa de TSM usando dados MODIS, não foi capaz de estimar devidamente as TSM na posição da BCF, assim como ocorreu na posição da boia de Santa Catarina.

**Figura 30 – Médias mensais das TSM da boia de Santa Catarina, medidas pela boia ( $TSM_{\text{boia}}$ ) e pelos sensores MODIS a bordo do satélites Terra ( $TSM_{\text{Terra}}$ ) e Aqua ( $TSM_{\text{Aqua}}$ ), nos meses de janeiro a outubro de 2015.**



Fonte: Elaborada pelo autor.

**Figura 31 - Médias mensais das  $TSM_{\text{boia}}$  e  $TSM_{\text{sat}}$  (Terra e Aqua) na posição da boia e Cabo Frio, no ano de 2014.**



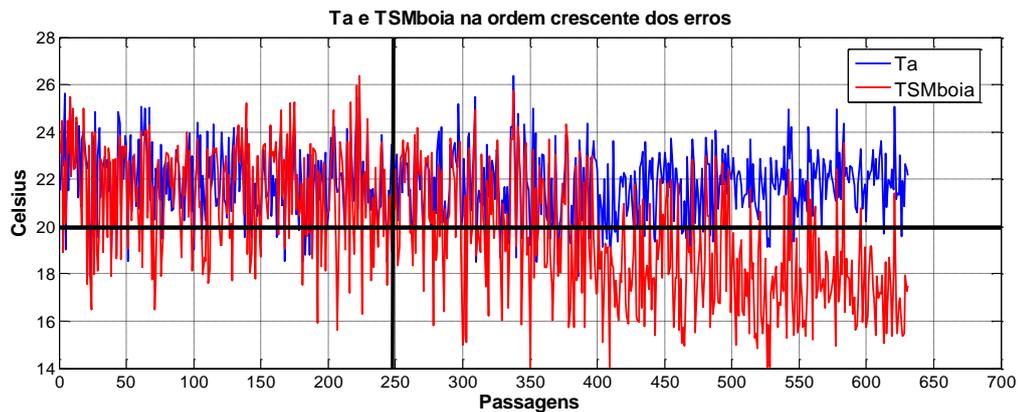
Fonte: Elaborada pelo autor.

#### 6.4 ERROS DE ESTIMATIVA E O CONTRASTE

Com os dados da BCF, devidamente interpolados no tempo, ajustados aos horários dos satélites e na ordem crescente dos erros, em média, conforme os erros positivos aumentam, a temperatura medida  $TSM_{\text{boia}}$  diminui (ou vice-versa) em uma relação quase que linear e  $T_a$  por sua vez, em média, não aparenta alterações significativas na medida em que os erros aumentam (Figura 32). Essa é uma relação valiosa que relaciona diretamente os erros à ressurgência. Quanto menor for a

$TSM_{\text{boia}}$ , mais provável será que o erro seja positivo e inversamente proporcional no seu valor.

**Figura 32 - Temperatura do ar ( $T_a$ ) da superfície ( $TSM_{\text{boia}}$ ) conforme a ordem crescente dos erros. A linha vertical em negrito separa os erros positivos e negativos e linha horizontal marca a temperatura de 20°C.**



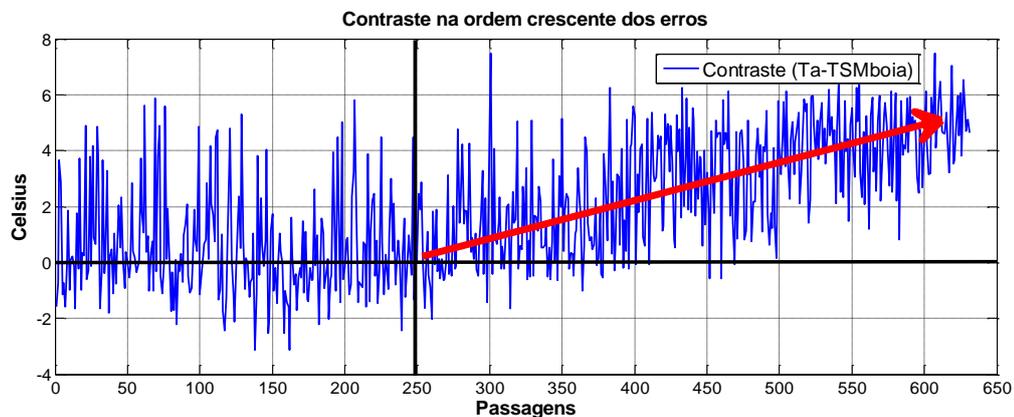
Fonte: Elaborada pelo autor.

Mas, a baixa  $TSM_{\text{boia}}$  por si só, não é justificativa suficiente para afetar a acurácia dos algoritmos, ainda mais com o viés para os erros positivos. O que diferencia a região de Cabo Frio de muitas outras regiões é o contraste ( $T_a - TSM_{\text{boia}}$ ) positivo e de alto valor ( $> 2^\circ\text{C}$ ), próprio dos períodos de ressurgência. Na Figura 32, percebe-se que enquanto os erros são negativos (da passagem 1 a 250), podendo então estar relacionados à contaminação do pixel por nuvens, a  $TSM_{\text{boia}}$  não aparenta qualquer tendência na variação de sua média, mas assim que os erros tornam-se positivos, a  $TSM_{\text{boia}}$  tende a se afastar acintosamente de  $T_a$ , o que significa também, o crescimento do contraste.

