Ingrid Brizotti

Análise do Balanço de Calor Através da Superfície no Oceano Atlântico Tropical Sul por Satélites

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Área de Oceanografia Física.

Orientadora:
Prof. Dra. Olga Tiemi Sato

São Paulo
2008

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

Análise do Balanço de Calor Através da Superfície no Oceano Atlântico Tropical Sul por Satélites

Ingrid Brizotti

Dissertação apresentada ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciências, Área de Oceanografia Física.

Julgada em _____ /_____ /_____

Prof. Dr.	Conceito
Prof. Dr.	Conceito
Prof. Dr.	Conceito

A minha querida vó Emília, que não pode
estar presente para ver este trabalho,
porém me ensinou a ter fé e coragem
para enfrentar os desafios do caminho.

Sumário

Agradecimentos **iii**

Resumo **iv**

Abstract **v**

Lista de Símbolos **vi**

Lista de Figuras **ix**

Lista de Tabelas **xiii**

1 Introdução **1**

1.1 Motivação 6

1.2 Objetivos 10

2 Teoria **12**

2.1 Balanço de calor na superfície do oceano 12

2.1.1 Radiação de Ondas Curtas 13

2.1.2 Radiação de Ondas Longas 14

2.1.3 Fluxos Turbulentos 15

3 Dados e Métodos **17**

3.1 Dados de Satélites 17

3.1.1 TRMM 17

3.1.2 QuikSCAT 19

3.1.3 Radiação de Ondas Curtas e Ondas Longas 20

3.2 O Algoritmo LKB 21

3.3 O Algoritmo *Bulk Flux* 24
3.3.1 Correção de Webb para o Calor Latente 26
3.4 Cálculo do Balanço de Calor pela Superfície 27
3.5 Variabilidade Interanual no Atlântico Sul 28
3.5.1 Índices do Oceano Atlântico 30
3.5.2 Índices do Oceano Pacífico 31
3.5.3 Índices do Oceano Austral 31
3.5.4 Resumo dos Índices 31

4 Resultados e Discussão **33**
4.1 Dados do satélite TRMM 33
4.1.1 Temperatura da Superfície do Mar 33
4.1.2 Vapor d'água Integrado na Atmosfera 39
4.1.3 Taxa de Precipitação 43
4.2 Vento medido pelo QuikSCAT 46
4.3 Radiação de Ondas Curtas e Ondas Longas 50
4.4 Fluxos Turbulentos via LKB 54
4.4.1 Fluxo de Calor Latente 56
4.4.2 Fluxo de Calor Sensível 56
4.4.3 As variáveis de entrada e os fluxos turbulentos 61
4.5 Fluxos Turbulentos via *Bulk Flux* 64
4.5.1 Comparação com outras estimativas de fluxos turbulentos 67
4.6 Cálculo do Balanço de Calor pela Superfície 70
4.6.1 Erros e Propagação de Incertezas 74
4.6.2 Abrolhos 74
4.7 Variações Interanuais no Atlântico Sul 76

5 Conclusões **83**

Apêndice **96**

Agradecimentos

A Profa. Dra. Olga Tiemi Sato, que desde o início me incentivou com muita dedicação, competência e amizade, e que sem seu apoio este trabalho não seria possível. Ao Prof. Dr. Paulo S. Polito, pelas correções, conselhos e empenho constante em ensinar.

Ao corpo docente da pós-graduação, em especial ao Prof. Dr. Ilson Carlos Almeida da Silveira por todo o conhecimento transmitido, com os quais eu pude me encantar pela área de Oceanografia Física.

Aos colegas de laboratório Fabrício, Lucas, Sebastian, Victor e Wandrey pelas dicas de programação e por me receberem sempre com simpatia.

À minha mãe Elisabete pelo amor e compreensão. A tia Olga e Alessandra pela torcida desde os tempos da faculdade. Aos meus padrinhos tio Dorival e tia Marizilda pelo apoio.

Ao meu amigo e irmão Fabiano, que mesmo distante esteve presente.

Ao Biju pelas noites em claro ao meu lado.

Resumo

O objetivo deste trabalho é investigar a variabilidade das componentes do balanço de calor pela superfície no Atlântico Sul, entre 5°S e 30°S e para o período entre 2000 a 2004, através da combinação de dados provenientes de múltiplos satélites. Com isso, visamos verificar se os processos de troca de calor no oceano são dominados por variabilidade de larga escala e interanual. Os dados de temperatura da superfície do mar, vapor d'água integrado e precipitação são provenientes do satélite de microondas do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). Os dados de vento são obtidos pelo escaterômetro QuikSCAT e estimativas de radiação de ondas curtas e ondas longas são distribuídas pelo projeto *Surface Radiation Budget*. Utilizamos o algoritmo desenvolvido por Liu et al. (1979) para o cálculo do fluxo de calor latente e sensível. Para obtermos uma determinação mais precisa dos fluxos turbulentos, utilizamos o algoritmo de Fairall et al. (1996), onde estimamos a correção de Webb para o calor latente e o calor sensível devido à chuva. Analisamos as variáveis medidas e estimadas em termos da média, anomalia e diagramas de espaço–tempo (Hovmöller). As estimativas de balanço de calor pela superfície mostram que o Atlântico Sul perde calor para a atmosfera, principalmente na forma de calor latente, ao sul de 7°S. Em média, o máximo de perda de calor de ≈-100 $W.m^{-2}$ ocorre entre 12°S e 17°S. O balanço de calor é notadamente marcado por um forte ciclo sazonal, onde a amplitude anual chega a 250 $W.m^{-2}$. A anomalia do balanço de calor apresenta correlações significativas com fenômenos remotos em escalas interanuais, indicando a estabelecimento de teleconexões rápidas através da atmosfera.

Resumo

The objective of this study is to investigate the variability of the surface heat budget components in the tropical South Atlantic, between 5°S and 30°S and for the period between 2000 and 2005, through a methodology based on a multi–satellite approach. We aim to verify if the heat exchange processes in the ocean are dominated by large scale and interannual variability. The sea surface temperature, integrated water vapor and precipitation data are obtained by the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) microwave satellite. Wind vectors are measured by the QuikSCAT scatterometer satellite and the estimates of the shortwave and longwave radiation are distributed by the Surface Radiation Budget projetct. We used the algorithm developed by Liu et al. (1979) to estimate the latent and sensible heat fluxes. To obtain a more precise estimation of the turbulent fluxes, we used an algorithm developed by Fairall et al. (1996), where the Webb correction for the latent heat flux and the sensible heat flux due to the rainfall were included in the calculations. The results were analized in terms of the mean, anomaly, and space—time (Hovmöller) diagrams. The estimates of the surface heat balance showed that the South Atlantic loses heat to the atmosphere, mostly in the form of latent heat fluxes, south of 7°S. On average, there is a maximum in heat loss of ≈-100 $W.m^{-2}$ between 12°S e 17°S. The net surface heat flux has a strong seasonal cycle, with an amplitude of about 250 $W.m^{-2}$. The surface energy balance shows significant correlations with remote phenomena at interannual scales indicating the establishment of rapid teleconnections through the atmosphere.

Lista de Símbolos

B_o razão de Bowen

c calor específico do ar

c_a calor específico do água

C índice para cobertura de nuvens

C_H coeficiente de transferência de calor sensível

C_E coeficiente de transferência de calor latente

C_D coeficiente de transferência de momentum

e pressão de vapor d'água

F_a fluxo de calor atmosférico

F_o fluxo de calor oceânico

g aceleração da gravidade

k constante de Von Kármán

K_M difusividade turbulenta do momentum

K_H difusividade turbulenta do calor

K_E difusividade turbulenta da umidade

L_e calor latente de vaporização

m_{sat} taxa de mistura da umidade de saturação

p pressão do ar

p_{vi} pressão parcial do vapor

q_s umidade na superfície

q_* parâmetro de escala da umidade

Q_{net} balanço de calor na superfície

Q_{in} fluxo de energia recebida

Q_{out} fluxo de energia perdida

Q_{sw} fluxo de calor por radiação de ondas curtas

Q_{swi} fluxo de calor por radiação de ondas curtas incidentes

Q_{sr} fluxo de calor sensível devido à chuva

Q_{lw} fluxo de calor por radiação de ondas longas

Q_{hlw} correção de Webb para o calor latente

Q_s fluxo de calor sensível

Q_l fluxo de calor latente

Q_lf fluxo de calor latente final

Q_b radiação de corpo negro

Q_{cs} radiação para o céu limpo

R taxa de precipitação

R_{net} radiação líquida no topo da atmosfera

S_n armazenamento de calor relativo a terra

S_c armazenamento de calor relativo ao gelo

S_o armazenamento de calor relativo ao oceano

S_a armazenamento de calor relativo a atmosfera

T temperatura absoluta

T_a temperatura do ar

T_s TSM

t_* parâmetro de escala da temperatura

U vento

U_s vento na superfície

u_* parâmetro de escala da velocidade do vento

z_o comprimento de rugosidade para o momentum

z_q comprimento de rugosidade para a umidade

z_t comprimento de rugosidade para a temperatura

$\overline{w}$ velocidade vertical

α albedo

α_c constante de Charnock

α_w fator de bulbo úmido

ϵ emissividade da água

η altitude solar

τ tensão de cisalhamento do vento

ρ densidade do ar

σ constante de Stefan-Boltzmann

δ_T profundidade equivalente

κ difusividade do calor

ν viscosidade cinemática do ar

Lista de Figuras

1.1 Ilustração esquemática do balanço de calor pela superfície. Adaptado de Kiehl e Trenberth (1997). 2

1.2 Representação das correntes de superfície no Atlântico Sul. Fonte: Peterson e Stramma (1990) 5

3.1 Ilustração da utilização do método de filtragem por média móvel nas coordenadas de Abrolhos, (38°W, 17,5°S). As linhas azuis representam a anomalia da TSM sem os ciclos anual, semi–anual e a média. Em preto temos a anomalia após a filtragem dos sinais com períodos menores que 1 ano. . . . 30

3.2 Série temporal dos índices interanuais utilizados. 32

4.1 Média da temperatura da superfície do mar (°C) obtida a partir do satélite TRMM para o período entre 1998 a 2007. 35

4.2 Anomalia da TSM (°C), obtida pelo satélite TRMM, em relação à média de longo–termo calculada para a série temporal entre 1998 a 2007. 35

4.3 Variação da TSM (°C) na longitude em função do tempo (diagrama de Hovmöller) para cinco faixas latitudinais do Atlântico Sul. Os dados de TSM são provenientes do satélite TRMM e cobrem o período entre 1998 a 2007. 37

4.4 Mesmo que a Figura 4.3 mas para a anomalia da TSM (°C), onde o ciclo anual, semi–anual e a média de longo–termo foram removidos. 38

4.5 Mesmo que a Figura 4.1, mas para o vapor d'água integrado na atmosfera (mm). 41

4.6 Mesmo que a Figura 4.2, mas para o vapor d'água integrado na atmosfera (mm). 41
4.7 Mesmo que a Figura 4.3, mas para o vapor d'água integrado na atmosfera (mm). 42
4.8 Mesmo que a Figura 4.4, mas para o vapor d'água integrado na atmosfera (mm). 43
4.9 Mesmo que a Figura 4.1, mas para a taxa de precipitação ($mm.h^{-1}$). . . . 44
4.10 Mesmo que a Figura 4.2, mas para a taxa de precipitação ($mm.h^{-1}$). . . . 44
4.11 Mesmo que a Figura 4.3, mas para a taxa de precipitação ($mm.h^{-1}$). . . . 45
4.12 Mesmo que a Figura 4.4, mas para a taxa de precipitação ($mm.h^{-1}$). . . . 46
4.13 Média da magnitude do vento ($m.s^{-1}$), obtida a partir do satélite QuikSCAT, para o período entre 2000 a 2006. 47
4.14 Anomalia da magnitude do vento ($m.s^{-1}$), obtida a partir do satélite QuikSCAT, em relação à média de longo–termo calculada para a série temporal entre 2000 a 2006. 47
4.15 Variação da magnitude do vento ($m.s^{-1}$) na longitude em função do tempo (diagrama de Hovmöller) para cinco faixas latitudinais do Atlântico Sul. Os dados de vento são provenientes do satélite QuikSCAT e cobrem o período entre 2000 a 2006. 48
4.16 O mesmo que a Figura 4.15 mas para a anomalia da magnitude do vento ($m.s^{-1}$), onde o ciclo anual, semi–anual e a média de longo–termo foram removidos. 49
4.17 Média e desvio padrão da radiação de ondas curtas (superior) e da radiação de ondas longas (inferior) de 1984 a 2004 obtidos pelo projeto *Surface Radiation Budget*, ($W.m^{-2}$). 50
4.18 Diagrama de Hovmöller para cinco faixas latitudinais da radiação de ondas curtas ($W.m^{-2}$), estimada pelo projeto Surface Radiation Budget, para o período entre 1984 a 2004. 52

4.19 O mesmo que a Figura 4.18 mas para anomalia da radiação de ondas curtas ($W.m^{-2}$), com a remoção do ciclo anual, semi–anual e a média. 53
4.20 O mesmo que a Figura 4.18 mas para radiação de ondas longas ($W.m^{-2}$). . 54
4.21 O mesmo que a Figura 4.19 mas para radiação de ondas longas ($W.m^{-2}$). . 55
4.22 Média da temperatura do ar (°C), umidade, fluxo de calor latente e sensível ($W.m^{-2}$), calculados pelo algoritmo LKB, utilizando dados de satélites para o período entre 2000 a 2006. 57
4.23 Anomalia do fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) calculada pelo algoritmo LKB, em relação à média da série temporal entre 2000 a 2006. 57
4.24 Diagrama de Hovmöller do fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) estimado através do algoritmo LKB utilizando dados de satélites, para o período entre 2000 a 2006. 58
4.25 O mesmo que a Figura 4.24 mas para a anomalia do fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$), com a remoção do ciclo anual, semi–anual e média. 59
4.26 O mesmo que Figura 4.23 mas para anomalia do fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$). 60
4.27 O mesmo que Figura 4.24 mas para o fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$). . . . 61
4.28 O mesmo que Figura 4.25 mas para anomalia do fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$). 62
4.29 Correlação estatística do fluxo de calor latente e sensível estimados pelo algoritmo LKB com suas respectivas variáveis de entrada medidas por satélites, TSM, vapor ou vento, para o período entre 2000 a 2006. 63
4.30 Média da correção de Webb para o calor latente (superior) e o fluxo de calor sensível devido a chuva (inferior) estimados através do algoritmo *Bulk Flux*, para o período entre 2000 e 2006, ($W.m^{-2}$). 65
4.31 Diagrama de Hovmöller da correção do calor latente de Webb ($W.m^{-2}$) estimada pelo algoritmo *Bulk Flux* para o período entre 2000 e 2006. 66

4.32 Média zonal em função da latitude do fluxo de calor latente estimado pelo LKB e com correção pelo algoritmo *Bulk Flux* (linha tracejada), no painel à esquerda, e o fluxo de calor sensível (painel à direita), ($W.m^{-2}$). 67
4.33 Fluxo de calor latente (a) e sensível (b) do WHOI, ECMWF e NCEP2, calculado por Yu et al. (2004), ($W.m^{-2}$). 68
4.34 O mesmo que Figura 4.33 utilizando o algoritmo Bulk Flux, ($W.m^{-2}$). . . . 68
4.35 Média zonal das componentes do balanço de calor pela superfície no Atlântico Sul em função da latitude, ($W.m^{-2}$). 70
4.36 Média (superior) e desvio padrão (inferior) do balanço de calor na superfície entre 2000 e 2004, ($W.m^{-2}$). 71
4.37 Diagrama de Hovmöller do balanço de calor na superfície, ($W.m^{-2}$), entre 2000 e 2004. 72
4.38 Mesmo que Figura 4.37 mas para a anomalia do balanço de calor, ($W.m^{-2}$). 73
4.39 O mesmo que Figura 4.28 mas para a anomalia do balanço de calor, ($W.m^{-2}$). 73
4.40 Média, calculada para o período entre 2000 a 2004, da TSM, taxa de precipitação, calor sensível devido a chuva, correção de Webb para o calor latente, radiação de onda curta e onda longa, fluxo de calor latente e sensível, vento e do balanço de calor na superfície, para a faixa latitudinal onde se situa o Banco de Abrolhos. 76
4.41 Mapas de correlação da TSM com os índices interanuais para o período entre 1998 e 2007. 78
4.42 Mapas de correlação da magnitude do ventos com os índices interanuais para o período entre 1999 e 2006. 78
4.43 Mapas de correlação do fluxo de calor latente com os índices interanuais para o período entre 2000 e 2006. 80
4.44 Mapas de correlação do fluxo de calor sensível com os índices interanuais para o período entre 2000 e 2006. 80
4.45 Mapas de correlação do balanço de calor na superfície com os índices interanuais para o período entre 2000 e 2004. 81

Lista de Tabelas

3.1 Descrição das variáveis discriminadas por satélites, período da duração da série temporal e resolução espacial dos mapas. 27
3.2 Lista das variáveis de entrada e saída nos algoritmos para o cálculo do balanço de calor pela superfície. 28
3.3 Índices utilizados na análise das teleconexões com o balanço de calor no Atlântico Sul, área de definição e período disponível das séries temporais. . 32

4.1 Descrição do valor médio e a estimativa do erro associado a cada medida. . 74
4.2 Correlações máximas dos índices interanuais com as componentes do balanço de calor pela superfície no Atlântico Sul. 79

5.1 Coeficientes empíricos utilizados no cálculo do comprimento de rugosidade da temperatura e umidade. 99

Capítulo 1

Introdução

Padrões de variabilidade observados tanto em grandezas físicas do oceano como da atmosfera podem ser associados a processos que ocorrem através de sua interface. Através dela as trocas de calor, massa e momentum acoplam as escalas de variabilidade dos dois fluidos. Este acoplamento ocorre em escalas temporais que vão desde a sinótica passando por intrasazonal, interanual até climática. Uma afirmação similar pode ser feita a respeito das escalas espaciais. Devido ao recente interesse tanto da comunidade científica como da sociedade em geral em mudanças climáticas, as variações interanuais de larga escala têm merecido maior atenção.

Os oceanos têm um papel muito importante no estabelecimento de tendências interanuais que podem ser indicadoras de variações de longo termo no clima. Devido à grande capacidade térmica da água, os oceanos são capazes de armazenar uma enorme quantidade de calor no seu interior, quando comparados com a atmosfera. Desta forma, o calor armazenado pelos oceanos durante os meses de verão é liberado durante o inverno, fazendo que a amplitude anual da temperatura local seja menor, amenizando assim o clima da região onde atua. Outro fator que contribui para o papel dos oceanos na determinação do clima é que eles são responsáveis pela redistribuição do calor em escalas globais. A radiação solar por unidade de área que atinge a superfície do planeta é maior na região equatorial e diminui em direção aos polos. No entanto, o gradiente meridional da temperatura da superfície observado é muito menor do que esperaríamos considerando somente a

distribuição da radiação solar. O motivo para esta discrepância são as correntes oceânicas que ajudam a transportar o excesso de calor depositado nas regiões tropicais em direção aos extra–trópicos. Esse transporte meridional de calor é resultado não somente da advecção das correntes oceânicas, mas também depende da taxa de variação temporal do calor armazenado localmente pelos oceanos e do balanço de calor através da superfície.

O balanço de calor na superfície do oceano é a diferença entre a energia que chega, primariamente na forma de radiação solar, e a energia perdida. A principal fonte de energia que atua sobre a superfície da Terra é a radiação eletromagnética proveniente do Sol que chega na forma de radiação de ondas curtas. Ao atingir o topo da atmosfera, uma parte desta energia é refletida de volta ao espaço, outra parte é absorvida pela atmosfera e o restante que é absorvido pela superfície é responsável pelo seu aquecimento, Figura 1.1.