O gráfico seguinte (Figura 33) relaciona os erros, ao contraste. Anteriormente foi visto que o contraste da região de Cabo Frio é quase sempre positivo ( $T_a > T_{\text{sup}}$ ) e que isso é um diferencial em relação às outras regiões oceânicas, que quase sempre apresentam contraste negativo ( $T_a < T_{\text{sup}}$ ) (SINGH *et al.*, 2005).

Da passagem 1 a 250, quando os erros são negativos, o contraste oscila entre  $-3$  e  $6^{\circ}\text{C}$ , e não aparenta nenhuma relação com o erro. Após a  $250^{\text{a}}$  passagem, os erros são positivos e crescem conjuntamente, de forma clara com o contraste, que ainda mantém grande oscilação. É como se um ruído razoavelmente linear, guardando relação direta com o contraste, tivesse sido acrescentado ao ruído normal dos erros. O contraste então parece ser um fator de relação direta com o aumento do erro positivo, ou seja, em média, quanto maior for o contraste maior será o erro. Pode-se notar que, na porção dos erros positivos (da  $251^{\text{a}}$  à  $631^{\text{a}}$ ), praticamente não houve ocorrências de erros positivos com contraste negativo.

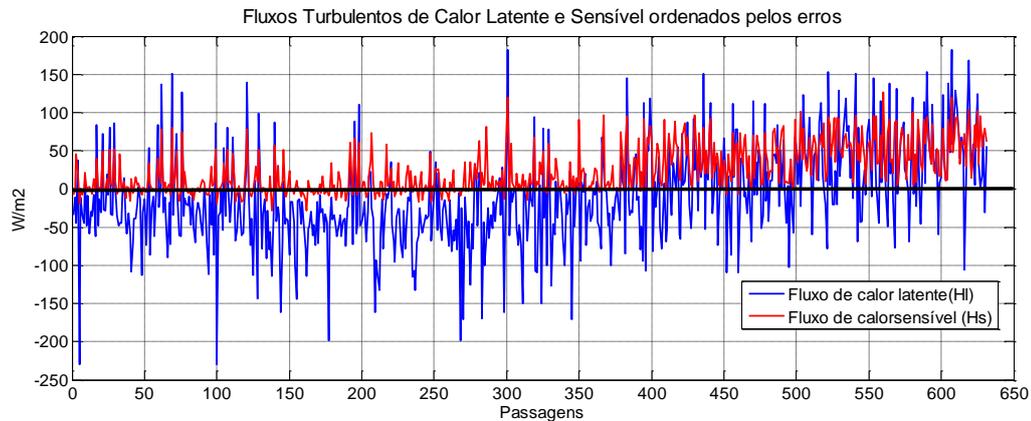
**Figura 33 - Valor da diferença  $T_a$  menos  $TSM_{\text{boia}}$  (contraste) correspondente a cada erro, considerando erros em ordem crescente.**



**Fonte: Elaborada pelo autor.**

Da mesma forma que o contraste, porém de maneira bem mais ruidosa, os fluxos turbulentos de calor também tendem a aumentar linearmente com o aumento do erro positivo, porém com muita variabilidade (Figura 34).

**Figura 34 - Fluxos turbulentos de calor latente e sensível disposto na ordem crescente dos erros.**



Fonte: Elaborada pelo autor.

## 6.5 A CORREÇÃO

O fato dos erros positivos ocorrerem com maior frequência em determinadas épocas do ano e de também estarem de forma direta relacionados ao contraste, e conseqüentemente aos valores dos fluxos turbulentos, suscita a possibilidade de que possa haver uma regra de correlação entre as  $TSM_{sat}$  e as  $TSM_{boia}$ , que pudesse ser aplicada para melhorar regionalmente as atuais estimativas.

Estabelecer uma correlação entre a correção para a  $TSM_{sat}$ , com alguma das variáveis anteriormente analisadas (contraste,  $H_l$  e  $H_s$ ), parece não ser aplicável, porque apesar de haver relação entre o erro e as variáveis, esta oscila com grande amplitude, o que traria muita incerteza para a correção. Resta então, a opção de relacionar diretamente a  $TSM_{sat}$  e à  $TSM_{boia}$ , a exemplo do que já é normalmente feito no ajuste dos MCSST em outras regiões e condições climáticas.

### 6.5.1 COMPARAÇÃO DE SST4 COM SST11

Como parte da seleção de dados a serem usados na correção das estimativas, deve-se observar que o sensor MODIS tem dois produtos de TSM para o período noturno, que são ativados no mesmo horário, sendo assim, cada um dos produtos está ligado a um erro individual, sendo que, o produto SST4 em média é mais preciso do que o SST11, e nos meses de verão, janeiro, fevereiro e março