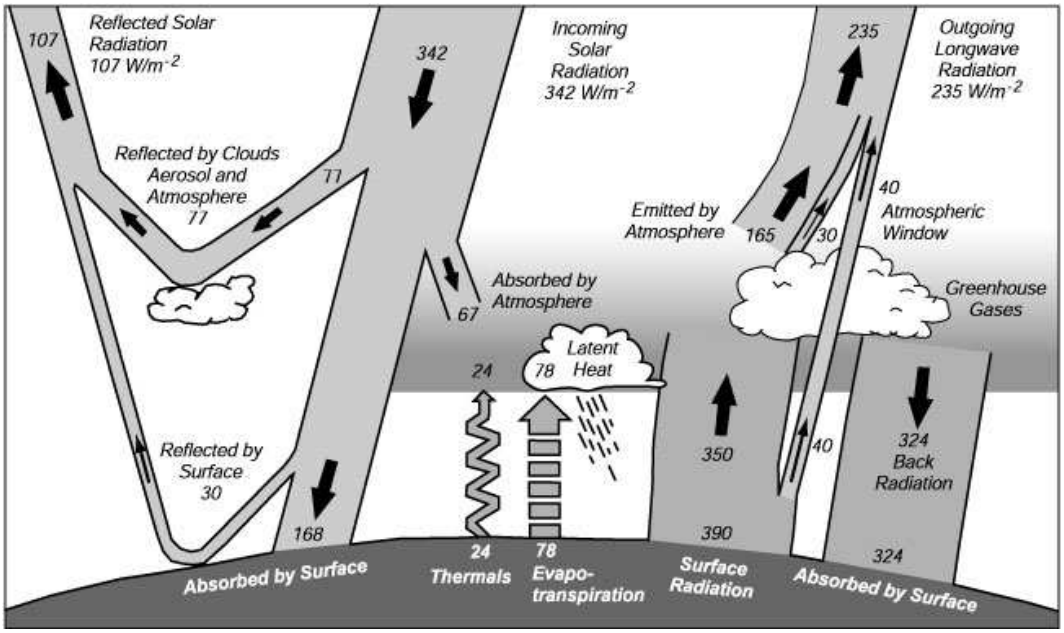

Figura 1.1: Ilustração esquemática do balanço de calor pela superfície. Adaptado de Kiehl e Trenberth (1997).

Como qualquer corpo à temperaturas maiores que 0°K, os oceanos também emitem radiação eletromagnética proporcional à quarta potência dessa temperatura. Desta forma, a superfície dos oceanos emite radiação na faixa do infravermelho, também conhecida como

radiação de ondas longas por comparação com a luz visível. Essa radiação é resultado da interação da radiação solar que é absorvida pela atmosfera e pela superfície. A radiação de ondas longas é afetada pela presença de nuvens, poeira e gases como o metano, gás carbônico, óxido nitroso e vapor d'água na atmosfera. A radiação absorvida pela atmosfera é parcialmente reemitida de volta à superfície causando um aquecimento adicional. Este fenômeno é conhecido como efeito estufa.

Processos turbulentos que ocorrem na interface na forma de fluxos de calor latente e sensível (Figura 1.1) também contribuem para o balanço de calor na interface oceano–atmosfera. O calor latente é a quantidade de energia necessária para a mudança de estado da água de líquido para gasoso e vice–versa. Este fluxo ocorre nos processos de evaporação e condensação sobre os oceanos, em média o fluxo é do oceano para a atmosfera, predominando portanto a evaporação. O fluxo de calor sensível não envolve mudanças de estado, mas trocas de energia de forma a estabelecer o equilíbrio térmico entre dois meios com temperaturas diferentes, no caso, o oceano e a atmosfera. Em média, o oceano está 0,8°C mais quente que a atmosfera logo acima, de forma que a direção do fluxo de calor sensível é para cima e tende a aquecer o ar (Tomczak and Godfrey 2003).

Em suma, o balanço de energia na superfície dos oceanos resulta da combinação (1) da energia que entra na forma de radiação de ondas curtas, (2) da energia que em média é perdida na forma de radiação de ondas longas e dos fluxos de (3) calor latente e (4) calor sensível. Este balanço de calor influi nos processos dinâmicos e termodinâmicos que estabelecem os padrões não somente da circulação média dos oceanos, mas também de sua variabilidade no tempo e no espaço. Variações no balanço de calor na superfície podem indicar mudanças no clima pois a camada superior dos oceanos é parte fundamental de dois modos de circulação. Ela faz a contato mecânico com a atmosfera e é onde se desenvolvem as correntes forçadas direta ou indiretamente pelo vento, formando um padrão de circulação predominantemente horizontal. Além disso, por trocar calor e massa com a atmosfera, a camada superior sofre variações relativamente intensas de densidade. Isto resulta em movimentos verticais que, em escala global, compõem a circulação termohalina.

A circulação termohalina é portanto movida pelas diferenças de densidade da água do

mar, mais precisamente devido à variações no campo de temperatura e salinidade, (Stewart 2005; Bryden et al. 2005). Neste modelo de circulação, as águas mais frias e densas são produzidas a partir de processos convectivos em altas latitudes do Atlântico Norte e Sul. Essas águas mais densas afundam e lentamente formam um fluxo meridional que preenche o fundo do oceano Atlântico e segue em direção ao Pacífico. Após interações e trocas de calor com outras massas d'águas, esse fluxo retorna pela superfície transportando águas mais quentes em direção ao Atlântico onde se fecha a circulação termohalina (Broecker 1997). Apesar de ter uma velocidade muito pequena (o circuito completo pode durar da ordem de 100 a 1000 anos), a circulação termohalina é extremamente relevante no estabelecimento do clima. Pequenas variações no fluxo de calor de retorno podem influenciar na taxa de formação de água de fundo e com isso causar consequências em todo sistema climático.

Dentro deste cenário climático global, o oceano Atlântico Sul tem um papel singular. O fluxo de calor dos oceanos é geralmente em direção aos pólos, coerente com o modelo conceitual onde as correntes oceânicas encarregam-se de redistribuir o excesso de calor depositado na região tropical. Entretanto, o fluxo meridional médio de calor do Oceano Atlântico Sul é em direção ao pólo norte, transferindo calor do hemisfério sul para o norte através do Equador. Isto ocorre devido a fortes processos convectivos no Atlântico Norte causados pela interação do ar seco frio continental da América Norte com as águas quentes da Corrente do Golfo. Uma grande quantidade de calor é trocada entre o oceano e a atmosfera devido à forte evaporação e, por conseguinte, uma intensa perda de calor latente pelo oceano. A compensação desta troca de calor é suprida através do fluxo de calor proveniente do Atlântico Sul. Segundo Macdonald (1998), esta bacia é a única que apresenta um relevante ganho de calor, ou seja, um fluxo de calor divergente (valores positivos).

A compreensão dos padrões médios e de variabilidade dos fluxos de calor não seria plena se aspectos da circulação dinâmica não fossem levados em consideração. A circulação oceânica do Atlântico Sul é formada por um sistema complexo de correntes, contra–correntes e sub–correntes na região equatorial, um giro ciclônico subtropical e um sistema

zonal de correntes para o leste no seu limite mais ao sul, Figura 1.2. Na região equatorial temos a Corrente Norte Equatorial (CNE) que flui para oeste com velocidades entre 0,1 e 0,3 ms^{-1} ao norte de 10°N. Mais ao sul, entre 3°N e 15°S, a Corrente Sul Equatorial (CSE) flui também para oeste com velocidade semelhantes a da CNE e, ao encontrar-se com a costa brasileira divide-se dando origem a Corrente do Brasil (CB) que flui para o sul, e a Corrente das Guianas (CG) que flui em direção ao norte, (Peterson and Stramma 1990).

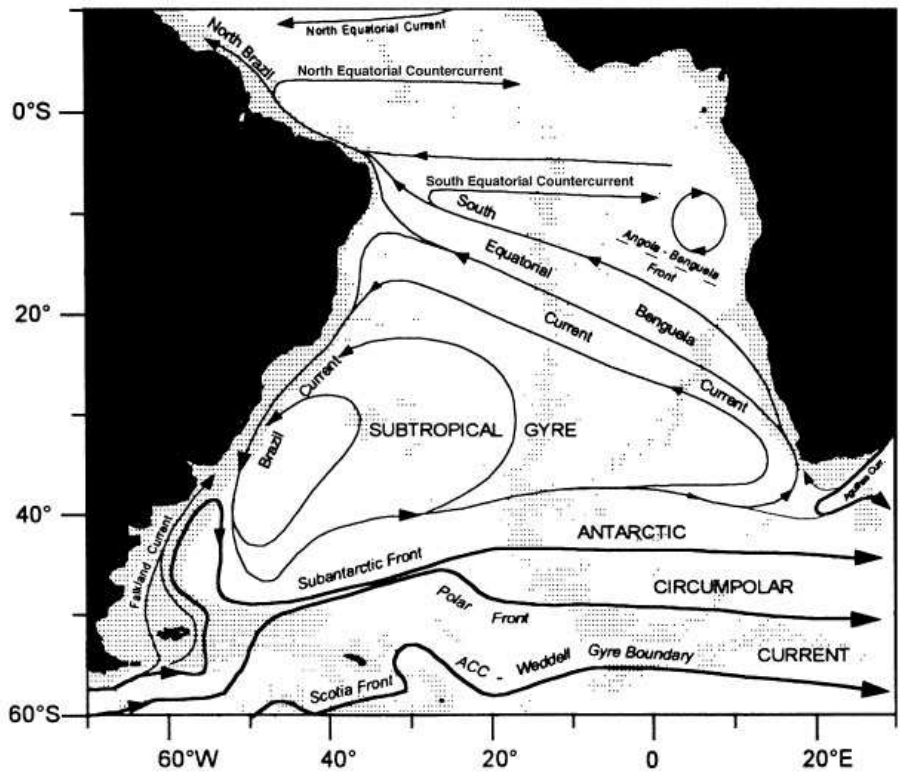

Figura 1.2: Representação das correntes de superfície no Atlântico Sul. Fonte: Peterson e Stramma (1990)

A Corrente do Brasil é a corrente de borda oeste do giro subtropical do Atlântico Sul; transporta águas quentes e salinas e chega a ter uma largura de aproximadamente 75 km e em 20,5°S encontra-se com a Cadeia Vitória–Trindade (Silveira et al. 2000). Nesta latitude encontra-se o Banco de Vitória e um cânion com profundidades de até 2000 m. A interação da CB com essas feições topográficas e a influência da ressurgência costeira

proveniente de Cabo Frio são consideradas como motivo da presença de um vórtice de meso–escala, conhecido como Vórtice de Vitória (Schmid et al. 1995). A CB segue em direção sul até aproximadamente a latitude de 38°S onde encontra–se com a Corrente das Malvinas, na região conhecida como Confluência Brasil–Malvinas. A partir da latitude da Confluência, as duas correntes fluem para leste e atravessam o Atlântico como a corrente do limite sul do giro subtropical, conhecida como a Corrente do Atlântico Sul. Na borda leste do oceano, essa corrente se encontra com a Corrente de Benguela que flui em direção ao norte junto à costa africana. Juntas, estas correntes formam a Corrente Sul Equatorial que segue na direção noroeste fechando o giro.

1.1 Motivação

O principal propósito deste trabalho é o estudo da variabilidade das componentes do balanço de calor e a identificação de padrões de variabilidade em escalas interanuais no Atlântico Sul entre 5°S e 30°S. O balanço de calor será determinado por uma combinação de dados provenientes de múltiplos satélites. Dentre as diversas variáveis observáveis através de sensoriamento remoto, os dados relevantes para a determinação das componentes do balanço de calor nos oceanos são a temperatura da superfície do mar (TSM), radiação de ondas curtas e ondas longas, vento e o vapor d'água integrado na atmosfera.

Reconhecendo a importância do Banco de Abrolhos como região que apresenta a maior biodiversidade no Atlântico Sul, em 2005 teve início o projeto de pesquisa intitulado "Produtividade, Sustentabilidade e Utilização do Ecossistema do Banco de Abrolhos (Pró–Abrolhos)". Este projeto é financiado dentro do escopo do programa "Institutos do Milênio" do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq). O Pró-Abrolhos é desenvolvido por 11 instituições de pesquisas científicas e conta com mais de 50 pesquisadores de todo país. O objetivo do projeto é investigar o funcionamento e identificar os principais fatores biológicos, geológicos, físicos e químicos que regem o Arquipélago focando a preservação de um dos maiores ecossistemas do oceano Atlântico Sul. Do ponto de vista da oceanografia física, o Pró–Abrolhos foca no entendimento dos

processos de interação entre diversas escalas de movimento, desde pequenas e meso até escala oceânica. Para tanto, uma rede de observação que inclui flutuadores lagrangeanos, estações hidrográficas e satélites foi planejada para amostrar a região.

A contribuição do presente trabalho para o projeto Pró-Abrolhos será de fazer um levantamento climatológico e determinar variações interanuais do balanço de calor e variáveis relacionadas através de dados de satélites. A partir dos resultados estabelecemos relações entre as variações de mesoescala na subregião do Banco de Abrolhos com as variações de larga escala do giro subtropical do Atlântico Sul. O estudo visa ainda investigar conexões entre variações interanuais locais com fenômenos de escala global como El Niño e o gradiente interhemisférico do Atlântico Sul (que apresenta uma estrutura de dipolo), entre outros.

O presente trabalho também foi motivado pela aplicação do algoritmo conhecido como *Bulk Flux* desenvolvido por Fairall et al. 1996. O *Bulk Flux* foi desenvolvido com o objetivo de avaliar os vários processos físicos que ocorrem na interface ar–mar da piscina de água quente do Pacífico, dentro do projeto *Tropical Ocean Global Atmosphere – Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment* (TOGA–COARE). O TOGA–COARE foi um projeto internacional realizado entre 1992 e 1993 para entender os mecanismos ligados à variabilidade climática relacionadas ao El Niño. A metodologia do *Bulk Flux* foi baseada no modelo de determinação de fluxos turbulentos já bem estabelecido conhecido como LKB (Liu et al. 1979). Adicionalmente, este método novo, além de propor melhorias na precisão dos cálculos dos fluxos de calor, acrescenta outros aspectos relevantes como o cálculo da camada quente, camada fria e calor sensível devido à chuva.

Yu et al. (2004) utilizaram o algoritmo *Bulk Flux* e o consideram como uma das melhores parametrizações com o intuito de se obter as estimativas do fluxo de calor latente. No estudo realizado por estes autores, foram combinados os campos das variáveis básicas do fluxo dadas pelas análises do modelo do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) e por sensores a bordo de satélites. O intuito desse trabalho era analisar comparativamente o balanço de calor obtido destas três fontes. Desta forma, houve um aprimoramento das estimativas do

fluxo de calor e foram quantificadas as diferenças entre as diversas estimativas no oceano Atlântico. Este resultado pode ser interpretado como uma estimativa de primeira ordem do erro dos métodos, aplicável ao presente estudo.

Trabalhos recentes reportam covariância entre parâmetros físicos de larga escala e período interanual observados em diferentes bacias oceânicas. Esta teleconexão implícita ou explicitamente assume que a informação é transmitida através da atmosfera, atravessando as barreiras continentais. Estas covariâncias ou correlações são estimadas com base em séries temporais de médias regionais de TSM ou pressão a 0 m. Pelo uso estas séries passaram a ser normalizadas de forma a ter média zero e desvio–padrão unitário e são tratadas como índices cujos valores extremos representam fases positivas ou negativas de determinado fenômeno oscilatório. Entre estes fenômenos o mais intenso e popular é o *El Niño*.

Sendo conhecido também como ENSO (*El Niño/Southern Oscillation*), segundo Zebiak and Cane (1987), o El Niño apresenta duas componentes: oceânica e atmosférica. Do ponto de vista oceânico, o El Niño é observado como o aquecimento anormal das águas superficiais e sub-superficiais do Oceano Pacífico Equatorial Leste. Estas variações são quantificadas através de médias de TSM em várias regiões (Niño 1, 2, 3, 3.4 e 4). Do ponto de vista atmosférico observa–se uma flutuação inversa no campo de pressão entre as regiões de Galápagos e Tahiti. O Índice de Oscilação Sul (IOS) representa a medida da diferença de pressão ao nível do mar entre o Pacífico Oeste (Austrália) e o Central (Tahiti), sendo que valores negativos e positivos desse índice indicam a presença do El Niño e La Niña, respectivamente.

Segundo Tomczak and Godfrey (2003), nos anos em que não ocorre o El Niño os ventos alísios (de leste) causam divergência e ressurgência na camada superior na região equatorial próxima à América e acumulam águas relativamente quentes do lado oposto. Parte da importância econômica do El Niño decorre do fato que na região de ressurgência as águas mais frias ricas em nutrientes emergem para superfície, fortalecendo a produtividade biológica e a atividade pesqueira. Em contrapartida, nos anos de El Niño há o enfraquecimento e/ou inversão dos alísios e a água quente confinada no Pacífico equa-

torial oeste é transportada para leste. A temperatura aumenta e a termoclina afunda consideravelmente na metade leste da região. Estas variações na TSM por sua vez afetam os processos convectivos na atmosfera. Elas modificam a circulação zonal–vertical (célula de Walker) cujo braço inferior são justamente os ventos alísios. Trata–se portanto de um sistema acoplado.

Saravanan and Chang (2000) reportam, baseados em modelos numéricos, que a variabilidade em escalas interanuais na bacia do Atlântico está mais relacionada ao ENSO do que fenômenos que ocorrem no próprio Atlântico, mas em latitudes mais altas. De particular interesse para a região do Banco de Abrolhos é a observação que o El Niño contribui no sentido de aumentar a correlação entre a precipitação no Nordeste brasileiro e a TSM no Atlântico tropical. Porém, a análise de anomalias de TSM do *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (COADS) apresentada por Enfield and Mayer (1997) sugere um quadro diferente. As variações de TSM no Pacífico equatorial associadas ao ENSO respondem, segundo os autores, por apenas 9% da variabilidade interanual da parte sul (0°–30°S) do Atlântico tropical. Nestes casos no modelo conceitual as variações atmosféricas induzidas pela variação de TSM no Pacífico equatorial provocariam a variabilidade da TSM no Atlântico equatorial.

Robertson et al. (2000) avaliaram, através de um experimento com modelo numérico de circulação atmosférica, a influência da anomalia da TSM no Atlântico Sul tropical e subtropical de 1960 a 1990 sobre a circulação atmosférica do Atlântico Norte. De forma similar, Okumura et al. (2001) analisaram resultados de diversos experimentos com um modelo atmosférico cuja variabilidade da TSM é prescrita como um dipolo leste–oeste na região equatorial. Ambos os resultados sugerem que este dipolo da TSM cria um sinal nos extratrópicos que se assemelha à Oscilação do Atlântico Norte (NAO). Em contraposição aos casos acima, nestes estudos é a TSM do Atlântico tropical que induz uma resposta remota no Atlântico Norte, fazendo a teleconexão através da atmosfera.

A oscilação decadal do Pacífico (PDO) é um padrão de escala de bacia que ocorre na porção norte, onde a variação da TSM ocorre na direção leste–oeste. Durante a fase positiva da PDO, águas da porção oeste do Pacífico ficam mais frias e da parte leste

mais quentes. Essa oscilação foi descoberta por Mantua (1997) ao avaliar a produção de salmão do Pacífico, com a qual está correlacionada significativamente. A maior parte da variabilidade associada à PDO ocorre com períodos predominantemente interdecadais, porém há oscilações em períodos mais curtos.

O gradiente interhemisférico do Atlântico é um fenômeno oceano-atmosférico caracterizado por anomalias da TSM que ocorrem com padrões térmicos inversos, ou seja, com sinais opostos nas regiões sul e norte do Atlântico Tropical. Segundo Penland and Matrosova (1998) esse modo de variabilidade apresenta variações entre aproximadamente 5°N a 20°N e 5°N a 20°S. Devido às diferenças de temperatura forma-se um gradiente térmico entre as bacias que influencia a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) alterando o padrão de chuvas no nordeste brasileiro (semi-árido) na época das estações chuvosas (outono) Nobre and Shukla (1996). O padrão dipolar de anomalias de temperatura não é tão robusto quanto, por exemplo, o da PDO ou da NAO e há trabalhos que questionam sua significância estatística (Houghton and Tourre 1992; Enfield and Mayer 1997).

O capítulo 2 apresenta a teoria envolvida no cálculo do balanço de calor na superfície. O capítulo 3 mostra de maneira mais detalhada os algoritmos citados acima e a metodologia aplicada. O capítulo 4 apresenta e discute os resultados obtidos começando pelas variáveis utilizadas de cada satélite, as calculadas pelos algoritmos LKB e *Bulk Flux*, apresenta a estimativa do balanço de calor para região e discute as possíveis teleconexões com variações interanuais remotas. O capítulo 5 encerra as conclusões finais e sugere trabalhos futuros.

1.2 Objetivos

A hipótese científica deste estudo é que os processos de larga escala oceânica são dominantes no estabelecimento de padrões de variabilidade dos fluxos de calor pela superfície no Atlântico Sul tropical, inclusive na região do Banco de Abrolhos. Com o intuito de verificar esta hipótese, o objetivo geral deste trabalho é investigar a variabilidade das componentes do balanço de calor pela superfície no Atlântico Sul tropical através de dados

de satélites.