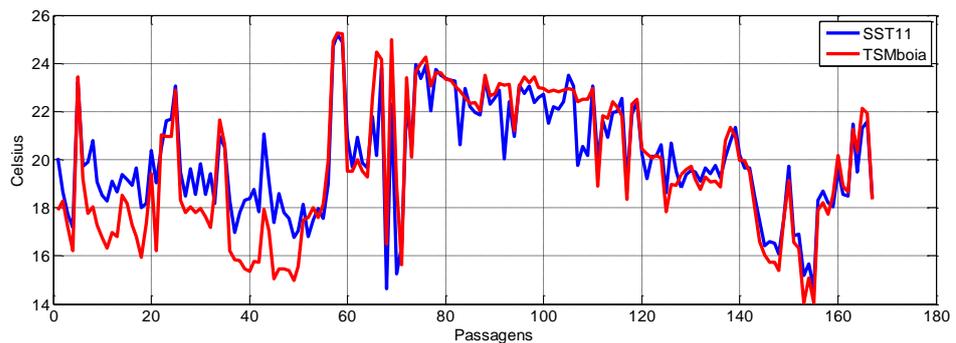
(representando a climatologia da ressurgência), essas diferenças são ainda maiores.

Na Figura 35 temos a comparação dos resultados de TSM do produto SST11 e a TSM<sub>boia</sub> para o período dos meses de janeiro, fevereiro e março. Na Figura 36, a diferença desses resultados.

Nas Figura 37 e 38, observa-se a mesma comparação usando o produto SST4.

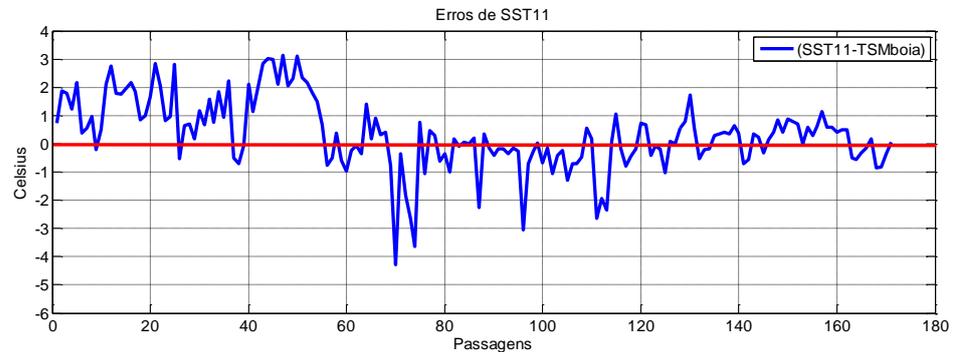
Como os dois produtos se equivalem no tempo e no espaço, e o SST4 apresenta melhores resultados que SST11, o último, será descartado dos cálculos de correção das estimativas de TSM.

**Figura 35 - Produto SST11 das passagens dos satélites Terra e Aqua no ano de 2014, e TSM<sub>boia</sub>, na ordem cronológica.**



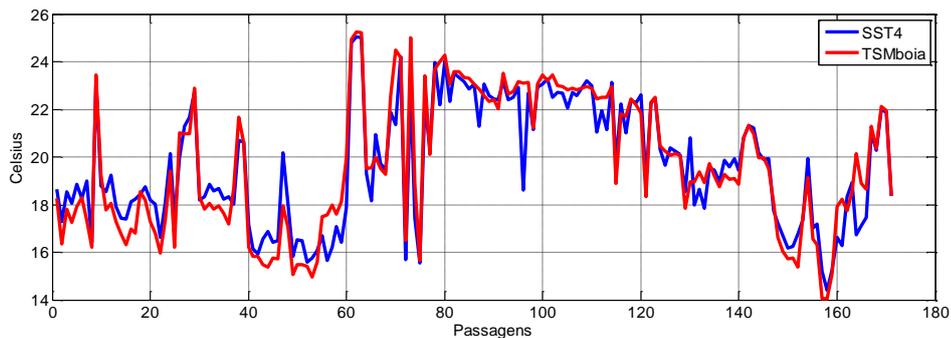
Fonte: Elaborada pelo autor.

**Figura 36 - Erros relativos à diferença SST11-TSM<sub>boia</sub>. As 60 primeiras passagens ocorreram nos meses de verão, em períodos de ressurgência.**



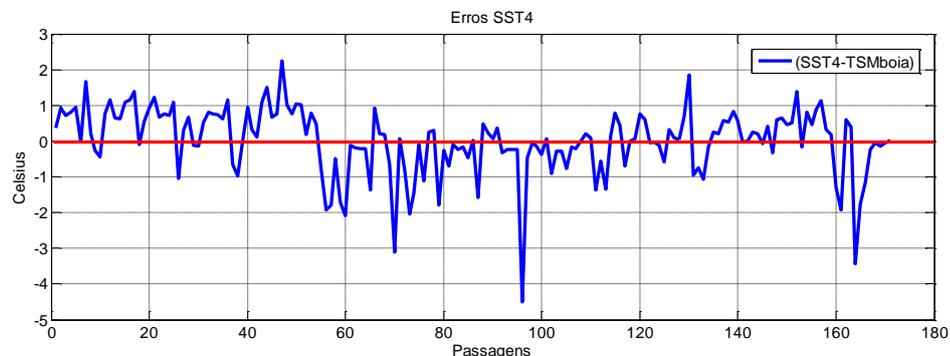
Fonte: Elaborada pelo autor.

**Figura 37 - Produto SST4 das passagens dos satélites Terra e Aqua no ano de 2014, e TSM<sub>boia</sub>, na ordem cronológica.**



Fonte: Elaborada pelo autor.