Os objetivos específicos do trabalho são:

- Estimar o balanço de calor na superfície empregando a formulação desenvolvida por Liu et al. (1979) e implementar o algoritmo *Bulk Flux* desenvolvido por Fairall et al. (1996) para aplicar em dados de satélites obtidos na região do Atlântico Sul tropical;
- Analisar a variabilidade das componentes do balanço de calor pela superfície;
- Investigar a variabilidade do fluxo de calor na região do Banco de Abrolhos quanto à influência de processos oceânicos de borda oeste ou oceânicos, por processos de baixa ou alta frequência;
- Determinar sinais de teleconexão atmosférica entre a região de estudo e fenômenos remotos em escala interanual como o El Niño ou gradiente interhemisférico do Atlântico.

Capítulo 2

Teoria

2.1 Balanço de calor na superfície do oceano

O balanço de energia na interface oceano-atmosfera é definido, de maneira geral, pelo balanço entre a energia recebida e a perdida (Hsiung 1985):

$$Q_{net} = Q_{in} - Q_{out} = S_n + S_c + S_o + S_a + \nabla \cdot (\vec{F_a} + \vec{F_o}), \tag{2.1}$$

onde Q_{in} é a energia recebida, Q_{out} a energia perdida, S_n, S_c, S_o e S_a correspondem aos termos de armazenamento relativos a terra, gelo, oceano e atmosférico, respectivamente; $\vec{F_a}$ e $\vec{F_o}$ são os fluxos atmosféricos e oceânicos, respectivamente.

A energia que a Terra recebe na forma de radiação de ondas curtas, é distribuída nos oceanos através do transporte meridional e por processos convectivos na interface oceano-atmosfera. O fluxo de calor sensível é o processo onde a energia térmica dos oceanos é transmitida para atmosfera pela condução e convecção, esta energia é movida então dos trópicos para os pólos pela advecção, criando assim a circulação atmosférica. Segundo Gill (1982) essa circulação faz com que o o ar tropical se mova para as regiões polares e o ar frio dos pólos para o Equador.

Enquanto o fluxo de calor latente representa a quantidade de energia necessária para que a água do mar mude de estado, ou seja, passe do estado líquido para o de vapor, por sua vez o vapor é movido frequentemente pela circulação atmosférica verticalmente e horizontalmente onde futuramente será condensado (chuva) ou depositado (neve).

O balanço de calor na superfície é a medida de quanto da energia recebida do Sol é perdida na forma de calor sensível e calor latente e o quanto é refletido de volta para o espaço (radiação de onda longa). Existem três principais métodos para se estimar o balanço de calor nos oceanos. São estes: o método residual, o método do balanço de calor na superfície e o método direto.

O método residual calcula o fluxo de calor oceânico como a diferença entre a radiação líquida medida no topo da atmosfera, R_{net}, e o fluxo atmosférico, ou seja,

$$\nabla \cdot F_o = R_{net} - \nabla \cdot F_a, \tag{2.2}$$

A desvantagem deste método é que ele pode implicar em um erro associado grande devido ao fato do resíduo ser a diferença entre dois grandes termos. Segundo Hsiung (1985), o fluxo de calor dos oceanos individuais não pode ser resolvido por esta abordagem.

O método direto para estimar o fluxo de calor oceânico, é feito integrando verticalmente o produto da velocidade meridional e a temperatura. A principal característica deste método é que as medidas devem ser feitas in situ, de estações oceanográficas ou bóias, de tal maneira que essas medidas devem cobrir toda bacia oceânica, isto é, de um lado até o outro e do fundo até a superfície para medir todo o fluxo de calor oceânico. Essas medidas realizadas in situ acabam por acarretar em uma desvantagem relevante: a falta de mensuração contínua das variáveis necessárias ao cálculo.

O método do balanço de calor da superfície considera a interface oceano-atmosfera para o cálculo das trocas energéticas. Segundo Hsiung (1985) pode ser descrito como

$$Q_{net} = S_o + \nabla \cdot F_o = Q_{sw} + Q_{lw} + Q_l + Q_s, \tag{2.3}$$

onde Q_{sw} e Q_{lw} representam a radiação de onda curta e de onda longa, Q_l e Q_s são o fluxo de calor latente e sensível, respectivamente.

2.1.1 Radiação de Ondas Curtas

O fluxo radiativo é composto pela radiação que chega, na forma de ondas curtas, menos a radiação que é refletida de volta para o espaço, na forma de ondas longas. A maior parte

da energia que a Terra recebe provém do Sol. Esta energia vem na forma de radiação eletromagnética de ondas curtas, porém nem toda essa radiação é absorvida sendo uma parte refletida de volta para o espaço. A quantidade de radiação de ondas curtas que atravessa a atmosfera e atinge a superfície sofre variação diurna e sazonal expressa pela seguinte equação:

$$Q_{sw} = (1 - \alpha)Q_{swi}, \tag{2.4}$$

onde α é o albedo, uma medida da refletividade, ou seja, razão entre a radiação eletromagnética refletida e a quantidade incidente, e Q_{swi} são as ondas curtas incidentes na superfície do oceano.

Segundo Gill (1982), o albedo é uma medida que mostra o quanto de energia incidente é refletida de volta; quanto maior este índice maior é a refletância da região. Sabe-se que áreas com maior quantidade de nuvens e gelo refletem melhor por serem opacas. O albedo da Terra é de cerca de 33% (Kiehl and Trenberth 1997).

2.1.2 Radiação de Ondas Longas

A radiação de onda longa também é conhecida como radiação de corpo negro. Por definição, um corpo negro é um objeto que absorve toda radiação eletromagnética que incide sobre ele e que por sua vez não reflete nenhuma radiação de volta.

Segundo a Lei de Stefan–Boltzmann, a emissão da energia radiante depende da temperatura:

$$Q_b = \sigma T^4, \tag{2.5}$$

onde Q_b é a radiação de corpo negro, σ é a constante de Stefan–Boltzmann que vale $5.67\times10^{-8}.W.m^{-2}K^{-4}$, e T é a temperatura em K (Kelvin).

Essa radiação de corpo negro emitida pela superfície dos oceanos não é totalmente perdida para o espaço. Parte dessa energia é absorvida e re–irradiada de volta para os oceanos pela atmosfera. Portanto, essa radiação sofre influência da atmosfera como a espessura e altura das nuvens, cobertura de gelo e neve, quantidade de vapor atmosférico (quanto mais úmido, menor a quantidade de calor que volta para o oceano), temperatura

da água (quanto maior a temperatura maior a irradiação).

Logo, a equação de radiação de ondas longas que descreve os processos de superfície pode ser expressa como a formulação usada por Cronin and McPhaden (1997) que é baseada em Clark et al. (1974) e Fung et al. (1984):

$$Q_{lw} = \epsilon\sigma T_s^4(0,39 - 0,05e^a(0,5))(1 - 0,51C^2) + 4\epsilon\sigma T_s^3(T_s - T_a), \tag{2.6}$$

onde ϵ é a emissividade da água que vale $\epsilon = 0.97$, T_s representa a TSM, e é a pressão de vapor da água próximo a superfície [mb], T_a é a temperatura do ar próximo à superfície. C trata-se de um índice para cobertura de nuvens que varia de 0 a 1 (0 refere-se ao céu totalmente limpo e 1 céu coberto). Este índice foi estimado por Reed (1977) e é dado por

$$C = 1,61\Big(1 - \frac{Q_{swi}}{Q_{cs}} + 0,0019\eta\Big), \tag{2.7}$$

onde Q_{cs} é a radiação para um céu limpo e η a altitude solar ao meio-dia.

2.1.3 Fluxos Turbulentos

Os mecanismos de troca de calor na interface oceano–atmosfera são movidos pelas transferências de calor latente devido a evaporação e calor sensível. Segundo Sato (2005), por existir uma diferença de temperatura entre o oceano e atmosfera, há um fluxo de calor sensível (Q_s) até que o equilíbrio térmico seja alcançado, sendo que este fluxo mostra a quantidade de energia que está sendo utilizada para alterar a temperatura do ar. Por sua vez, o fluxo de calor latente está relacionado à energia consumida para a água mudar de estado, passando do estado líquido para o de vapor e se difundindo na atmosfera. O fluxo de calor sensível e calor latente são relacionados da seguinte forma por Liu et al. (1979) (o cálculo da tensão de cisalhamento foi incluído para completar o sistema):

$$Q_s = c\rho C_H(U - U_s)(T_s - T), \tag{2.8}$$

$$Q_l = \rho C_E(U - U_s)(q_s - q), \tag{2.9}$$

$$\tau = \rho C_D(U - U_s)^2, \tag{2.10}$$

onde c é o calor específico a pressão constante, ρ a densidade do ar, C_H e C_E são os coeficientes de transferência de calor sensível e latente, respectivamente e C_D é o coeficiente de transferência de momentum; U, T e q são a velocidade do vento, temperatura e umidade específica, respectivamente; U_s é a velocidade do vento a 10 m da superfície, q_s a umidade da superfície do mar.

O presente trabalho é baseado no modelo desenvolvido por Liu et al. (1979) para a camada de superfície atmosférica do mar que inclui as subcamadas interfaciais, ou seja, os primeiros metros acima e abaixo do oceano onde os transportes e confinamentos moleculares são importantes. Mais a frente detalharemos o modelo LKB mostrando que este combina as relações de fluxo-perfil, que são baseadas na postulação de renovação intermitente do fluido, com perfis logarítmicos e com medidas coletadas in situ e medidas simuladas em laboratório.

Ambos os fluxos turbulentos, calor latente e sensível, também foram definidos por Reynolds (Fairall et al. 1996), como:

$$Q_s = \rho c \overline{w'T'} = -\rho c u_* T_*, \tag{2.11}$$

$$Q_l = \rho L_e \overline{w'q'} = -\rho L_e u_* q_*, \tag{2.12}$$

onde L_e é o calor latente de vaporização, $\overline{w'T'}$ representam a média das flutuações turbulentas da componente vertical do vento e da temperatura, $\overline{w'q'}$ representam a média das flutuações turbulentas da componente vertical do vento e da umidade; u_*, T_* e q_* são os parâmetros de escala de similaridade de Monin–Obukhov para velocidade do vento, temperatura e umidade, respectivamente (vide Apêndice).

Capítulo 3

Dados e Métodos

3.1 Dados de Satélites

O presente trabalho apresenta estimativas das componentes do balanço de calor na superfície do oceano e análise da variabilidade das medidas físicas associadas ao balanço de calor, obtidas através de satélites. A área de estudo é o Atlântico Sul entre 5°S e 30°S.

Abaixo apresentamos uma breve descrição dos satélites, seus instrumentos e detalhes sobre os dados, tais como a sua resolução temporal e espacial e a duração das séries temporais. O balanço de calor é estimado com base na combinação de dados de diversas fontes. Por conseguinte, tanto a duração da série como a resolução espaço–temporal serão limitadas à época que houve intersecção de todas as séries temporais e à resolução mais grosseira. Tais informações permitem que se tenha uma noção quantitativa das potencialidades e limitações dos dados e portanto do escopo das possíveis conclusões.

3.1.1 TRMM

O satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) é um projeto da agência espacial Americana, *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) em conjunto com a agência espacial Japonesa, *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA). É a primeira missão dedicada a medir os índices de precipitação na região tropical em escala global. O TRMM carrega a bordo cinco instrumentos (passivos e ativos) para medir a precipitação e as demais variáveis. São estes o *TRMM Microwave Imager* (TMI), *Precipitation Radar*

(PR), *Visible and InfraRed Scanner* (VIRS), *Clouds and Earth's Radiant Energy System* (CERES) e o *Lightning Imaging System* (LIS), (Kummerow et al. 1998). Essa combinação de instrumentos permite que o TRMM obtenha medidas de temperatura da superfície do mar, vapor integrado na atmosfera, taxas de precipitação, magnitude do vento de superfície, radiância e relâmpagos, entre outros. As três primeiras variáveis são utilizadas no presente cálculo do calor latente e sensível.

A vantagem da utilização dos radiômetros de microondas, cuja faixa de atuação cobre frequências entre 3×10^9 a 3×10^{12} Hz, é que não são significativamente afetados pela presença de vapor d'água, nuvens ou aerossóis presentes na atmosfera. Isso permite um monitoramento constante dos parâmetros sobre a superfície dos oceanos, porém sua resolução espacial é 25 km, muito inferior se comparada com a dos satélites que operam na faixa do infravermelho, que podem ter medidas com resolução de 1 km. Optamos por utilizar os dados de temperatura da superfície do mar do TRMM por não sofrerem a influência de nuvens, pois estas desempenham um papel vital no balanço de calor. Mais especificamente, os dados de TSM obtidos por medidas na banda do infravermelho tem um viés intrínseco pois só se pode obter medidas quando não há nuvens; regiões e períodos de maior cobertura de nuvens são sub–amostrados. Uma vez que os fenômenos de interesse tem escala de centenas a milhares de quilômetros, a utilização do sensor de microondas é bastante vantajosa.

O TRMM tem uma órbita não usual. O satélite move–se de oeste para leste e cobre a superfície da Terra apenas entre 40°S e 40°N. Esta estratégia amostral visa maximizar a resolução temporal na região de baixas e médias latitudes. Os dados interpolados em grades regulares de 25 km com resolução de 12 horas são distribuídos no site `http://www.ssmi.com`. Estes mapas são produzidos através da combinação de dados em um período de 3 dias que são interpolados para eliminar falhas na cobertura espacial decorrentes da passagem do satélite. Dados de temperatura da superfície do mar, vapor de água integrada na atmosfera e a taxa de chuva, estão disponíveis para o período entre 1997 até o presente.

3.1.2 QuikSCAT

Em junho de 1999, a NASA lançou o satélite QuikSCAT com o objetivo de repor a perda do satélite *NASA Scatterometer* (NSCAT) e continuar a estudar os mecanismos de interação ar–mar em várias escalas temporais e espaciais. A espaçonave carrega o escaterômetro SeaWinds, que opera na faixa de microondas e mede a velocidade e a direção do vento. Por operar na banda de microondas com comprimento de onda de 5,2 cm suas medidas são pouco sensíveis à cobertura de nuvens, (Ebuchi et al. 2002).

O escaterômetro é um sensor composto por um emissor e receptor de radar que mede a potência das ondas eletromagnéticas (EM) que são espalhadas pela superfície do mar na direção do sensor. O princípio físico que rege o funcionamento do escaterômetro é o espalhamento Bragg. Ondas EM emitidas numa direção oblíqua em relação à horizontal local são espalhadas por ondas do tipo capilares–gravidade na superfície do oceano. O comprimento destas ondas se assemelha ao comprimento de onda EM projetada na superfície do mar. Por causa da simetria entre as ondas oceânicas e eletromagnéticas há interferência construtiva, aumentando a potência do sinal recebido. Ondas do tipo capilar–gravidade são bastante dispersivas, se formam em poucos segundos após o início dos ventos e desaparecem de forma igualmente rápida. Este mecanismo causa uma dependência entre o vento e a razão entre a potência emitida e a retroespalhada, medidas pelo radar. A partir desta razão calcula–se a seção reta de espalhamento e desta se obtém, através de um algoritmo empírico (QSCAT–1), medidas do vetor vento ao longo da varredura do satélite. A direção do vento causa uma assimetria direcional no sinal espalhado, onde a potência espalhada é máxima na direção perpendicular à direção de propagação da onda. Os escaterômetros que precederam o QuikSCAT usavam várias antenas com diferentes orientações para tirar proveito dessa assimetria e determinar também a direção do vento. O QuikSCAT possui uma antena parabólica rotativa relativamente pequena que simula múltiplas antenas.

O escaterômetro do QuikSCAT consegue medir a velocidade do vento numa faixa entre 3 a $20 m.s^{-1}$, com uma precisão nominal de $2 m.s^{-1}$ e $20°$. Esta limitação está

relacionada com a capacidade do satélite de resolver o sinal obtido a partir da rugosidade da superfície. Se o vento for muito fraco não há enrugamento significativo e a onda EM sofre reflexão especular na superfície. Como a antena é direcionada de forma oblíqua, o sinal é refletido para longe do satélite. Se o vento for muito forte as ondas de gravidade, por terem uma amplitude ordens de grandeza maior que as capilar–gravidade, criam uma região de "sombra" na parte anterior do cavado. Isto reduz a exposição dessa área ao vento e introduz um viés nas medidas. Além disso há a formação de espuma na superfície e esta gera ruído no sinal retroespalhado.

A resolução espacial dos dados de nível 2 mais recentes é de 12,5 km, com uma cobertura diária de aproximadamente 92% dos oceanos. O conjunto de dados aqui utilizados é o de nível 3, gentilmente cedido por W. T. Liu e W. Tang do *Jet Propulsion Laboratory* (JPL) da NASA em grade de 0,25°, com mapas diários desde Julho de 1999 até o presente. Detalhes do processo de interpolação estão em Tang and Liu (1996).

3.1.3 Radiação de Ondas Curtas e Ondas Longas

O conjunto de dados de radiação de ondas curtas e ondas longas são provenientes do projeto *Global Energy and Water Cycle Experiment* (GEWEX) *Surface Radiation Budget* (SRB), gerenciado pela NASA. Este projeto constrói e distribui séries temporais de dados globais dos parâmetros de superfície associados à radiação solar. Estas séries de dados são produzidas utilizando dados de radiância na faixa do visível e infravermelho e parâmetros relacionados à propriedades das nuvens derivados do *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP), (Zhang et al. 1995; Zhang et al. 2004); perfis de modelo de reanálise de temperatura e umidade na atmosfera do *Global Modeling and Assimilation Office* (GMAC) da NASA, e quantidade de ozônio obtidos pelos satélites da série *TIROS Operational Vertical Sounder* (TOVS). O TOVS é administrado pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e é utilizado para obter medidas de radiação em diversas bandas espectrais com o objetivo de obter a quantidade total de ozônio na atmosfera. Segundo Gupta et al. (1999), a introdução do ISCCP nos dados proporcionou alta qualidade na análise de nuvens em uma escala global, e consequente melhora destes

algoritmos. O projeto SRB distribui também dados de outras variáveis ambientais como temperatura, albedo, cobertura de gelo com diferentes níveis de processamento e, através das medidas de radiância em várias bandas do infravermelho determina a distribuição global das nuvens.

A série temporal de radiação de ondas curtas e ondas longas cobre o período de julho de 1983 até junho de 2005 e pode ser acessada pelo site `http://eosweb.larc.nasa.gov/`. Os dados são apresentados nas resoluções de 3 horas, diária e mensal para grades regulares de $1°\times1°$. Para este estudo, os dados utilizados foram os de resolução diária. A incerteza da radiação de onda curta e de onda longa derivados de satélite é de $\pm$ 10 $W.m^{-2}$.

3.2 O Algoritmo LKB

O cálculo do fluxo de calor no presente trabalho é baseado no método desenvolvido por Liu et al. (1979) e aperfeiçoado por (Fairall et al. 1996). Os principais conceitos empregados nesses dois estudos descendem da teoria de similaridade de Monin–Obukhov que é apresentada de forma breve no Apêndice.

O trabalho de (Liu et al. 1979) é uma forma de parametrização *bulk*, portanto a estimativa dos fluxos de momentum, calor e umidade depende da determinação dos respectivos coeficientes de transferência. O valor dos coeficientes de transferência é calculado levando–se em conta os processos que ocorrem nas camadas do oceano e da atmosfera próximas da interface. Para melhor definir o que se entende por próximas neste contexto, cada uma destas camadas podem ainda ser divididas em duas subcamadas. Uma é da ordem de centímetros, onde os efeitos moleculares são dominantes. A outra é da ordem de metros onde a turbulência de pequena escala é dominante. Na primeira a troca de calor é predominantemente adiabática e na segunda, diabática. A interface é uma superfície material, onde a escala das velocidades diminui muito e processos difusivos dominam os fluxos. Estes processos ocorrem numa escala de tempo bastante longa e dificultam as trocas através da interface. No modelo conceitual de Liu et al. (1979) os fluidos em contato com a interface se tornam instáveis e são intermitentemente renovados. Desta forma, o

que ocorre na subcamada mais próxima da interface afeta as condições de contorno do que ocorre na subcamada mais distante.