**Figura 38 - Erros relativos à diferença SST4-TSM<sub>boia</sub>. As 60 primeiras passagens ocorreram nos meses de verão, em períodos de ressurgência e os erros são bem menores que os do produto SST11.**



Fonte: Elaborada pelo autor.

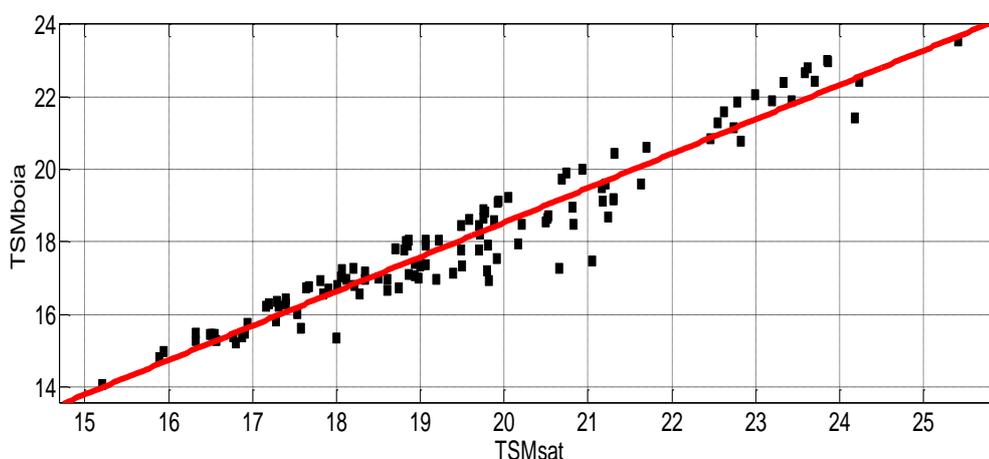
### 6.5.2 A CORREÇÃO

A correção proposta, está baseada em uma equação originária de uma regressão linear simples entre  $TSM_{sat}$  e  $TSM_{boia}$  (interpolada no horário do satélite), para o intervalo de erros significativos (maior do que  $0,8^{\circ}C$ ), excetuando, o produto SST11, para o período noturno, por ter um produto análogo de melhores resultados (SST4). Sendo assim, diante de todo conjunto de 631 passagens satélites, restam 116 passagens aproveitáveis, para regressão linear.

Com os dados selecionados gerou-se então o gráfico da Figura 39 e a equação de correção (6.1):

$$TSM_{corrigida} = TSM_{sat} \times 0,9476 - 0,4157 \quad (6.1)$$

**Figura 39 - Gráfico de espalhamento entre  $TSM_{boia}$  e  $TSM_{sat}$  dos dados do ano base (2014), para os erros  $>0,8$ , tendo sido excluído os produtos SST11.**



Fonte: Elaborada pelo autor.

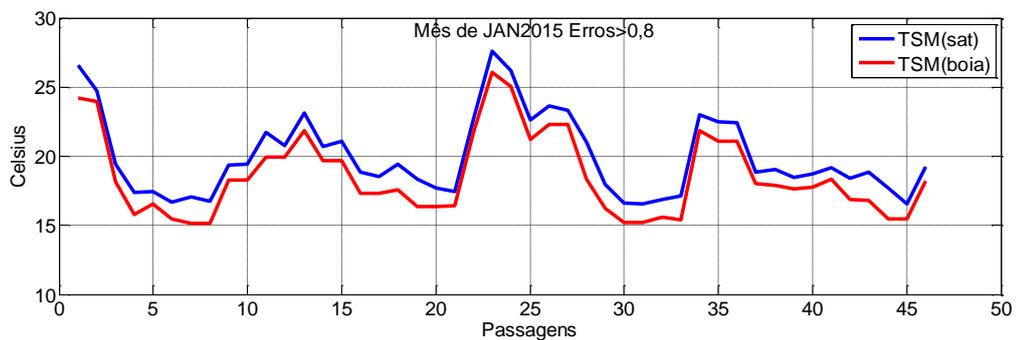
Os dados da Figura 39, apresentaram coeficiente de determinação ( $R^2$ ) igual a 0,9303 e a raiz quadrada do erro médio quadrático (RMSE) igual a 0,5711, o que demonstra excelente correlação entre os dados com afastamento relativamente pequeno ao valor ao redor da reta de regressão.

Para testar a eficiência da equação de correção, a mesma foi aplicada aos casos do mês de janeiro de 2015 (Figura 40), em 57 passagens selecionadas em

que os erros são maiores que  $0,8^{\circ}\text{C}$  e desconsiderando o produto SST11 no período noturno.

Comparando os resultados da boia e as estimativas dos satélites (Figura 40), antes da correção, temos que soma dos erros é igual a 63,24 e que o erro médio é igual a 1,37.