As equações 2.8 e 2.9, e 2.10 seguem essa parametrização. Liu et al. (1979) assumiram que a distribuição de temperatura, velocidade e umidade são regidas por perfis diábaticos perto da superfície, mas fora da subcamada onde os efeitos moleculares são importantes. Estes perfis são dados por:

$$\frac{(T - T_s)}{T^*} = \Big[\ln\Big(\frac{z}{z_T}\Big) - \psi_T\Big]\alpha_H k, \tag{3.1}$$

$$\frac{(U - U_s)}{U^*} = \Big[\ln\Big(\frac{z}{z_o}\Big) - \psi_U\Big]k, \tag{3.2}$$

$$\frac{(Q - Q_s)}{Q^*} = \Big[\ln\Big(\frac{z}{z_Q}\Big) - \psi_Q\Big]\alpha_E k, \tag{3.3}$$

onde z_T, z_o e z_Q são o comprimento de rugosidade da temperatura, momentum e umidade, respectivamente (vide Apêndice). Os parâmetros de escalas são dados por:

$$T^* = -\frac{H}{c\rho U^*}, \tag{3.4}$$

$$U^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}, \tag{3.5}$$

$$Q^* = -\frac{E}{\rho U^*}, \tag{3.6}$$

onde

$$\alpha_H = \frac{K_H}{K_M}, \tag{3.7}$$

e

$$\alpha_E = \frac{K_E}{K_M}, \tag{3.8}$$

onde K_M, K_H e K_E são a difusividade turbulenta do momento, calor e umidade, respectivamente e k é a constante de Von Kármán.

Estendendo o modelo de renovação de superfície de Liu and Businger (1975), a seguinte relação para distribuição vertical de temperatura na subcamada interfacial foi proposta:

$$\frac{(T - T_s)}{(T_b - T_s} = 1 - \exp\Big(-\frac{z}{\delta_T}\Big), \tag{3.9}$$

onde T_b é a temperatura bulk (utilizada como condição), δ_T é uma profundidade equivalente a espessura da camada estagnada ou laminar onde o fluxo de calor e a diferença de temperatura são mantidos somente pela difusão:

$$\delta_T = \frac{\rho c(T_s - T_b)}{Q_s} = \sqrt{\kappa t^*}, \tag{3.10}$$

onde κ é a difusividade do calor e t^* é o tempo médio de contato do fluido com a interface dado por

$$t^* \propto \sqrt{\frac{\nu z_o}{U^{*3}}}. \tag{3.11}$$

onde ν é a viscosidade cinemática do ar.

Segundo Liu et al. (1979), quando a interface ar–mar apresenta uma pequena rugosidade, as quantidades de vapor d'água, calor e momento são totalmente transportados por processos moleculares próximo desta interface. Porém quando a rugosidade da superfície aumenta, o transporte turbulento é facilitado e os coeficientes de transferência aumentam com a velocidade do vento (estes podem ser determinados por integrais de perfis de velocidade, temperatura e umidade).

O algoritmo LKB parte da TSM, vento e vapor d'água para calcular o fluxo de calor latente, calor sensível, temperatura do ar e umidade na superfície do oceano. A temperatura do ar é uma parametrização com base na taxa de saturação de mistura e pressão, dada por

$$T_a = \frac{0.7859 - \ln e}{0.00412 \ln e - 0.03477}, \tag{3.12}$$

onde e é a pressão do vapor d'água e é dada por

$$e = \frac{m_{sat} p}{p_{vi} + m_{sat}}, \tag{3.13}$$

onde m_{sat} é a taxa de mistura da saturação e p_{vi} é a pressão parcial do vapor e vale $p_{vi} = 0,622$.

Liu and Niiler (1984), estimaram a umidade relativa através do vapor d'água, descrito na equação abaixo:

$$q = q_{sat} - \frac{vap}{\rho C_E U_s} \tag{3.14}$$

onde vap é o vapor d'água e q_{sat} a umidade de saturação dada por:

$$q_{sat} = \frac{p_{vi}e}{p - e} \tag{3.15}$$

3.3 O Algoritmo *Bulk Flux*

A metodologia aqui descrita se baseia na parametrização de fluxos de calor e momentum feita por (Fairall et al. 1996). Inserido no programa *Tropical Ocean-Global Atmosphere - Coupled Ocean Atmosphere Experiment* (TOGA-COARE) o modelo *Bulk Flux* foi desenvolvido com o objetivo de melhorar as estimativas das variáveis que compõem o fluxo de calor em oceanos tropicais. Para tanto, o grupo TOGA–COARE escolheu a piscina de água quente do Pacífico por tratar-se de uma região com poucas informações sobre o balanço de calor e apresentar grandes discrepâncias relatadas em estudos anteriores. A motivação para utilizarmos o algoritmo *Bulk Flux* no presente trabalho é que o mesmo acrescenta modificações relevantes ao modelo LKB, discutidas a seguir.

A primeira das modificações introduzidas por Fairall et al. (1996, Fairall et al. (1996) ao algoritmo de Liu et al. (1979) foi a inclusão do cálculo da camada fria. Em média, a camada sub–milimétrica junto à interface é 0,2–0,5 K mais fria que a camada um milímetro abaixo da superfície. Este resfriamento é causado pela combinação de três efeitos: o resfriamento por radiação de onda longa, o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente. O modelo da camada fria é baseado no tratamento de Saunders (1967), incluindo os efeitos da absorção da radiação solar e das contribuições relativas para taxa de dissipação da energia cinética próxima da superfície, visto que esta taxa afeta diretamente a espessura da camada fria. Outra modificação introduzida por Fairall et al. (1996) foi a inclusão do modelo de camada quente. Em média 500 W de radiação solar atingem 1 m^2 de superfície do oceano em 12 horas. Aproximadamente metade desta radiação é absorvida nos primeiros 2 m da coluna d'água, o que elevaria sua temperatura em 2,0 K se não houvesse mistura nesta camada homogênea. Essa rápida e simplificada estimativa sugere que os primeiros metros do oceano podem sofrer um aumento significativo da temperatura devido à radiação solar. Este aquecimento atinge maiores profundidades dependendo de

uma combinação de absorção da radiação solar, condução, e mistura turbulenta. Na presença de ventos, a condução molecular perde importância para a mistura turbulenta que, por ser um mecanismo relativamente mais eficiente, redistribui o calor rapidamente na camada de mistura. É importante notar que as modificações de camada fria e quente são necessárias para corrigir a temperatura medida pelos sensores de subsuperfície para valores na interface. Como os satélites medem justamente a temperatura dos primeiros mícrons da superfície, estas correções não são necessárias.

Fairall et al. (1996) incluiram no método LKB também a contribuição do calor sensível devido a precipitação, e portanto este efeito está contemplado no algoritmo utilizado no presente estudo. Há interesse na estimativa do calor sensível devido à chuva porque esta afeta a estrutura térmica e a densidade dos primeiros metros do oceano por alterar a distribuição de salinidade e temperatura.

Se a precipitação exceder a evaporação, a salinidade superficial decresce e a estabilidade vertical do oceano aumenta. Se a temperatura da chuva que cai e a temperatura da superfície do mar são diferentes, a chuva induz um fluxo de calor sensível para dentro do oceano. Os modelos teóricos de Gosnell et al. (1995) utilizaram amostras de chuva que caíram na região tropical, coletadas durante o TOGA-COARE, para estimar o fluxo de calor sensível devido a chuva. Em geral, eles encontraram uma concordância significativa entre a temperatura da chuva que cai com a temperatura de bulbo seco (o termômetro de bulbo seco indica a temperatura do ar no momento da medição), exceto durante períodos convectivos ou de fortes chuvas onde a diferença é maior.

Gosnell et al. (1995) mostraram que o calor sensível transferido para o oceano pela chuva pode ser representado como:

$$Q_{sr} = -Rc_a\alpha_w(1 + B_o^{-1})\Delta T, \tag{3.16}$$

onde R é taxa de precipitação em mm/h, c_a o calor específico da água, α_w é o fator de bulbo úmido de Clausis-Claperyon, $B_o = \frac{Q_s}{Q_l}$ é a razão de Bowen e ΔT é a diferença de temperatura entre o mar e o ar.

3.3.1 Correção de Webb para o Calor Latente

Considere–se por exemplo o fluxo de calor do oceano para a atmosfera onde uma parcela de ar mais quente sobe enquanto outra mais fria desce. Se assumirmos fluxo de massa vertical nulo na camada limite, nela deve existir um pequeno fluxo vertical adicional para compensar a diferença de densidade entre as parcelas de ar (Webb et al. 1980).

Para considerar esse fluxo simultâneo de massa e calor, que causa a expansão do ar e afeta a densidade, Webb et al. (1980) criaram uma correção que deve ser adicionada ao fluxo de calor latente, conhecida como correção de Webb (Leuning and Moncrieff 1990), dada por:

$$Q_{hlw} = \rho L_e \overline{w} q, \tag{3.17}$$

onde L é o calor latente de vaporização e $\overline{w}$ (vide Apêndice) é a correção à velocidade vertical média local dada por:

$$\overline{w} = \frac{1,61\overline{w'q'} + (1 + 1,61q)\overline{w'T_a'}}{T_a}, \tag{3.18}$$

onde $\overline{w'q'}$ representa a contribuição à média devido à parte correlacionada das flutuações turbulentas da componente vertical do vento e da umidade; $\overline{w'T_a'}$ representa a contribuição à média devido à parte correlacionada das flutuações turbulentas da componente vertical do vento e da temperatura do ar.

Entretanto, estas flutuações da velocidade vertical do vento, da umidade e da temperatura ocorrem em escalas de tempo e espaço muito rápidas e pequenas comparadas com a resolução espaço–temporal das medidas empregadas neste estudo. Portanto é necessário se parametrizar esta correção em termos das variáveis medidas, como em Liebethal and Foken (2003):

$$\overline{w} = \frac{Q_s}{\rho c T_a}\Big(1 + 1,61\frac{cT_a}{L_e}(1 - 0,61q)\frac{1}{B_o}\Big), \tag{3.19}$$

Desta forma, uma vez estimados os fluxos de calor latente e sensível podemos estimar $\overline{w}$, que entra na equação 3.17. Esta parametrização se aproxima bastante dos resultados que seriam obtidos através da equação 3.18. Liebethal and Foken (2003) compararam resultados obtidos das duas formas e obtiveram uma diferença média de 1,5%.

Tabela 3.1: Descrição das variáveis discriminadas por satélites, período da duração da série temporal e resolução espacial dos mapas.

Variável	Satélite	Período	Resolução
Radiação de Onda Curta e Onda Longa	SRB	07/1983 – 06/2005	1°
TSM, Vapor d'água e precipitação	TRMM	09/1997 – presente	0,25°
Vetor Vento	QuikSCAT	07/1999 – presente	0,25°

3.4 Cálculo do Balanço de Calor pela Superfície

Para o cálculo das componentes do balanço de calor pela superfície, devemos combinar os diversos parâmetros de entrada de forma que as séries temporais no final sejam reduzidas para um período em comum. Como as séries temporais tem comprimentos diferentes, optamos por utilizá-las na íntegra quando forem discutidas individualmente. A redução das séries temporais para o período em comum a todas as variáveis será feita somente no final.

O cálculo do balanço de calor pela superfície será feita através da versão modificada da equação 2.3, com a inclusão da correção do calor latente de Webb, equação 3.17, e do calor sensível devido à chuva, equação 3.16:

$$Q_{net} = Q_{sw} + Q_{lw} + Q_{lf} + Q_s + Q_{sr}, \tag{3.20}$$

onde Q_{lf} representa o calor latente final, já adicionado o termo da correção de Webb, Q_{hlw}.

As variáveis utilizadas na estimativa do balanço de calor e seus respectivos satélites estão descritos na Tabela 3.1.

Para o cálculo do balanço de calor na superfície, utilizamos as variáveis listadas acima com a resolução temporal diária. Os dados de TSM e vapor d'água do satélite do TRMM foram combinados aos campos de vento, provenientes do QuikSCAT, para o cálculo do fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível, tensão de cisalhamento do vento, temperatura do ar e umidade no método LKB.

Esses dados, combinados com a taxa de precipitação proveniente do TRMM e radiação de ondas curtas e ondas longas do projeto SRB, representam as variáveis de entrada do algoritmo *Bulk Flux* no cálculo dos fluxos de calor latente e calor sensível e no cálculo do calor sensível devido à precipitação e correção do calor latente de Webb.

A tabela abaixo apresenta um resumo das variáveis utilizadas e calculadas em cada algoritmo.

Tabela 3.2: Lista das variáveis de entrada e saída nos algoritmos para o cálculo do balanço de calor pela superfície.

Variáveis de entrada	Algoritmo	Variáveis saída
TSM, vapor d'água e vento	LKB	calor latente e sensível temperatura do ar e umidade
TSM, vento, vapor d'água, chuva e temperatura do ar	Bulk Flux	calor sensível devido a chuva e correção de Webb para o calor latente

3.5 Variabilidade Interanual no Atlântico Sul

Estes estudo visa identificar evidências que fenômenos em escalas interanuais que ocorrem em regiões remotas têm influência na determinação da variabilidade de variáveis relacionadas com o balanço de calor pela superfície no Atlântico Sul. Estas influências seriam transmitidas através de teleconexões através da circulação atmosférica.

Os padrões de teleconexão podem ocorrer em diversas escalas, no presente estudo investigamos apenas as teleconexões interanuais. O objetivo de analisar tais mudanças é para ajudar a compreender o papel destes no sistema climático do Atlântico. A análise das teleconexões será feita através do cálculo de correlações estatísticas desses índices (ver Tabela 3.3 com descrição dos mesmos) com as variáveis envolvidas no cálculo do balanço de calor. Dentre estas variáveis, iremos investigar a correlação com TSM, vento, radiação de onda curta e de onda longa, calor latente e sensível e balanço de calor pela superfície.

As correlações dos sinais interanuais serão feitas com as anomalias após a remoção de sinais de frequências mais altas que as anuais. Para se determinar as componentes do

balanço de calor estão interligadas com índices remotos, iremos utilizar a correlação estatística, que mede o grau de relacionamento entre duas variáveis. A medida de correlação mais utilizada é a de Pearson, que é dada por:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \overline{x})(y_i - \overline{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \overline{x})^2}.\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(y_i - \overline{y})^2}}, \tag{3.21}$$

onde x e y são as variáveis a serem correlacionadas (Emery and Thomson 2001).

O índice de correlação, r, pode variar entre -1 e $+1$, sendo que:

- $r = 0$ indica a ausência total de correlação;
- $r > 0$ indica que ambas séries estão positivamente correlacionadas, ou seja, variam com concordância de fase;
- $r < 0$ indica que as séries variam em oposição de fase.

O cálculo da correlação é feito com base na anomalia da variável em questão com a remoção do ciclo anual, semi-anual e a média de longo–termo. Estes ciclos são removidos através do ajuste por regressão linear de uma função senoidal com período específico. Flutuações restantes de alta frequência são removidas com um filtro de média móvel por convolução com uma janela retangular de 365 dias. O tamanho da janela desse filtro foi escolhido para ser de 1 ano justamente para observarmos variabilidades em escalas interanuais. Abaixo, exemplifica-se o procedimento de filtragem da anomalia da TSM, sobre as coordenadas do Banco de Abrolhos, (38°W, 17,5°S), em relação à filtragem dos sinais de alta frequência.

Os índices utilizados neste trabalho foram obtidos do Centro de Predição do Clima da NOAA que é um dos responsáveis pela distribuição e monitoramento dos padrões de teleconexão, podendo ser obtidos em `http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/List`. Utilizamos índices provenientes de três regiões: do Atlântico, Pacífico e do Oceano Austral. Abaixo fazemos uma breve descrição da área em que os índices são definidos.

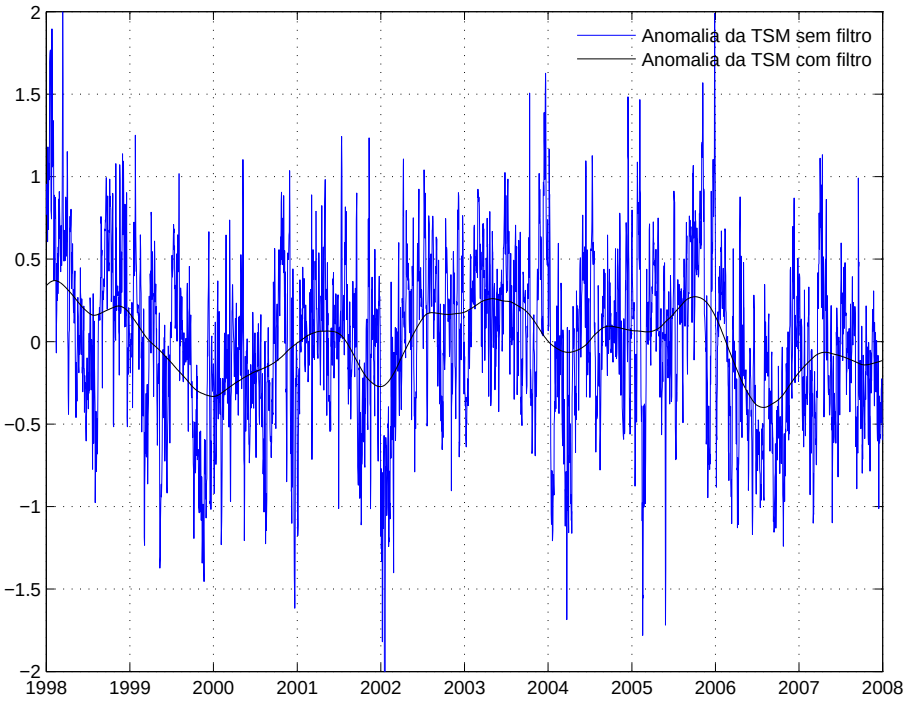

Figura 3.1: Ilustração da utilização do método de filtragem por média móvel nas coordenadas de Abrolhos, (38°W, 17,5°S). As linhas azuis representam a anomalia da TSM sem os ciclos anual, semi–anual e a média. Em preto temos a anomalia após a filtragem dos sinais com períodos menores que 1 ano.

3.5.1 Índices do Oceano Atlântico

Três índices definidos a partir de padrões de variabilidade observados no Atlântico serão correlacionados com variáveis do balanço de calor no Atlântico Sul: Tropical do Atlântico Sul (TSA), Tropical do Atlântico Norte (TNA) e o da Oscilação do Atlântico Norte (NAO). Adotamos as siglas em inglês para facilitar as comparações com artigos encontrados na literatura.

O índice Tropical do Atlântico Sul (TSA) é definido como sendo a anomalia da TSM em relação à média numa área definida entre o Equador e 20°S e 10°E e 30°W, (Enfield et al. 1999). Analogamente, o Tropical do Atlântico Norte (TNA) é a anomalia da TSM na região entre 5,5°N a 23,5°N e 15°W a 57,5°W.

A Oscilação do Atlântico Norte (NAO) é definida pela diferença de pressão atmosférica

ao nível do mar entre a Islândia e Açores (Hurrell 1995; Hurrell et al. 2001). A fase positiva da NAO ocorre quando a pressão está acima do normal na região de Açores.

3.5.2 Índices do Oceano Pacífico

Dois índices que têm sua origem no Pacífico serão correlacionados neste trabalho: o do El Niño e a Oscilação Decadal do Pacífico. Dentre os diversos índices definidos para o El Niño, iremos utilizar o Niño 3.4, dado pela anomalia da TSM em relação a uma média de longo termo numa região limitada entre 5°N a 5°S e 170°W a 120°W (Trenberth et al. 1997).

O índice de Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) representa um modo de variabilidade de longo termo do Pacífico, sendo detectado através da ocorrência de anomalias de TSM ao norte da latitude de 20°N. O índice PDO é definido como o primeiro modo da EOF da média mensal da TSM no Pacífico Norte (Mantua 1997).

3.5.3 Índices do Oceano Austral

Para correlacionar a variabilidade em escala interanual do Atlântico Sul com variações observadas no oceano Austral, utilizaremos o índice de Oscilação da Antártica. Este índice é definido como a anomalia da pressão centrado na Antártica e por sinal oposto centrado em 40°S-50°S. Na literatura, pode ser referido como Modo Anular do Sul (SAM). Segundo Thompson and Wallace (2000), o AAO é calculado através de anomalias da altura geopotencial de $700mb$ a 20°S em direção ao polo.

3.5.4 Resumo dos Índices

Abaixo temos um resumo dos índices utilizados, discriminados pela região em que são definidos e o período das séries temporais.