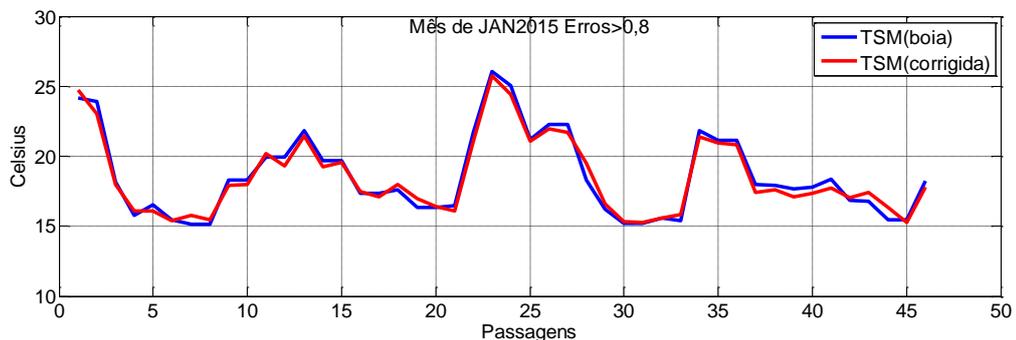
**Figura 40 -  $TSM_{\text{sat}}$  e  $TSM_{\text{boia}}$  do mês de janeiro de 2015. Em ordem cronologia, somente os caso em que Erro $>0,8$ .**



Fonte: Elaborada pelo autor.

Após a correção (Figura 41), comparando os resultados da boia com a TSM corrigida, temos que a soma dos erros é igual a 3,97 e o erro médio é igual a 0,09.

**Figura 41 -  $TSM_{\text{boia}}$  e  $TSM_{\text{corrigida}}$  no mês de janeiro de 2015. Em ordem cronológica, somente os casos em que Erro $>0,8$ .**



Fonte: Elaborada pelo autor.

## 7 CONCLUSÕES

Neste trabalho, analisaram-se os erros significativos (maiores que 0,8 K) dos algoritmos de TSM, utilizando dados do sensor MODIS, quando comparados a TSM da boia Cabo Frio (BCF), para os eventos de ressurgência e não ressurgência no ano de 2014.

As principais conclusões são as seguintes:

É bem provável que a ocorrência sistemática de valores de  $TSM_{skin}$  bem maiores que as medidas *in situ* pela BCF (altos erros positivos) estejam relacionados às condições climáticas da região da boia. É o que se pode observar comparando a Figura 25 e a Tabela 4 com os resultados de  $H_l$ ,  $H_s$ ,  $TSM_{boia}$  e contraste ao longo do ano de 2014.

Os valores elevados e positivos dos fluxos turbulentos de calor, justo nos períodos (ressurgência) de maior ocorrência dessas majorações, também são um forte indicativo de relação. No entanto, os fluxos de calor carecem na representação, porque, na falta de dados adequados para o cálculo, a  $TSM_{bulk}$  foi usada no lugar da temperatura mais representativa que seria a  $TSM_{skin}$  e a variável umidade relativa empregada no cálculo de  $H_l$  veio da estação meteorológica mais próxima à BCF. Mesmo assim, na Figura 24 é possível observar a relação dos fluxos com os períodos de maior ocorrência dos erros positivos.

A relação direta dos fluxos com os erros positivos (Figura 34) reforça a possibilidade de haver uma correção possível, que no estudo em questão, foi obtida com excelentes resultados por uma simples regressão linear, envolvendo a  $TSM_{skin}$  e  $TSM_{boia}$ .

O contraste ( $T_a - TSM_{boia}$ ) positivo, quase sempre presente na região da BCF, e incomum na grande maioria das regiões oceânicas, talvez possa elucidar a ocorrência freqüente dos erros positivos na região, tendo em vista que contrastes positivos, provavelmente causariam uma inversão do gradiente de temperatura no interior da camada *skin* (*cool skin*), o que por sua vez, inverteria o efeito que deveria ser de esfriamento (*cool skin effect*), para um efeito de aquecimento da camada *skin*. Somada a essa possibilidade, o efeito *warm layer*, responsável pela estratificação

térmica da camada superior do oceano, em casos de ressurgência, não ocorrerá plenamente, tendo em vista que em muitos casos a radiação solar não é capaz de cumprir seu papel estratificador da temperatura, diante de uma coluna de água fria que emerge e se renova a todo o momento (Figura 19), desfazendo qualquer possibilidade de estratificação térmica. A ausência de estratificação térmica pode estar relacionada também à pouca influência que a velocidade do vento exerce quanto à ocorrência dos erros positivos, já que esse papel de misturar a camada superior e diminuir o efeito *warm layer* não é feito.

Sendo assim, um próximo passo para este estudo, seria analisar o comportamento das TB que compõem os algoritmos de estimativa com relação à ocorrência da ressurgência, buscando encontrar relações que melhorem as estimativas e possibilitem ampliar os resultados para toda região atingida pelas águas frias ressurgidas.

## BIBLIOGRAFIA

ACEVEDO, O. C.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ANABOR, V.; DEGRAZIA, G. A. A. "Atmospheric Boundary Layer Adjustment the Synoptic Cycle at the Brazil-Malvinas Confluence, South Atlantic Ocean". **Journal of Geophysical Research**, p. 1-12, 2010.

ALLARD, P. "Anomalies Dans les Températures de L'eau de Mer Observée au Cabo Frio (Brésil)". **Bull. Inf. Com. Cent. Océanogr.**, v. Études Cotes 2, p. 58-63, 1955.

ANDING, D.; R. KAUTH. "Estimation of sea surface temperature from space". **Remote Sensing of Environment**, v. 1, p. 217-220, 1970.