A Figura 3.2 mostra a série temporal dos índices utilizados na análise das correlações no presente estudo.

Tabela 3.3: Índices utilizados na análise das teleconexões com o balanço de calor no Atlântico Sul, área de definição e período disponível das séries temporais.

Índice	Região	Período Disponível
TSA	0 a 20°S - 10°E a 30°W	1948 – presente
TNA	5,5°N a 23,5°N - 15°W a 57,5°W	1948 – presente
NINO3.4	5°N a 5°S - 170°W a 120°W	1950 – presente
PDO	norte de 20°N	1948 – agosto/2007
NAO	Islândia e Açores	1950 – presente
AAO	20°S em direção ao polo	1979 – janeiro/2008

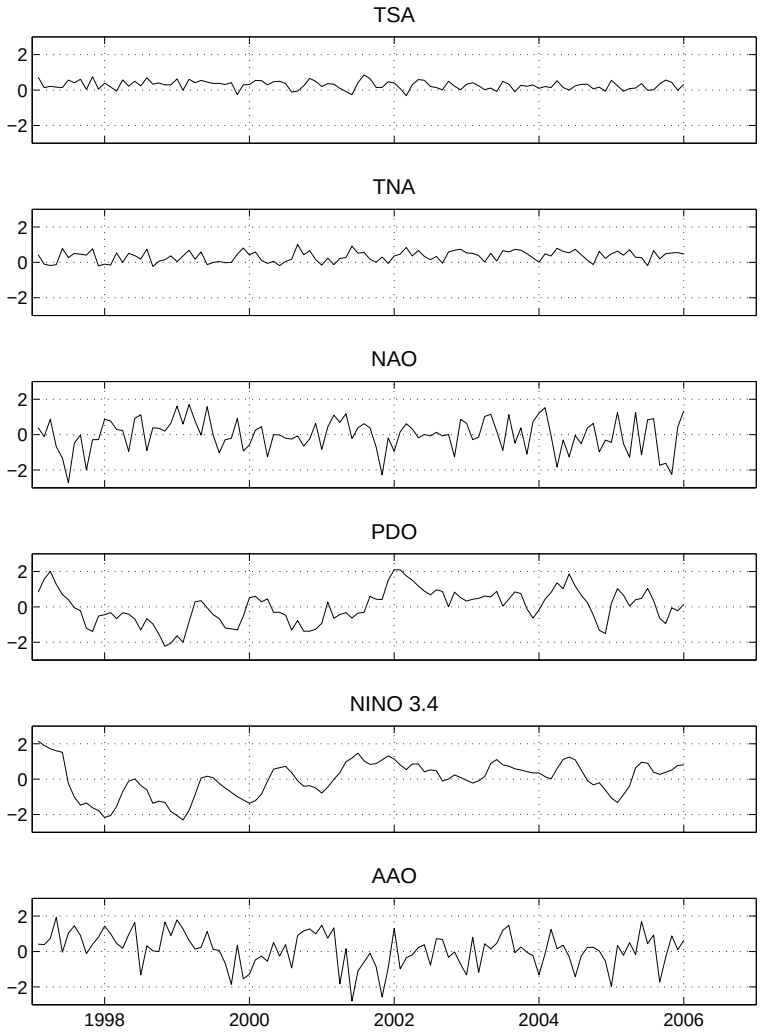

Figura 3.2: Série temporal dos índices interanuais utilizados.

Capítulo 4

Resultados e Discussão

Os resultados obtidos neste trabalho serão apresentados a seguir. Primeiramente iremos mostrar o resultado do processamento das séries temporais das variáveis obtidas através de satélites, seguida pelos resultados das estimativas dos fluxo através dos algoritmos LKB e *Bulk Flux*, e finalmente as estimativas do balanço de calor pela superfície. A discussão destas variáveis serão focadas na análise das médias anuais, desvio padrão, anomalias em relação a média anual e variações interanuais através da utilização de diagramas de espaço em função do tempo, conhecidos como diagramas de Hovmöller. Posteriormente, serão mostrados os resultados das correlações e discussão sobre as teleconexões com índices remotos em escalas interanuais.

4.1 Dados do satélite TRMM

Os dados de TSM, vapor d'água integrado na atmosfera e taxa de precipitação são provenientes do satélite TRMM que opera na faixa de microondas, conforme listados na Tabela 3.1. Foram utilizados para esta análise as séries temporais que cobrem o período entre 1998 a 2007, de forma a incluir um número completo de anos de dados.

4.1.1 Temperatura da Superfície do Mar

A distribuição espacial da TSM no Atlântico Sul (Figura 4.1) não é simétrica na bacia pois reflete os padrões associados à circulação oceânica (Figura 1.2) . Ao longo do con-

torno oeste da bacia, na costa brasileira, observamos a presença de águas mais quentes transportadas para o sul pela Corrente do Brasil (Peterson and Stramma 1990). A média de longo termo da TSM no nordeste do Brasil chega a 28°C. Temperaturas mais baixas, que chegam em média a 14°C, são encontradas no contorno leste da bacia por volta de 25°S. Esta é uma região onde a intensa ressurgência combinada às águas provenientes do Índico que geram um mínimo local de TSM que é advectado para o norte pela Corrente de Benguela. Posteriormente essas águas são transportadas em direção noroeste pela Corrente Sul Equatorial (CSE).

A análise das anomalias das médias anuais de TSM em relação à média na década de 1998 a 2007 revela padrões de variabilidade em escala interanual na bacia do Atlântico Sul, Figura 4.2. Pode-se observar padrões distintos de variabilidade entre o lado leste e oeste da bacia. No lado oeste, observa-se anomalias mais quentes na TSM para latitudes ao norte de $\approx$ 20°S, principalmente para o de ano 1998. Em 2001 e 2002 este padrão inverte completamente, apresentando anomalias mais quentes ao sul desta latitude. O ano de 2003 não apresenta essa dipolaridade no lado oeste mas sim uma grande anomalia quente, excedendo 1°C, centrada na bacia. Nos anos seguintes, a TSM volta a se reorganizar apresentando alternadamente esses padrões de aquecimento e esfriamento. Simultaneamente, a TSM do lado leste da bacia também apresenta padrões de anomalia mas que se alternam em períodos aproximados de 2 anos. A latitude que divide as regiões de alternância é de aproximadamente 15°S e esses padrões estão mais concentrados perto da costa africana.

Dividi-se a bacia em faixas latitudinais de 5° para analisarmos as características regionais da variação temporal da TSM. São 5 as faixas latitudinais: 5–10°S, 10–15°S, 15–20°S, 20–25°S e 25–30°S. Para analisar a variação temporal em cada faixa, apresenta-se os gráficos da variação da TSM na longitude em função do tempo, ou seja, os diagramas Hovmöller, Figura 4.3.

Observamos um ciclo anual bem definido em todas as regiões do diagrama, sendo que as primeiras possuem TSM maior devido a proximidade com o Equador. A faixa de 5°S a 10°S apresenta um predomínio de temperaturas mais altas da região, variando

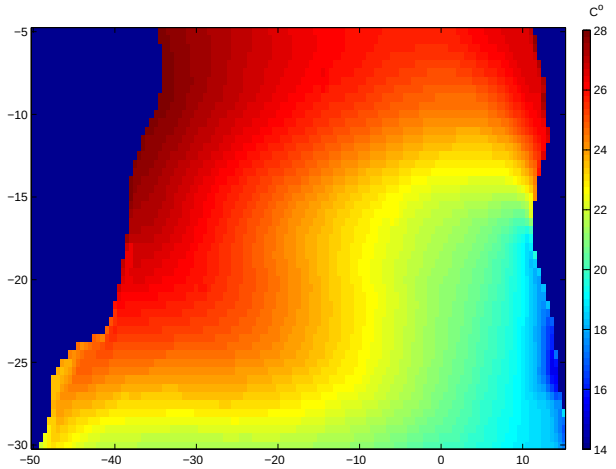

Figura 4.1: Média da temperatura da superfície do mar (°C) obtida a partir do satélite TRMM para o período entre 1998 a 2007.

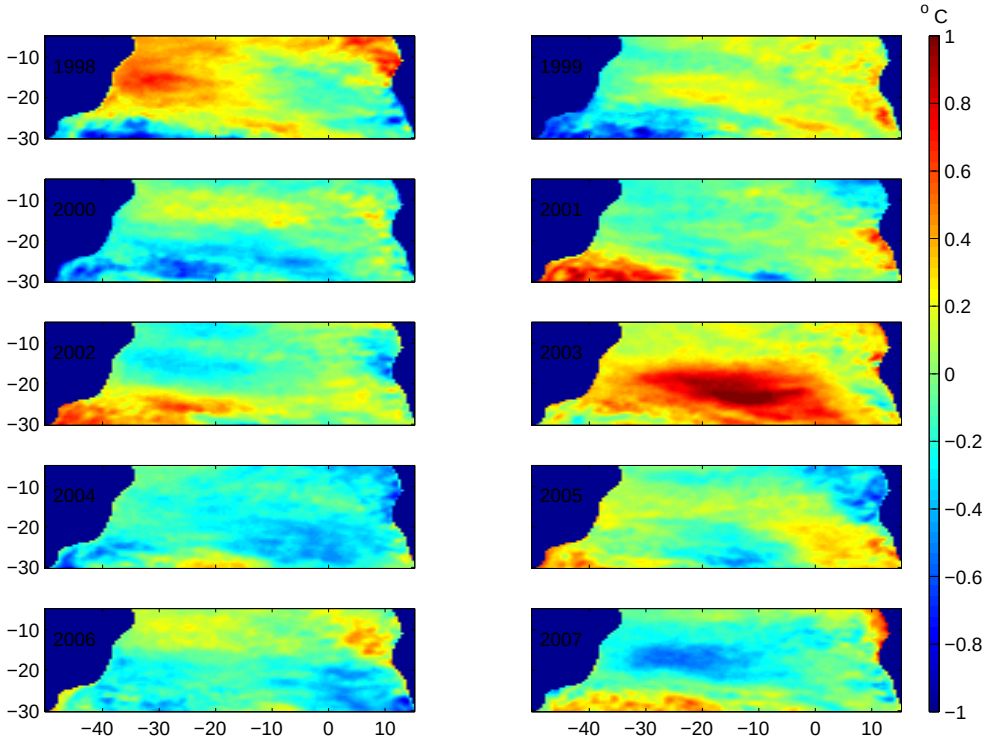

Figura 4.2: Anomalia da TSM (°C), obtida pelo satélite TRMM, em relação à média de longo–termo calculada para a série temporal entre 1998 a 2007.

de 32°C no verão a 20°C no inverno. Em 33,5°W a amplitude do ciclo sazonal (i.e. $\sqrt{2}$ desvios padrão) é a menor observada, 1,1°C, um terço do que é observado no extremo leste da bacia na mesma faixa de latitudes. A partir da região entre 15°S a 20°S, é possível perceber a intrusão de águas mais frias ao lado da costa africana, trazidas pela Corrente de Benguela. Esta faixa apresenta um ciclo anual bem definido, onde no inverno a temperatura chega a 14°C e no verão 31°C. Nesta mesma faixa de latitude, do lado oeste da bacia está localizado no Banco de Abrolhos, onde observamos um ciclo anual com amplitude reduzida, chegando a um mínimo de 1,8°C em 36°W. Em comparação, a amplitude do ciclo sazonal na mesma faixa de latitudes na costa africana é de 3,6°C. Na região entre 25°S a 30°S é possível observar que a intrusão das águas mais frias no lado africano intensifica-se e que a Corrente de Benguela alcança 20°W, o que segundo Peterson and Stramma (1990) é a região onde a corrente passa a fluir mais distante da costa.

A Figura 4.3 ainda mostra que existem variações interanuais na série temporal obtida pelo satélite TRMM entre 1998 e 2007. Podemos observar que a amplitude do ciclo anual varia em todas as regiões. Uma observação mais detalhada destas variações interanuais pode ser facilitada através do diagrama de Hovmöller da anomalia da TSM em relação à média total, Figura 4.4. A anomalia foi calculada através da remoção do ciclo anual, semi-anual e da média de longo–termo (entre 1998 a 2007) da TSM.

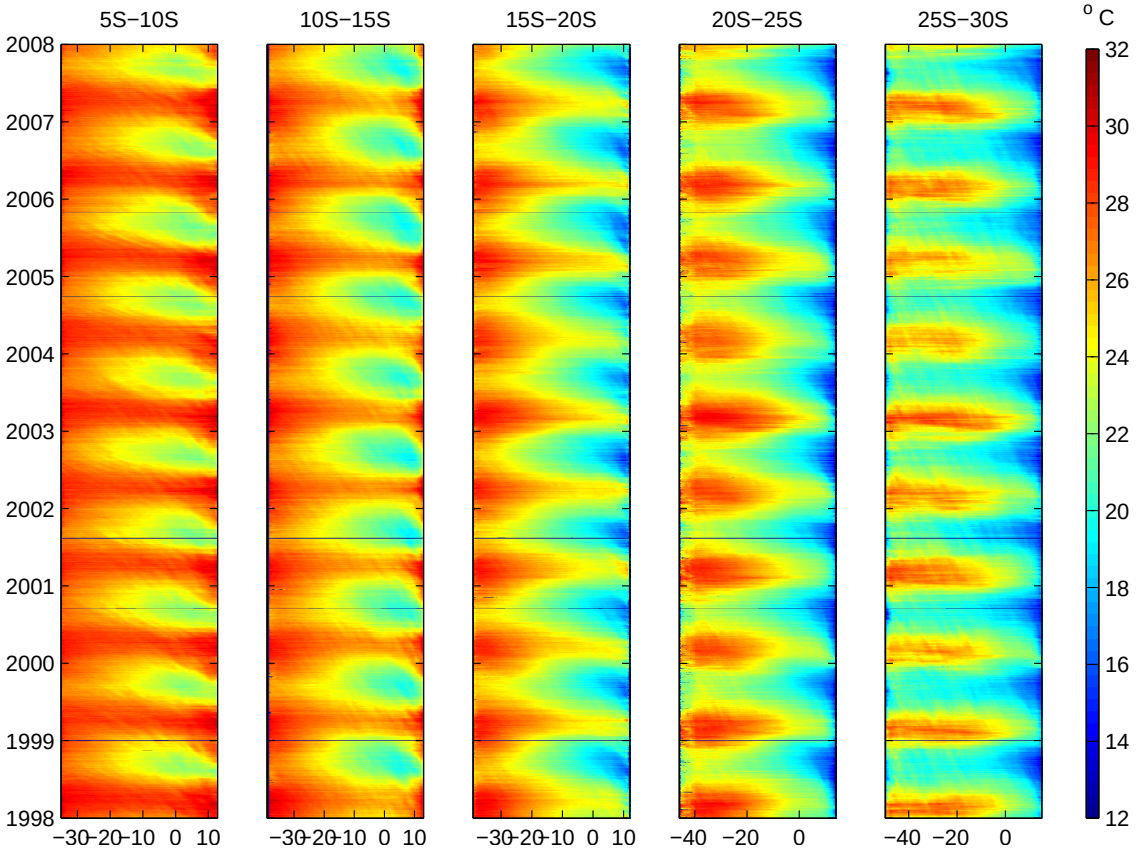

Figura 4.3: Variação da TSM (°C) na longitude em função do tempo (diagrama de Hovmöller) para cinco faixas latitudinais do Atlântico Sul. Os dados de TSM são provenientes do satélite TRMM e cobrem o período entre 1998 a 2007.

Mesmo após a remoção dos ciclos anuais, podemos ainda observar sinais independentes da longitude na anomalia da TSM representados por valores positivos ou negativos que atravessam de um lado a outro da bacia, sem sentir variações com a longitude. Provavelmente estes sinais são resíduos do ciclo anual que não foram removidos completamente pois o método utilizado para a remoção utiliza um ajuste senoidal. É provável que desvios do ciclo anual (ou semi–anual) de uma curva teórica perfeita sejam deixados para trás como parte da anomalia. Uma solução para se remover melhor estes ciclos seria a utilização de modelos mais realísticos do sinal sazonal, ou a utilização de métodos de filtragem mais complexos como filtros de Resposta Impulsiva Finita (FIR), (Polito et al. 2000).

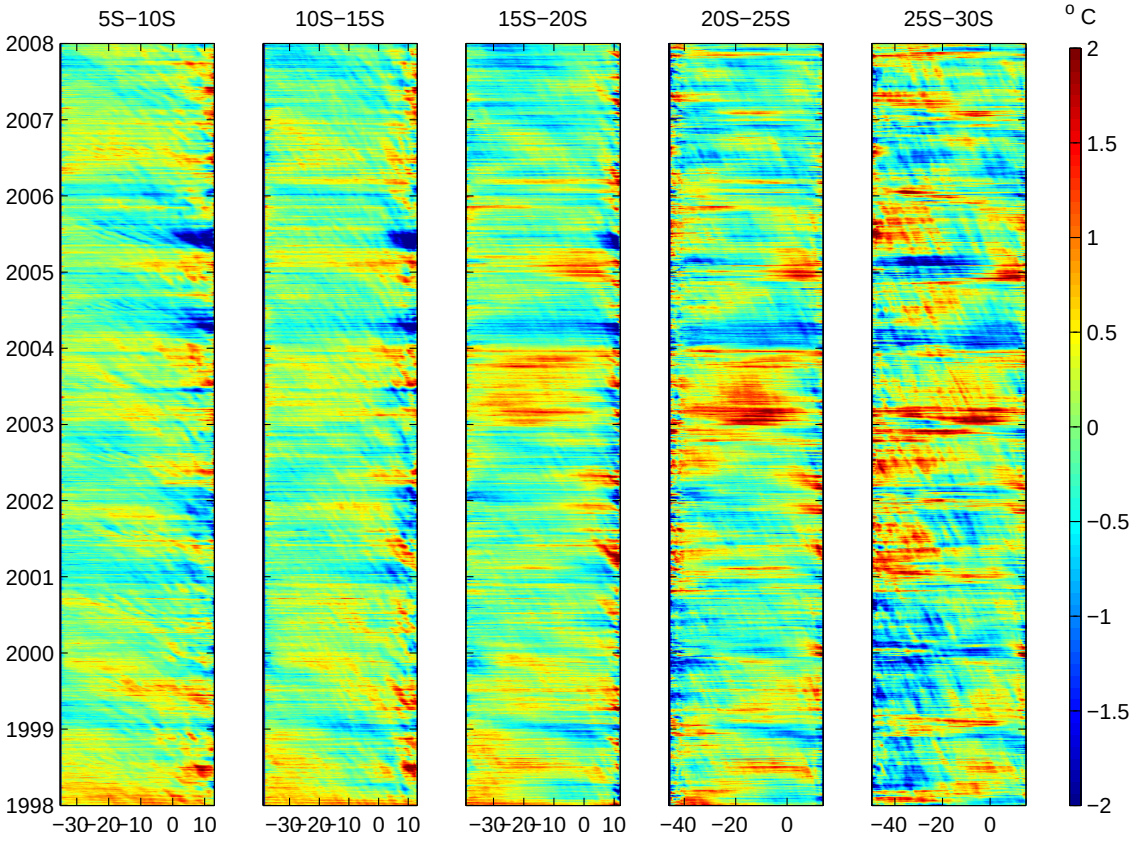

Figura 4.4: Mesmo que a Figura 4.3 mas para a anomalia da TSM (°C), onde o ciclo anual, semi–anual e a média de longo–termo foram removidos.

Uma feição interessante que se torna evidente nos diagramas de Hovmöller da anomalia da TSM são os padrões de linhas inclinadas presentes em todas a regiões, sendo mais evidentes na região mais ao sul. Estes padrões inclinados representam sinais propagantes sobrepostos sobre o sinal total da TSM e que fazem a comunicação entre o lado leste e o oeste da bacia. Após uma rápida análise, pode-se concluir que esses sinais propagam de leste para oeste. A velocidade de fase, estimada pela inclinação dos padrões na Figura 4.4 na faixa entre 25°S e 30°S, é de 5,4 $km.d^{-1}$. Este valor é compatível com valores prévios encontrados na literatura, para esta latitude, para ondas de Rossby baroclínicas do primeiro modo (Polito et al. 2000).

Podemos ainda observar pela Figura 4.4, que não há muita distinção entre a anomalia da TSM da região oceânica e das proximidades do contorno oeste da bacia, nas três faixas

latitudinais mais ao norte. Nestas faixas, a anomalia da TSM ao longo da costa brasileira é uma extensão do sinal oceânico. Entretanto, ao sul de 20°S, existe uma distinção em amplitude e fase da anomalia da TSM da faixa a $\approx 5°$ próximo à costa e de águas mais oceânicas. Já no lado leste da bacia, observa-se ao longo de todas as faixas latitudinais, processos de meso–escala confinados próximo à costa, numa faixa que pode chegar até a 10° de longitude. Portanto, junto à costa Sul–Americana fenômenos de borda oeste ganham energia ao sul de 20°S, induzindo maior variabilidade na TSM. Tendo em vista o que foi discutido acima e a respeito do ciclo sazonal, depreende–se que Abrolhos se situa no limite sul de uma região de relativa estabilidade térmica, fator importante no estabelecimento de ecossistemas coralinos.

Em termos de processos em escala de bacia, pode-se observar que do final de 2002 até meados de 2003 uma anomalia positiva de TSM é observada, excedendo quase 2°C, principalmente ao sul da latitude do Banco de Abrolhos, inclusive. Esta anomalia quente foi seguida de uma anomalia fria, com transição de forma abrupta. Em geral, a magnitude e a amplitude da anomalias tendem a aumentar em direção à latitudes mais ao sul. A distribuição zonal destas anomalias ora se dá de forma dipolar (e.g. 2002, 2005) e ora ocupa a bacia toda (e.g. 2003/2004).

4.1.2 Vapor d'água Integrado na Atmosfera

A umidade é uma variável chave no balanço de calor que envolve trocas de calor na forma de evaporação e processos envolvendo a precipitação. Como a umidade ainda não pode ser medida por satélites, utilizamos como *proxy* o vapor d'água integrado na coluna medida pelo TRMM. A umidade na superfície é parametrizada, por meio do algoritmo LKB e utilizada no cálculo do calor latente.

Em média, a quantidade de vapor d'água na coluna da atmosfera é maior em regiões mais próximas ao equador, o que é compatível com os processos de evaporação que lá ocorrem decorrentes das temperaturas de superfície mais elevadas, Figura 4.5. Novamente, existe uma assimetria entre os padrões médios espaciais entre os lados leste e oeste da bacia. No lado leste, a presença de águas mais frias ao sul coincide com os valores

menores de quantidade de vapor. No entanto, no lado oeste a combinação da advecção de águas mais quentes trazidas pela CB e conexão com processos atmosféricos que ocorrem sobre o continente, mais precisamente a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), favorecem valores maiores de vapor d'água na atmosfera (Carvalho et al. 2004).

A distribuição espacial da anomalia do vapor d'água mostra variações interanuais no Atlântico Sul, Figura 4.6. Padrões espaciais de larga escala são observados na metade oeste da bacia, centrados aproximadamente na região do Banco de Abrolhos. Os padrões tendem a se alinhar ao longo de uma linha imaginária que sai da região de Abrolhos até o sul da África. Embora na média, Figura 4.5, seja possível distinguir padrões oceânicos de borda oeste de oceânicos ao longo da costa brasileira, o mesmo não ocorre quando observamos os mapas de anomalias, Figura 4.6. Apesar de não tão evidente como nas anomalias de TSM, o vapor integrado na atmosfera em 2003, ano anomalamente quente, é o único a apresentar um máximo significativo no centro da bacia. Nota–se também que 2004, um ano caracterizado por anomalias negativas de TSM em toda bacia, possui baixos valores de vapor integrado em quase toda a área de estudo, exceção feita à região da ZCAS.

O diagrama de Hovmöller do vapor d'água integrado, Figura 4.7, denota um ciclo anual bem definido. Valores máximos ocorrem próximos à costa africana ao norte de 15°S. Entretanto ao sul desta latitude, os máximos se tornam progressivamente mais pronunciados na costa brasileira. Em comparação com a Figura 4.3, semelhante para a TSM, observamos que sobreposto ao ciclo anual existe uma quantidade significativa de variabilidade associada à frequências intrasazonais.

No diagrama referente à anomalia do vapor d'água integrado, Figura 4.8 observamos amplitudes maiores a partir de 10°S. As principais diferenças entre este gráfico e o da anomalia da TSM, Figura 4.4, é a dominância de sinais de alta frequência com comprimento característico comparável à largura da bacia e a ausência de sinais propagantes. Esta ausência suporta a hipótese de que as anomalias de TSM associadas à passagem de ondas de Rossby oceânicas não são suficientes para alterar significativamente os processos convectivos na baixa atmosfera.

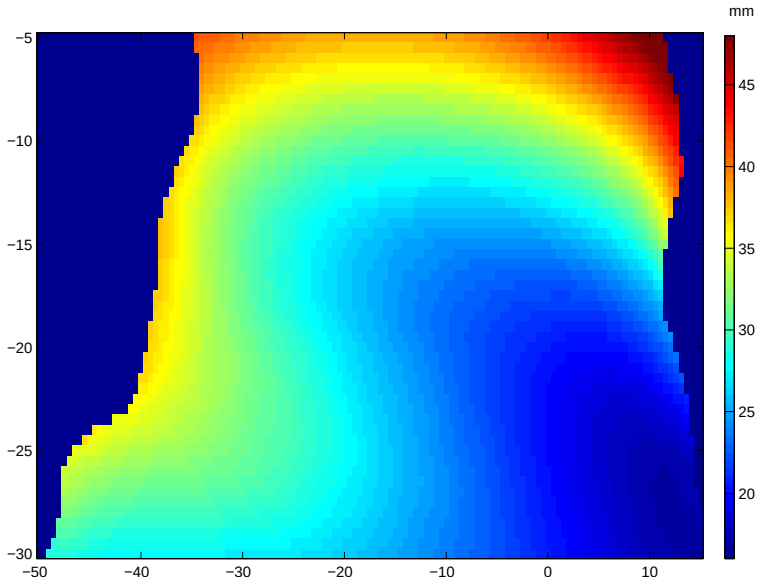

Figura 4.5: Mesmo que a Figura 4.1, mas para o vapor d'água integrado na atmosfera (mm).

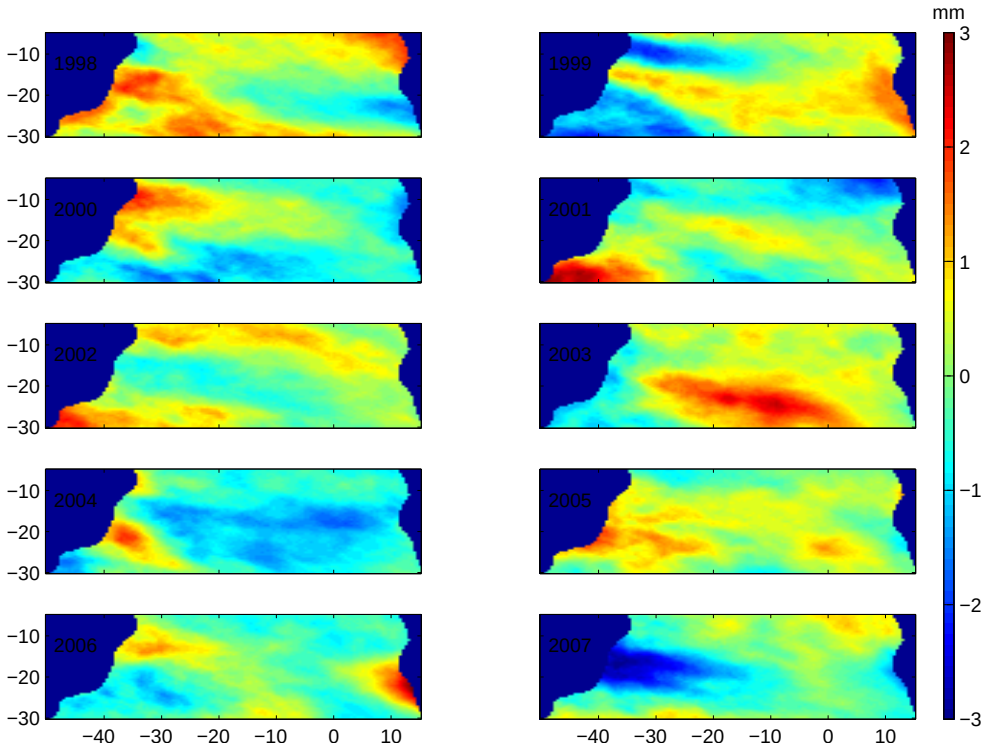

Figura 4.6: Mesmo que a Figura 4.2, mas para o vapor d'água integrado na atmosfera (mm).

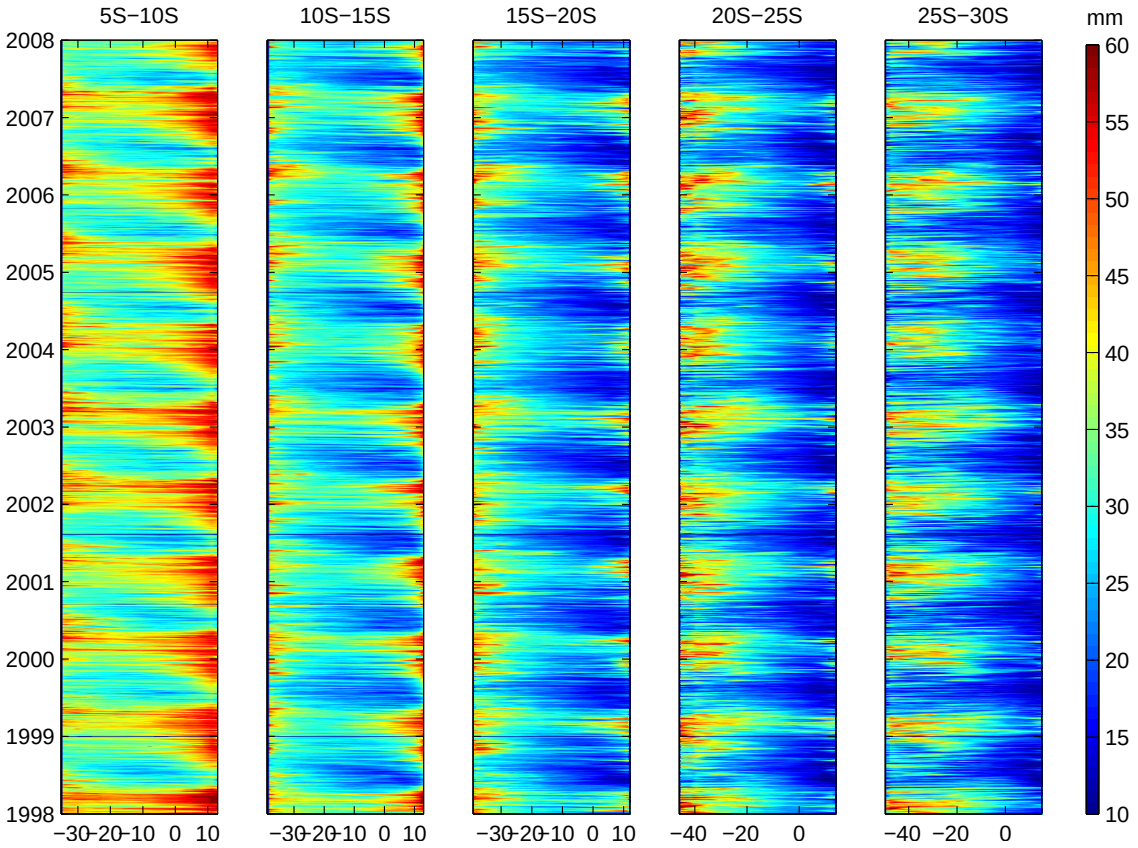

Figura 4.7: Mesmo que a Figura 4.3, mas para o vapor d'água integrado na atmosfera (mm).

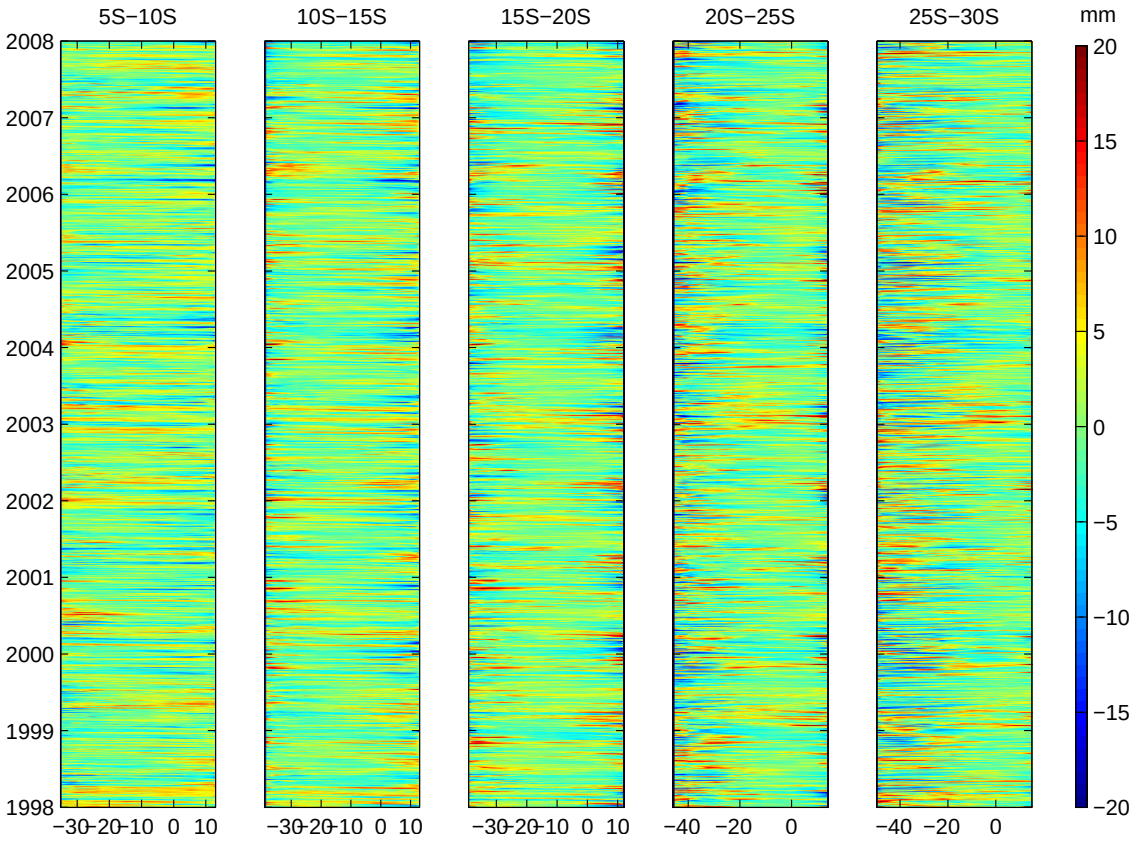

Figura 4.8: Mesmo que a Figura 4.4, mas para o vapor d'água integrado na atmosfera (mm).

4.1.3 Taxa de Precipitação

A taxa de precipitação é medida pelos instrumentos a bordo do satélite de micro-ondas do TRMM. Seus valores são muito baixos na maior parte da área de estudo, Figura 4.9. Entre 5°S e 10°S nota-se valores significativos de precipitação junto às duas costas associado à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Philander et al. 1996). Os maiores valores médios são encontrados na região sudoeste, chegando a 0,2 $mm.h^{-1}$. Observa-se que nas proximidades da região de Cabo Frio há uma diminuição da precipitação média devido a ressurgência local, conforme pode ser visto próximo à 41°W, 23 °S na Figura 4.9. Aparentemente, as anomalias negativas de TSM, (Figura 4.5), apesar de pequenas, inibem o movimento vertical do vapor presente na atmosfera.

Os padrões espaciais da anomalia da precipitação apresentam feições predominan-

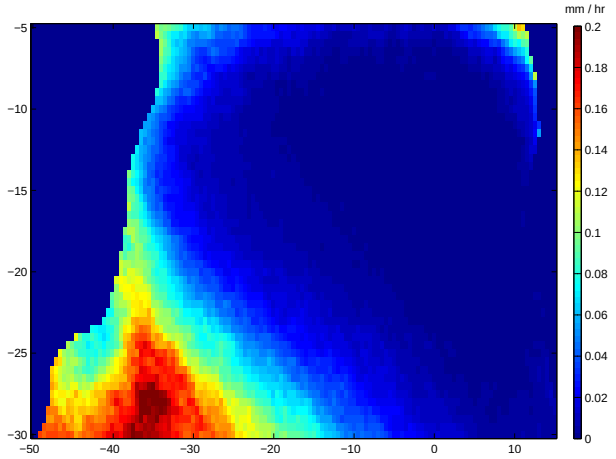

Figura 4.9: Mesmo que a Figura 4.1, mas para a taxa de precipitação ($mm.h^{-1}$).

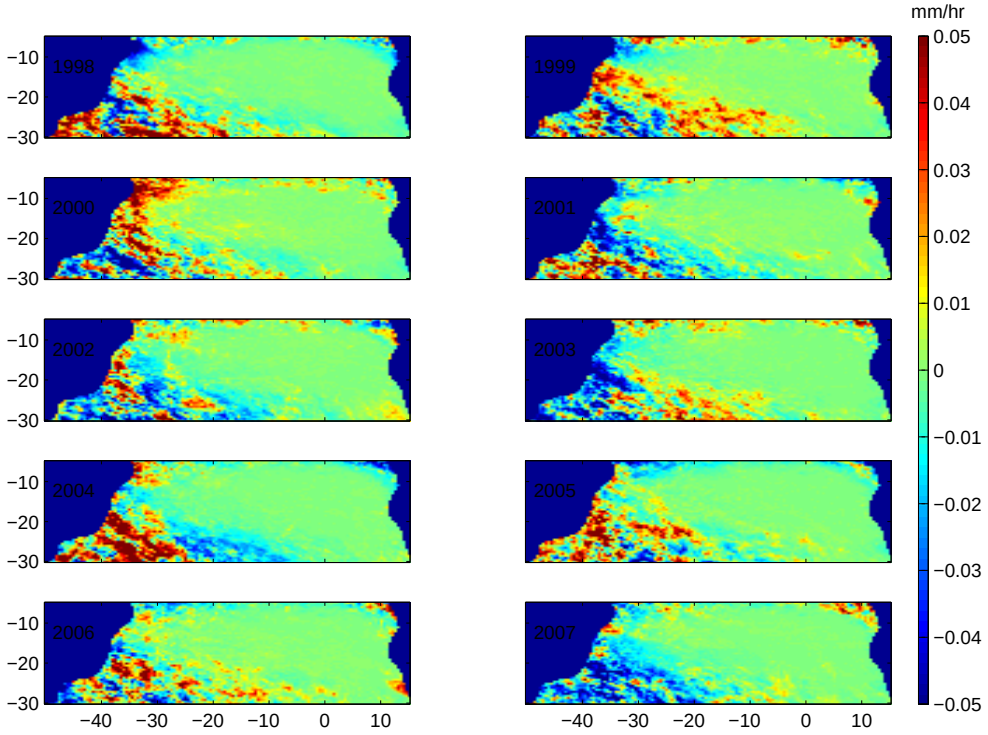

Figura 4.10: Mesmo que a Figura 4.2, mas para a taxa de precipitação ($mm.h^{-1}$).