BROWN, O. B.; P. J. MINNETT. "MODIS Infrared Sea Surface Temperature Algorithm", Miami, p. 98, 1999.

C. FAIRALL; E. BRADLEY; J. HARE; A. A. GRACHEV; J. B. EDSON. "Bulk Parameterization of Air-Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE Algorithm". **Journal of Climate**, p. 571-591, 2003.

CALIL, E. L. M. "Variabilidade interanual da ressurgência de Cabo Frio – RJ". **Dissertação de Mestrado em Engenharia Oceânica - COPPE/UFRJ**, Rio de Janeiro, p. 119 f, 2009.

CASTELÃO, R. M.; BARTH, J. A. "Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl". **Geophys. Res. Letters**, v. v. 33, n. L03602, 2006.

CHAMBERS, A. "Feedbacks Based on Hyperspectral Measurements of the Air-Sea Temperature Difference". **Open Access Theses. Paper 460**, 2013.

CHELTON, D.B.; WENTZ, F.J. "Global Microwave Satellite Observations of Sea Surface Temperature for Numerical Weather Prediction and Climate Research". **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 1097-1115, 2005.

COE, HELOISA H. G.; CARVALHO, CACILDA N. DE; SOUZA, LEANDRO O. F. DE; SOARES, ANTÔNIO. "Peculiaridades ecológicas da região de Cabo Frio, RJ". **Revista Tamoios**, v. 2, Julho/ Dezembro 2007. ISSN 1980- 4490.

DESCHAMPS, P.Y.; PULPHIN, T. "Atmospheric Correction of infrared measurements of sea temperature using channels at 3.7, 7.11 e 12  $\mu\text{m}$ ", v. 18, p. Boundary- Layer Meteorology, 1980.

DONLON, C. J.; MINNETT, P. J.; GENTEMANN, C.; NIGHTINGALE, T. J.; BARTON, I. J.; WARD, B.; MURRAY, M. J. "Toward improved validation of satellite sea surface skin temperature measurements for climate research". **Journal of Climate**, p. 353-369, 2002.

DONLON, C. J.; ROBINSON, I. S.; CASEY, K. S.; VAZQUEZ-CUERVO, J.; ARMSTRONG, E.; O. ARINO, C. L. GENTEMANN; MAY, D. A.; LEBORGNE, P.; J. PIOLLÉ, I. BARTON; BEGGS, H.; POULTER, D. J. S.; MERCHANT, C. J.; BINGHAM, A.; HEINZ, S.; HARRIS, A.; WICK, G. A.; EMERY, B.; J., P. "The Global Ocean Data Assimilation Experiment (GODAE) High Resolution Sea Surface Temperature Pilot Project (GHRSSST-PP)". **Bulletin of the American Meteorological Society**, 2007.

DRAGAUD, I. C. D. V. "A Influência da Temperatura da Superfície do Mar na Simulação Computacional da Circulação Atmosférica na Região Costeira do Estado do Rio de Janeiro". **Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil**, 2014.

EMILSSON, I. "The shelf and coastal waters off southern Brazil". **Bol.Inst. Oceanogr.**, v. 11(2), p. 101–112, 1961.

FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; GODFREY, J. S.; WICK, G. A.; J. B. EDSON, G. S. YOUNG. "Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature". **J. Geophys. Res.**, v. 101, p. 1295– 1308, 1996a.

FRANÇA, G.B.; PAES, R.C.O.V.; OLIVEIRA, A.N.; RUIVO, B.C.; SARTORI, A.N. "Daily blended microwave and infrared sea surface temperature composition". **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 31, p. 317-328, 2013.

FRANCHITO, S.H.; ODA, T.O.; RAO, V.B.; KAYANO, M.T. "Interaction between Coastal Upwelling and Local Winds at Cabo Frio, Brazil: An Observational Study". **J.Appl.Met. and Climatology**, p. 1590-1598, 2008.

FRANCHITO, S.H.; RAO, V.B.; STECH, J.L.; LORENZZETTI, J.A. The effect of coastal upwelling on the sea-breeze circulation at Cabo Frio, Brazil: a numerical experiment. **Journal of Geophysical Research**, p. 1689-1699, 1996.

HASTENRATH, S. "Climate and Circulation of the Tropics". **D. Reidel Publish. Co.**, p. 455 pp., 1985.

IKEDA, Y.; L. B. MIRANDA; I. C. MINIUSSI. "Observations on stages of upwelling in the region of Cabo Frio (Brazil) as conducted by continuous surface temperature and salinity measurements". **Bol. Inst.Oceanogr.**, v. 23, p. 33– 46, 1974.

JOHN D. STARK; CRAIG J. DONLON; MATTHEW J. MARTIN; MICHAEL E. MCCULLOCH. "An operational, high resolution, real time, global sea surface temperature analysis system". **OCEANS 2007 Europe**, p. 1–4, 18–21, 2007. ISSN 10.1109/OCEANSE.2007.4302251.

LEITE, G. S.; DOURADO, MARCELO; CANDELLA, R. "Estudo Preliminar da Climatologia da Ressurgência em Arraial do Cabo - RJ", 2006.

LIU, W. T.; KATSAROS, K. B.; BUSINGER, J. A. "Bulk parameterization of the air–sea exchange of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface". **J. Atmos. Sci**, p. 1722–1735, 1979.