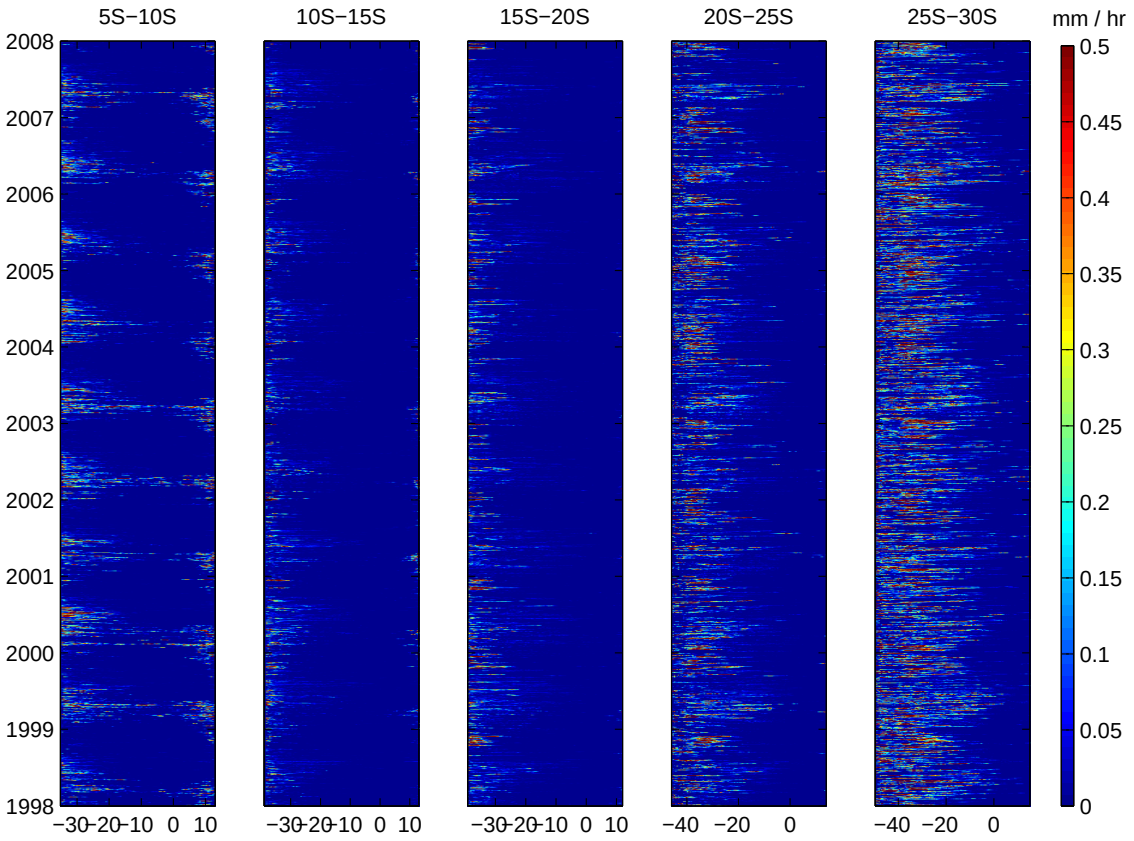

Figura 4.11: Mesmo que a Figura 4.3, mas para a taxa de precipitação ($mm.h^{-1}$).

temente de meso–escala devido às próprias características da precipitação, Figura 4.10. Embora seja possível reconhecer a presença de variações interanuais na precipitação, elas não são tão bem organizadas como na TSM ou vapor d'água. Esta figura mostra que o ano de 2004 foi o mais chuvoso e 2007 o mais seco nos últimos 10 anos.

Segundo Trenberth et al. (1997), estes altos índices de chuva podem estar correlacionados ao El Niño. Porém, Chang and Li (1997) analisaram dados do *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set* (COADS), e propuseram que a chuva no nordeste brasileiro tende a ser mais fortemente correlacionada com o dipolo de TSM do Atlântico do que com o El Niño no Pacífico. Segundo estes, isto ocorre porque a TSM influencia diretamente na formação do dipolo.

Os diagramas de Hovmöller da precipitação Figura 4.11 mostram sinais um tanto esparsos, onde a maior parte dos valores se encontra abaixo de 0,1 $mm.h^{-1}$. Nas duas

faixas de latitudes mais baixas nota–se um sinal sazonal, principalmente junto à costa brasileira. Nas duas faixas mais ao sul a precipitação é maior e o sinal sazonal é superado pelas variações de alta frequência que novamente se concentram do lado oeste da bacia. Da comparação com a Figura 4.12 deduz–se que o sinal sazonal não é bem descrito por uma função senoidal.

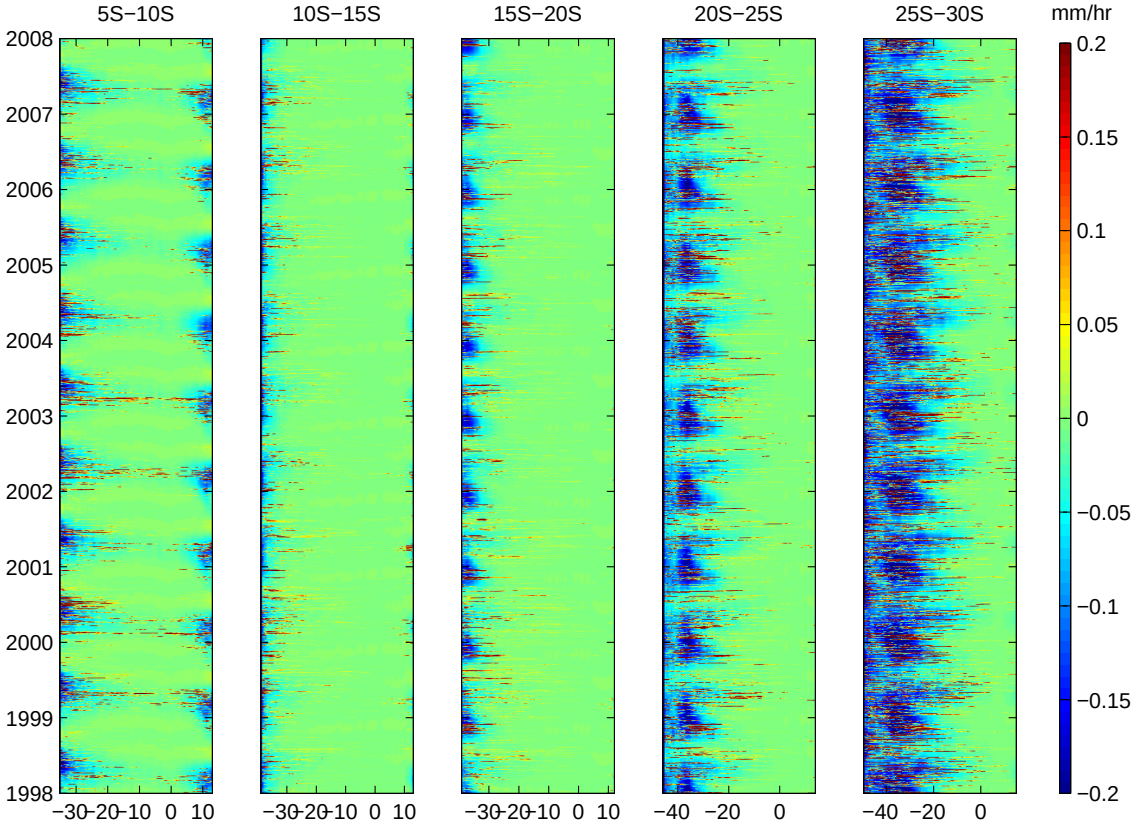

Figura 4.12: Mesmo que a Figura 4.4, mas para a taxa de precipitação ($mm.h^{-1}$).

4.2 Vento medido pelo QuikSCAT

A magnitude do vento sobre a superfície é um parâmetro utilizado para a determinação do fluxo de calor latente. O escaterômetro a bordo do satélite QuikSCAT mede a direção e magnitude dos ventos. Observa-se que o padrão de circulação médio no Atlântico Sul apresenta ventos alísios soprando de sudeste na porção leste da bacia, com valores máximos no extremo sul do continente africano, Figura 4.13.

Os ventos alísios são ventos que ocorrem durante todo o ano nas regiões tropicais, resultado da ascensão de massas de ar que convergem de zonas de alta pressão (anticiclônicas), nos trópicos, para zonas de baixa pressão (ciclônicas) no Equador. Na região central do mapa, os ventos têm orientação predominantemente zonal, para oeste; ao sul do Trópico de Capricórnio, os ventos adquirem uma orientação para sudoeste, paralelos à costa. Na região centrada em 20°W, 10°S observamos outro máximo regional na magnitude dos ventos.

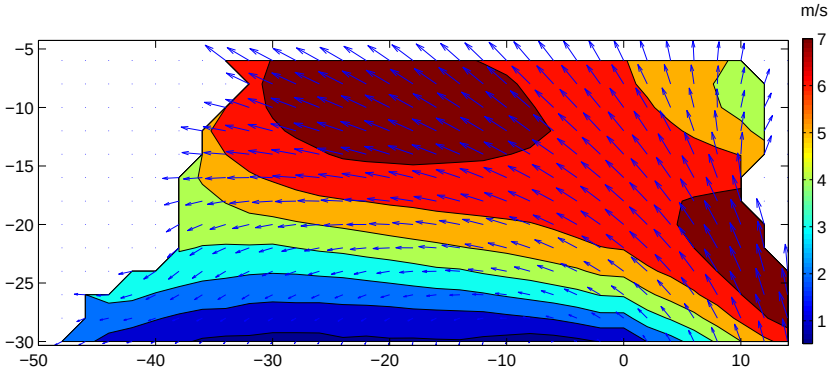

Figura 4.13: Média da magnitude do vento ($m.s^{-1}$), obtida a partir do satélite QuikSCAT, para o período entre 2000 a 2006.

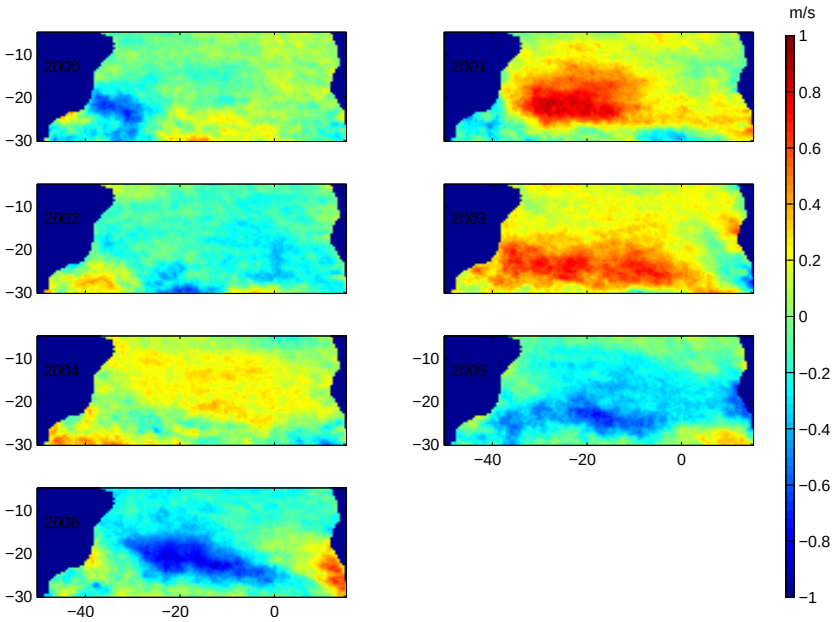

Figura 4.14: Anomalia da magnitude do vento ($m.s^{-1}$), obtida a partir do satélite QuikSCAT, em relação à média de longo–termo calculada para a série temporal entre

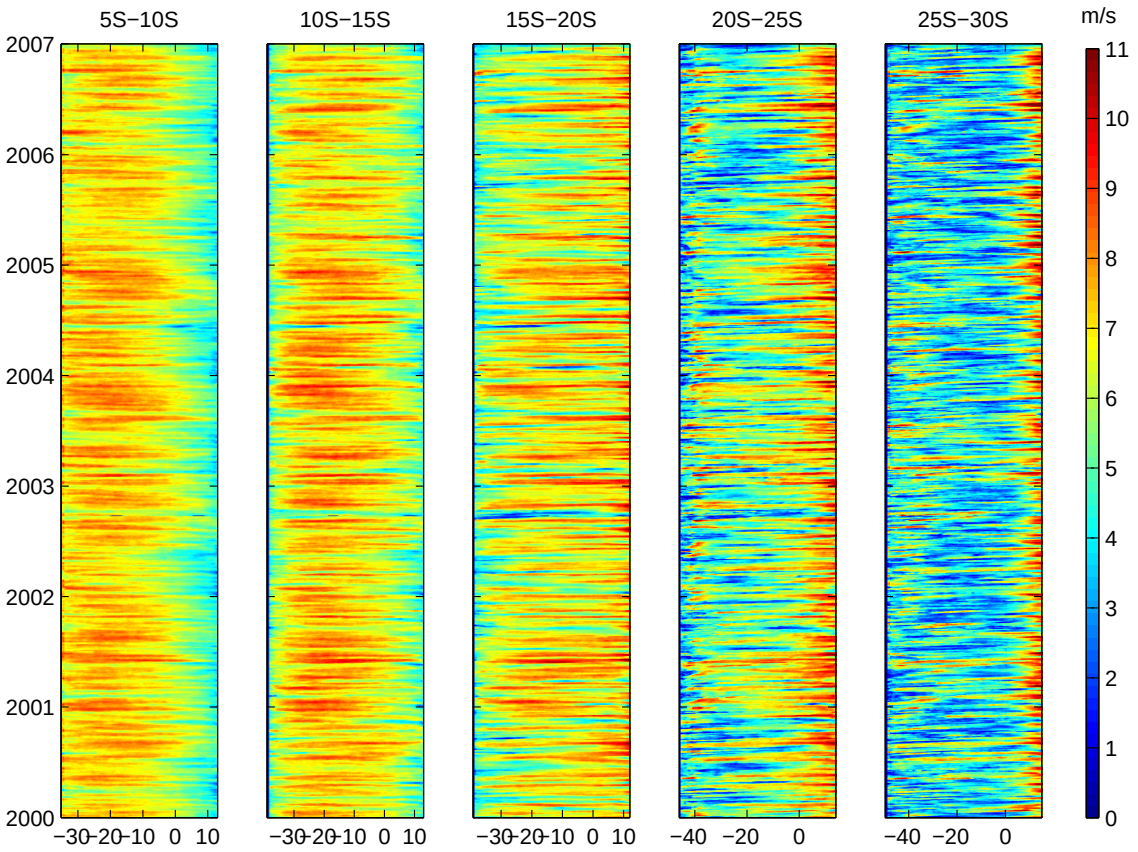

Figura 4.15: Variação da magnitude do vento ($m.s^{-1}$) na longitude em função do tempo (diagrama de Hovmöller) para cinco faixas latitudinais do Atlântico Sul. Os dados de vento são provenientes do satélite QuikSCAT e cobrem o período entre 2000 a 2006.

2000 a 2006.

Há variações significativas na magnitude do vento, com padrões espaciais que ocupam praticamente toda a área de estudo, Figura 4.14. Os anos de 2001 e 2003 foram anos de ventos anomalamente fortes e 2005 e 2006, de ventos fracos. Observamos também que o Atlântico sudoeste apresenta variações interanuais cujo padrão espacial aparentemente independe do que ocorre em escala de bacia.

O diagrama de Hovmöller da magnitude do vento não apresenta sinais sazonais evidentes, Figura 4.15. Sinais intrasazonais com escala espacial semelhantes à largura da bacia são dominantes. Entre 20°S e 25°S observamos que os padrões a oeste de 38°W independem do que ocorre no resto da bacia.

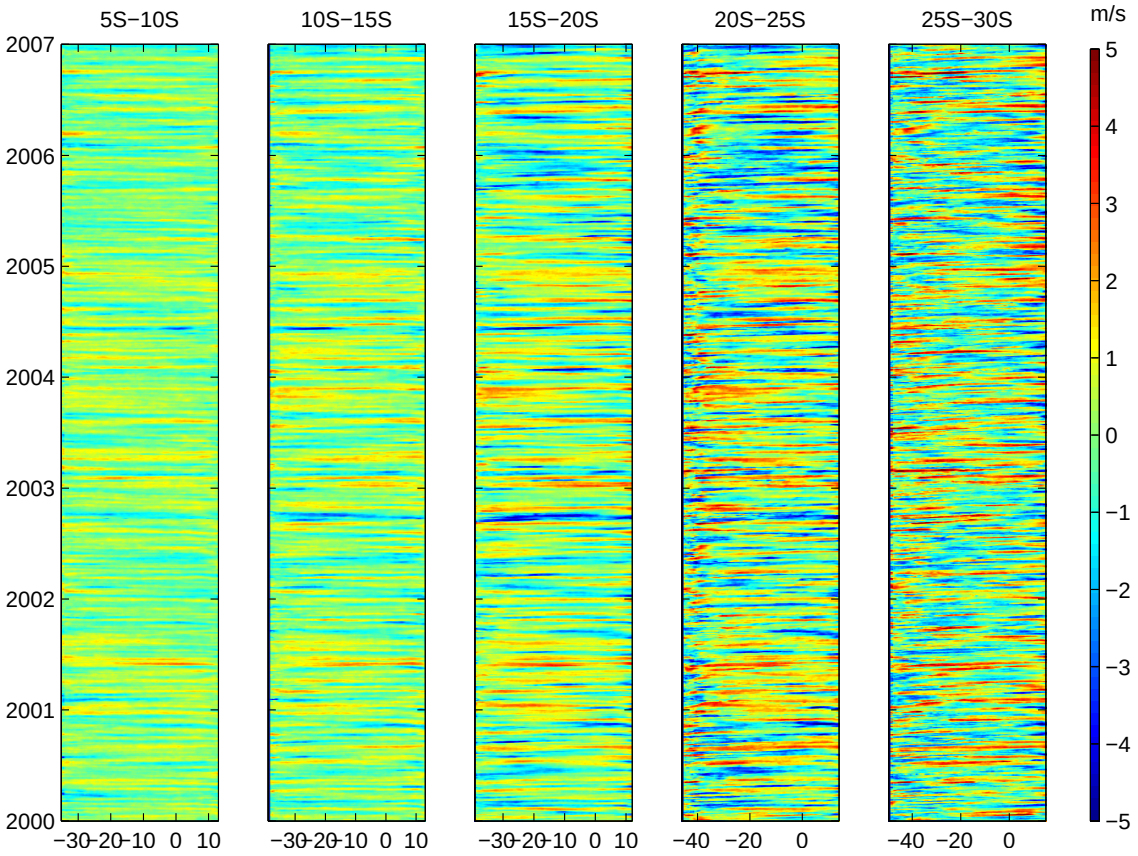

Figura 4.16: O mesmo que a Figura 4.15 mas para a anomalia da magnitude do vento ($m.s^{-1}$), onde o ciclo anual, semi–anual e a média de longo–termo foram removidos.

Os diagramas de Hovmöller da anomalia da magnitude do vento se assemelham muito aos padrões da própria magnitude, confirmando assim o domínio dos sinais de curto período, Figura 4.16. Podemos especular que os sinais intrasazonais na anomalia da TSM que atravessam a bacia estão associados a variações semelhantes no campo de vento.

Segundo Enfield and Mayer (1997) mudanças na velocidade do vento afetam a temperatura da camada de mistura através da evaporação, e fazem com que o oceano perca calor turbulento, isto é, regiões com ventos mais intensos como estas perdem mais calor latente e sensível para atmosfera. Isto confirma-se nos mapas médios de fluxo turbulento, que serão mostrados mais a frente, essas regiões com ventos mais fortes são as que também perdem mais calor comparado as demais regiões.

4.3 Radiação de Ondas Curtas e Ondas Longas

As estimativas de radiação de ondas curtas e ondas longas são feitas através de dados obtidos por satélites do projeto *Surface Radiation Budget*. Apresentamos aqui as médias anuais e os diagramas de Hovmöller para a região de estudo.

A energia solar que chega na Terra na forma de radiação de ondas curtas varia em média de 180 a 260 $W.m^{-2}$ no Atlântico Sul, Figura 4.17. Estes valores são baseados numa série temporal de 20 anos, de 1984 a 2004. A radiação de ondas curtas que chega até a superfície depende de fatores como a distribuição da energia com a latitude, albedo e cobertura de nuvens. Na região de estudo, podemos observar que a distribuição da radiação está altamente correlacionada com a cobertura de nuvens, (Rossow and Schiffer 1991). Em média, existe um máximo na radiação incidente em aproximadamente 10°S e não sobre as regiões mais próximas ao equador. Por ser uma região constantemente mais quente, há uma maior formação de nuvens no equador, o que diminui a incidência da radiação de ondas curtas. O mínimo de cobertura de nuvens ocorre justamente próximo a 10°S. A cobertura de nuvens aumenta em direção ao sul e no lado leste da bacia, o que corresponde a uma diminuição da radiação de ondas curtas nessas regiões.