LLEWELLYN-JONES, D. T.; P. J. MINNETT; R. W. SAUNDERS; A. M. ZAVODY. "Satellite multichannel infrared measurements of sea-surface temperature of the N.E. Atlantic Ocean using AVHRR/2". **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 110, p. 613–631.

LORENZZETTI, J. A.; GAETA, S. A. "The Cape Frio upwelling effect over the South Brazil Bight northern sector shelf waters: a study using AVHRR images". **In:**

**International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing, Vienna**, p. 448-453, 1996.

LORENZZETTI, JOÃO A.; STECH, JOSE L.; FILHO, WILSON L. MELLO; ASSIREU, ARCILAN T. "Satellite observation of Brazil Current inshore thermal front in the SW South Atlantic: space/time variability and sea surface temperatures". **Continental Shelf Research**, v. v. 29, n. 17, p. 2061–2068, 2009.

MACHEL, H.; A. KAPALA; H. FLOHN. "Behaviour of the Centres of Action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability". **Int.J.Climatology**, v. 18, p. 1-22, 1998.

MC MILLIN, L. M. "Estimation of sea surface temperature from two infrared window measurements with different absorptions". **Journal of Geophysical Research**, v. 80, p. 5113–5117, 1975.

MCCLAIN, E. P.; PICHEL, W. G.; WALTON, C. C. "Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures". **Journal of Geophysical Research**, v. 90, p. 11587–11601, 1985.

MINNETT, P. J. "Radiometric measurements of the sea-surface skin temperature: the competing roles of the diurnal thermocline and the cool skin". **Int. J. Remote Sens.**, v. 24(24), p. 5033-5047, 2003.

MOREIRA DA SILVA, P. C. "A Ressurgência de Cabo Frio (I)". **Publicação do Instituto de Pesquisa da Marinha.**, v. 78, p. 55 , 1973.

PEZZI, L. P.; R. B. SOUZA; M. S. DOURADO; C. A. E. GARCIA; M. M. MATA; M. A. F. SILVA-DIAS. 'First in situ ocean-atmosphere observations at the Brazil-Malvinas Confluence region". **Geophy. Research Letters**, 2005.

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**, v. 79, p. 5039-5045, 1974.

RANDHIR SINGH; C. M. KISHTAWAL; P. C. JOSHI. "Estimation of monthly mean air-sea temperature difference from satellite observations using genetic algorithm".

REYNOLDS, R. W.; SMITH, T. M. "Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation". **J. Climate**, v. 7, p. 929–948, 1994.

RIBEIRO, F.N.D.; SOARES, J.; OLIVEIRA, A.P. "The co-influence of the sea breeze and the coastal upwelling at Cabo Frio: A numerical investigation using coupled models". **Braz. J. Oceanogr.**, v. 59(2), p. 131-144, 2011.

RICHARDSON, P. L. "The Benjamin Franklin and Timothy Folger charts of the Gulf Stream". **Oceanography the Past**, Heidelberg, n. Berlin: Springer- Verlag, p. 703–717, 1979.

RODRIGUES, R.R.; LORENZZETTI, J.A. "A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling". **Continental Shelf Research**, v. 21, p. 371–394, 2001.

SALVIATO, J. T. "Análise o padrão de vento superficial e sua relação com a ressurgência na costa do Espírito Santo", 2013.

SINGH, R.; KISHTAWAL, C. M.; JOSHI, P. C. "Estimation of monthly mean air-sea temperature difference from satellite observations using genetic algorithm". **Geophysical Research Letters**, Ahmedabad, India, v. 32, L02807, 2004. ISSN 10.1029/2004GL021531.

SMITH, R. L. "Upwelling". **Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.**, v. 6, p. 11-46, 1968.

SOUZA, R. B.; LORENZZETTI, J. A.; LUCCA, E. V. D. "Estimativas da temperatura da superfície do mar através do sensoriamento remoto no infravermelho". In: **SOUZA, R. B. Oceanografia por Satélites. São Paulo: Oficina de Textos**, v. cap. 7, p. 102-116, 2005.

TOMCZAK, M. A. "Multiparameter extension of temperatura/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing". **Progress in Oceanography**, v. 10, n. 3, p. 147-171, 1981.

TORRES JR, A. R. "Resposta da Ressurgência Costeira de Cabo Frio a Forçantes Locais". **M.Sc. thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro**, Rio de Janeiro, 1995.

VALENTIN, J. L.; ANDRÉ, D. L.; JACOB, S. "Hydrobiology in the Cabo Frio (Brazil) upwelling: two-dimensional structure and variability during a wind cycle". **Continental Shelf Research**, v. 7, n. 1, p. pp. 77-88, 1987.

WARD, B.; M. DONELAN. "Thermometric measurements of the molecular sublayer at the air-water interface". **Geophys. Res. Lett**, v. 33, 2006.

WATERS J.W.; KUNZI K.F.; PETTYJOHN R.L.; POON R.K.L.; STAELIN D.H. "Remote sensing of atmospheric temperature profiles with Nimbus- 5 microwave spectrometer". **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 32, p. 1953–1969, 1975.

WENTZ, F. J. et al. "Satellite measurements of sea surface temperature through clouds". **Science**, v. 288(5467), p. 847–850, 2000.

## APÊNDICE A

### SENSOR MODIS:

Órbita: Altitude de 705 km, cruzando o equador às 10h30min em nodo descendente (Terra) e 13h30min no nodo ascendente (Aqua), heliossíncrona, quase polar, circular.

Taxa de varredura: 20 rpm, ortogonal à órbita.

Faixa imageada: 2.330 km (ortogonal) por 10 km (direção de vôo no nadir).

Telescópio: 17,78 cm diâmetro, sem eixo único, focos separados, com planos de desvio intermediários.

Tamanho: 1,0 x 1,6 x 1,0 m.

Peso: 228,7 kg Potência: 162,5 W (media orbital).

Taxa de dados: 10,6 Mbps (pico); 6,1 Mbps (media orbital).

Quantização: 12 bits.

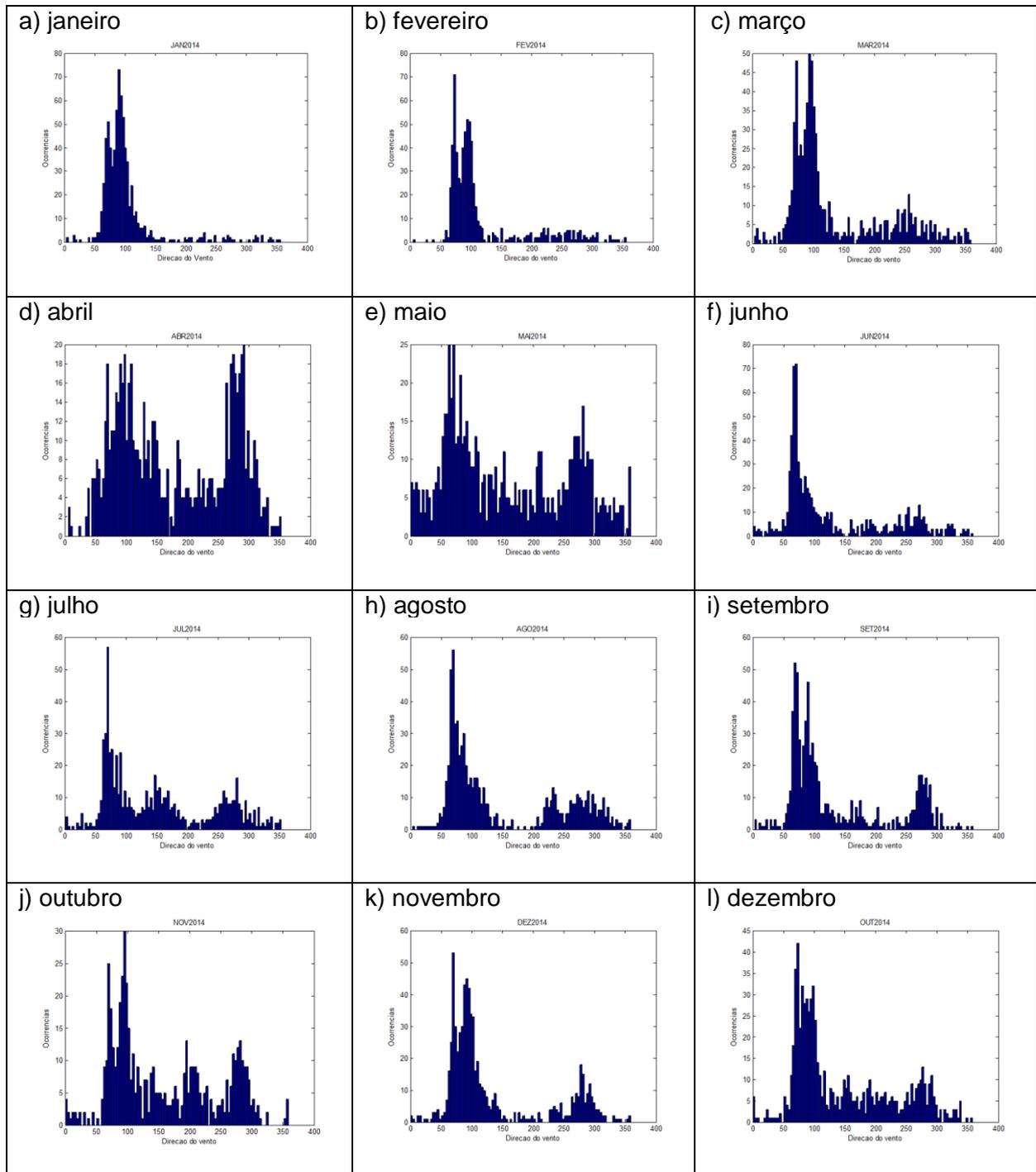
Resolução espacial: 250 m (bandas 1-2) 500 m (bandas 3-7) 1000 m (bandas 8-36).

Vida útil: 6 anos.

Fonte: <http://www.dgi.inpe.br/siteDgi/encontroatus-7/Bernardo/SENSOR-Modis.pdf>

## APÊNDICE B

## VOLUME DA DIREÇÃO DOS VENTOS REGISTRADOS NA BOIA CABO FRIO NO ANO DE 2014



## APÊNDICE C

## VOLUME DA VELOCIDADE DOS VENTOS REGISTRADOS NA BOIA CABO FRIO NO ANO DE 2014