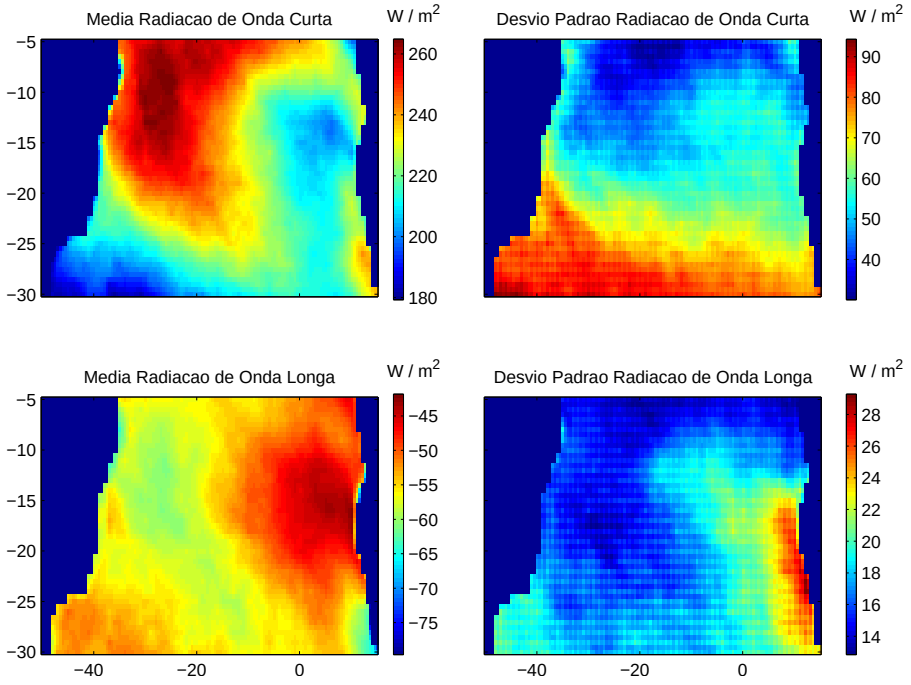

Figura 4.17: Média e desvio padrão da radiação de ondas curtas (superior) e da radiação de ondas longas (inferior) de 1984 a 2004 obtidos pelo projeto *Surface Radiation Budget*, $(W.m^{-2})$.

As variações médias da radiação de ondas curtas são controladas pelo ciclo sazonal. O desvio padrão na Figura 4.17 mostra que a radiação incidente tem variações menores em regiões mais próximas ao equador. Isto sugere que exista uma correlação importante entre o fato que as menores amplitudes anuais da TSM são observadas na região equatorial. Variações maiores são encontradas no setor sudoeste do Atlântico Sul, que corresponde a uma região que apresenta constante atuação de sistemas meteorológicos de latitudes médias.

A perda de radiação de ondas longas pelos oceanos depende da TSM e da cobertura de nuvens, como já foi visto na equação 2.6. Em média, podemos ver que a região centrada em 15°S do lado leste do Atlântico Sul é onde o oceano perde menos energia na forma de radiação de ondas longas, Figura 4.17. Podemos observar através da Figura 4.1 que esta região apresenta uma TSM relativamente baixa e conforme tínhamos observado pelo gráfico da média da radiação de ondas curtas, esta é uma região onde encontramos uma cobertura razoável de nuvens. Como resultado, a perda de radiação de ondas longas é a menor da região de estudo. Já do lado oeste da bacia, nesta mesma latitude, a cobertura de nuvens é menor e as temperaturas são maiores, resultando num aumento relativo da perda de radiação de ondas longas. Similarmente, na parte sudoeste do Atlântico, a cobertura de nuvens é maior porém a TSM é menor resultando também numa perda relativamente alta de radiação.

A feição que mais chama atenção no desvio padrão da radiação de ondas longas no Atlântico Sul é o máximo que ocorre junto à costa africana, ao sul da latitude de 15°S, Figura 4.17. Esta região apresenta variações sazonais na TSM relacionadas com o desenvolvimento de ressurgência costeira, (Garzoli and Gordon 1996; Shannon 1985). Essas variações na TSM provavelmente influenciam a variabilidade da radiação de ondas longas na região.

Por se tratar de uma série temporal relativamente longa, optamos em analisar as vari-

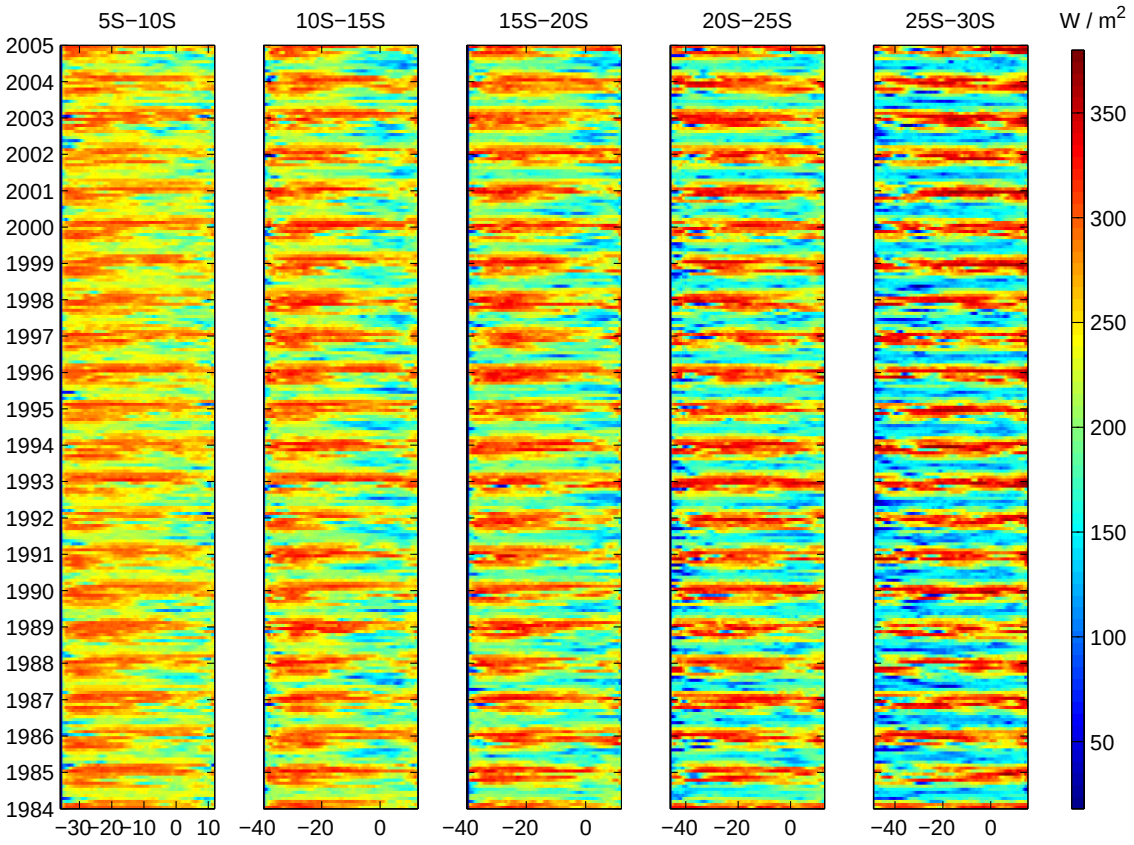

Figura 4.18: Diagrama de Hovmöller para cinco faixas latitudinais da radiação de ondas curtas ($W.m^{-2}$), estimada pelo projeto Surface Radiation Budget, para o período entre 1984 a 2004.

ações interanuais através dos diagramas de Hovmöller, Figuras 4.18 a 4.21. Obviamente a radiação de ondas curtas apresenta um ciclo sazonal bem definido, porém cabe ressaltar que sobre este sinal periódico existem variações interanuais relevantes. A amplitude do ciclo sazonal é maior em direção ao sul. Tanto pelo diagrama de Hovmöller da média da radiação de ondas curtas, Figura 4.18, como pelo da anomalia, Figura 4.19, podemos notar que nas latitudes mais ao sul há maior variabilidade de meso–escala localizada próximo ao contorno oeste do oceano. Isto está relacionado com a presença de cobertura de nuvens que é característico da região.

A evolução temporal da radiação de ondas longas não necessariamente apresenta um ciclo sazonal bem definido devido a sua dependência não linear da TSM e da cobertura

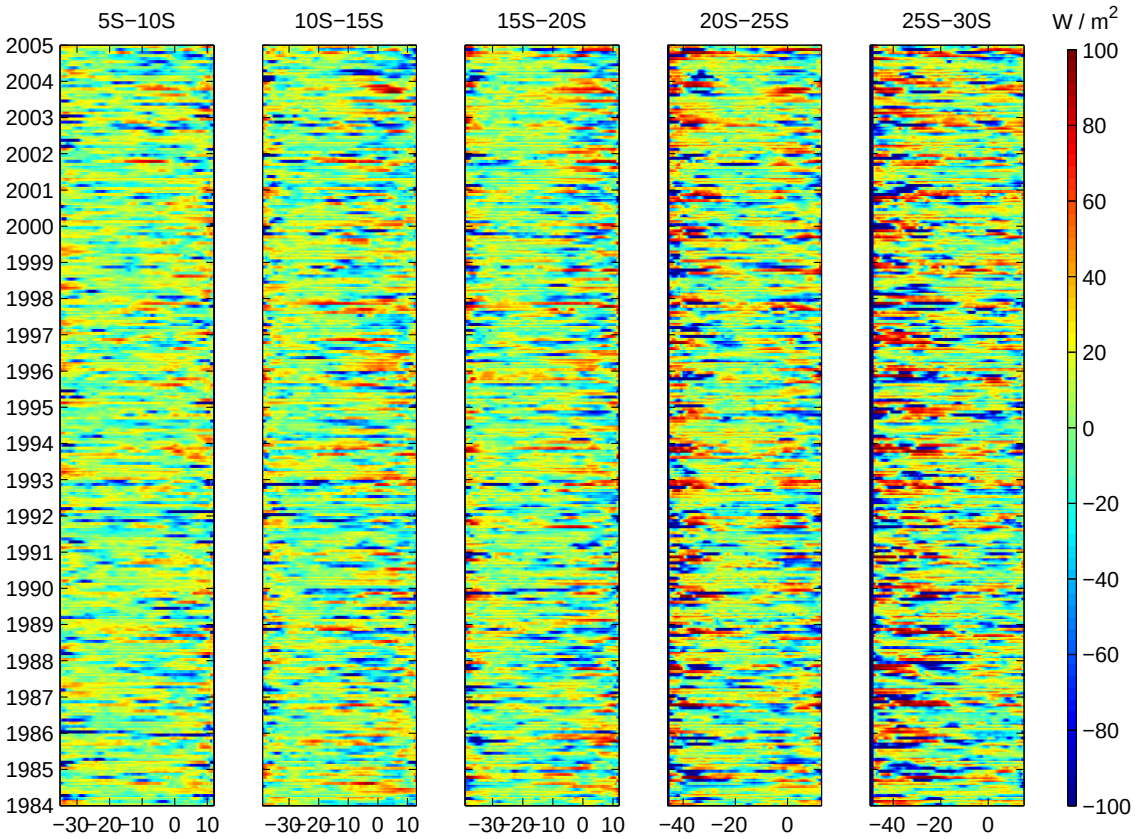

Figura 4.19: O mesmo que a Figura 4.18 mas para anomalia da radiação de ondas curtas ($W.m^{-2}$), com a remoção do ciclo anual, semi–anual e a média.

de nuvens, Figura 4.20. A análise das anomalias da radiação de ondas longas também não revelam flutuações interanuais de larga escala, Figura 4.21.

Os valores encontrados no presente estudo para a radiação de ondas curtas e de ondas longas para o Atlântico Sul concordam com os resultados de Gupta et al. (1999). Este autores compararam médias globais de radiação oriundas do projeto *Surface Radiation Budget* (SRB) com resultados de diversos modelos de circulação e encontraram diferenças significativas, segundo os mesmos estas diferenças foram atribuídas a deficiências nas simulações dos modelos.

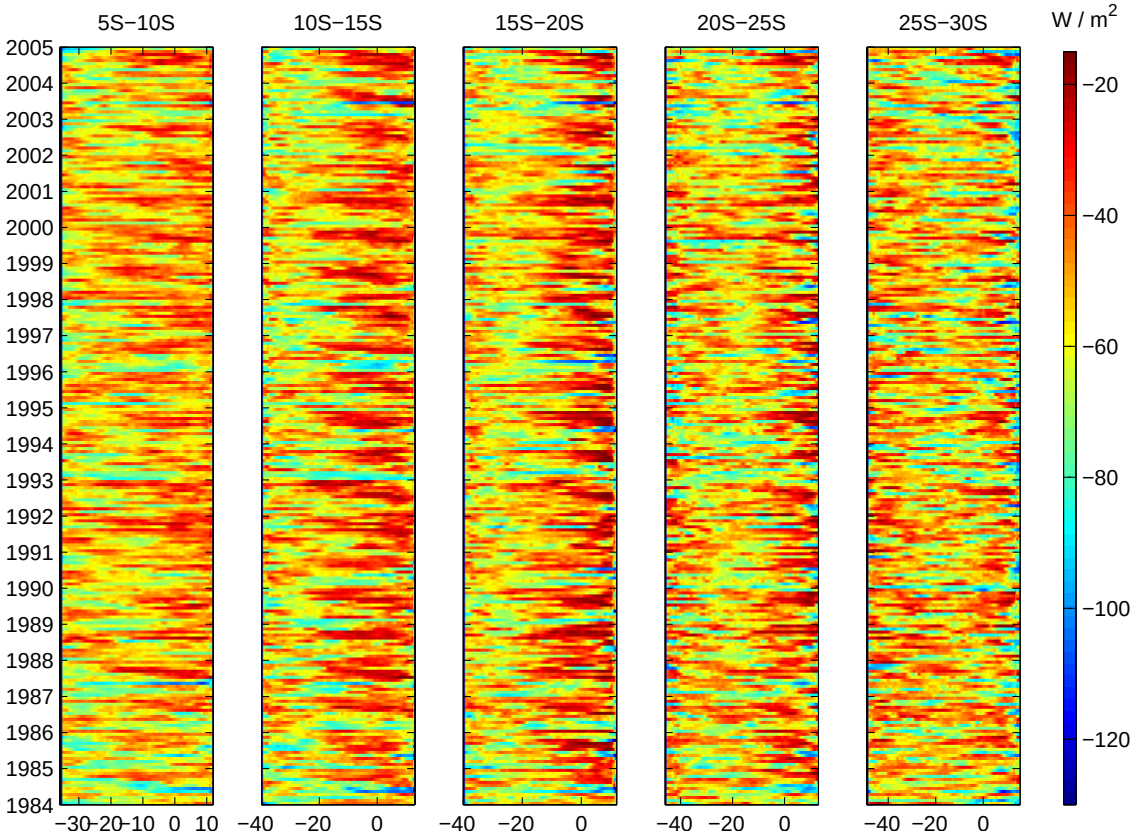

Figura 4.20: O mesmo que a Figura 4.18 mas para radiação de ondas longas ($W.m^{-2}$).

4.4 Fluxos Turbulentos via LKB

Conformo foi descrito na seção de Métodos, Seção 3.2, as componentes do fluxo do calor latente e sensível são estimadas através do algoritmo desenvolvido por Liu et al. (1979), conhecido como o método LKB. Os dados de entrada do algoritmo LKB são a temperatura da superfície do mar, vapor d'água integrado na atmosfera e a magnitude do vento. Todas variáveis são medidas através de satélites e as séries temporais são ajustadas para a mesma resolução. Como resultado, temos o fluxo de calor latente e sensível com resolução diária para grades de 0,25°, no período entre 2000 a 2006. O algoritmo LKB ainda produz os campos de temperatura do ar e umidade através de parametrizações a partir da TSM e do vapor d'água integrado na atmosfera.

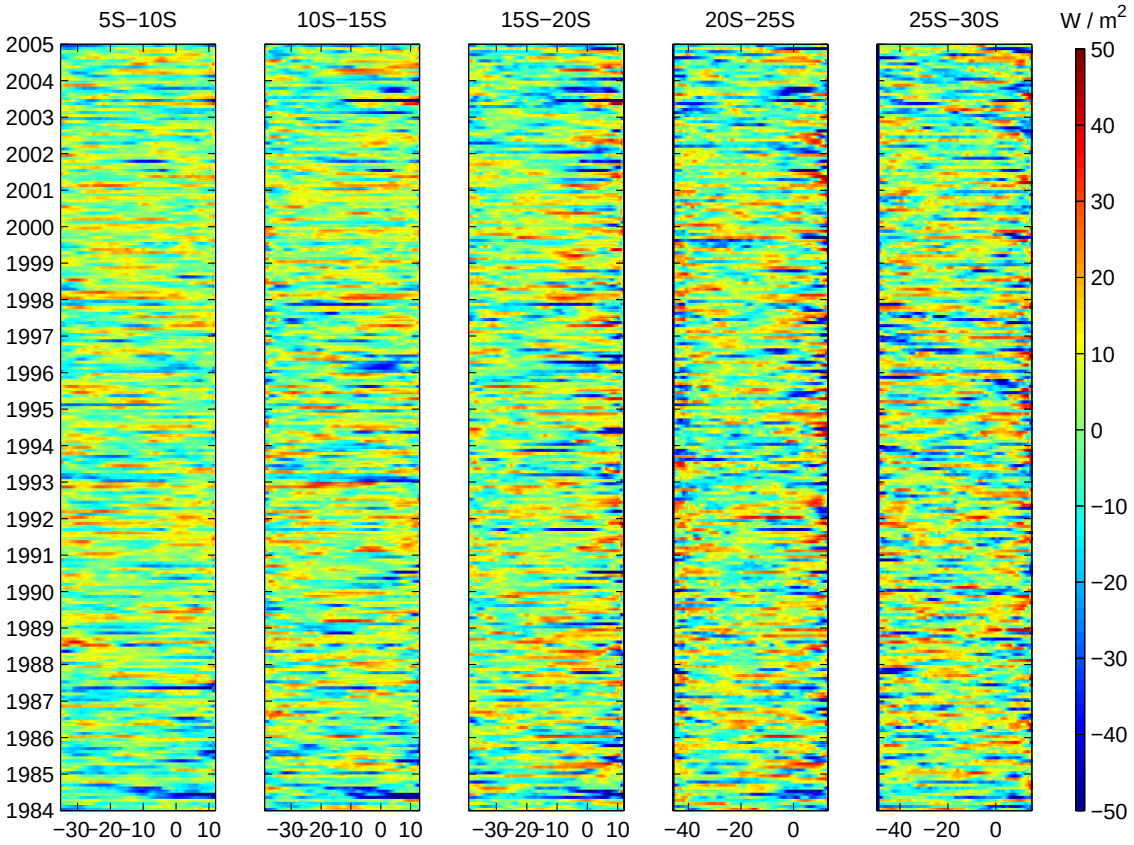

Figura 4.21: O mesmo que a Figura 4.19 mas para radiação de ondas longas ($W.m^{-2}$).

4.4.1 Fluxo de Calor Latente

O Atlântico Sul em média perde calor para a atmosfera por fluxo de calor latente devido a efeitos combinados da velocidade do vento e umidade do ar, Figura 4.22. Podemos observar que há um máximo de perda de calor latente entre 10°S a 15°S e 10°W a 30°W, chegando a exceder 250 $W.m^{-2}$ nesta região. A dependência com a intensidade do vento pode ser comprovada através da análise da Figura 4.13, onde um máximo na intensidade do vento pode ser visto na mesma região. As regiões sudoeste e nordeste da área de estudo apresentam perdas menores de calor latente devido aos ventos serem menos intensos.

As variações interanuais na anomalia do fluxo de calor latente não aparentam seguir nenhum padrão bem definido de variabilidade, Figura 4.23. Observamos que estas variações tem dimensões de escala de bacia, entretanto podemos observar flutuações na anomalia localizadas na parte sudoeste do domínio. Focando na região do Banco de Abrolhos, podemos perceber uma variação bianual na anomalia.

Observamos um ciclo anual bem definido no diagrama de Hovmöller referente ao fluxo de calor latente, Figura 4.24. O oceano ganha calor latente ao lado da costa africana entre 5°S e 15°S alcançando 100 $W.m^{-2}$ no verão. A partir de 15°S esse ganho é reduzido, apresenta perda de calor latente na maior parte do período e o ciclo sazonal já não é tão evidente.

Em concordância com o que já foi observado para a anomalia do vapor d'água, Figura 4.8, e para a anomalia do vento, Figura 4.16, a anomalia do fluxo de calor latente também apresenta o predomínio de variações intrasazonais, Figura 4.25.

4.4.2 Fluxo de Calor Sensível

O fluxo de calor sensível ocorre devido à diferença de temperatura entre a superfície do oceano e a atmosfera. Geralmente, existe um fluxo de calor sensível negativo, isto é, o oceano perde calor para aquecer a atmosfera, Figura 4.22. Observando a média do fluxo de calor sensível, notamos que o sudeste do Atlântico Sul apresenta um máximo na perda desta componente do balanço de calor. Esta região é por onde flui a Corrente de Benguela

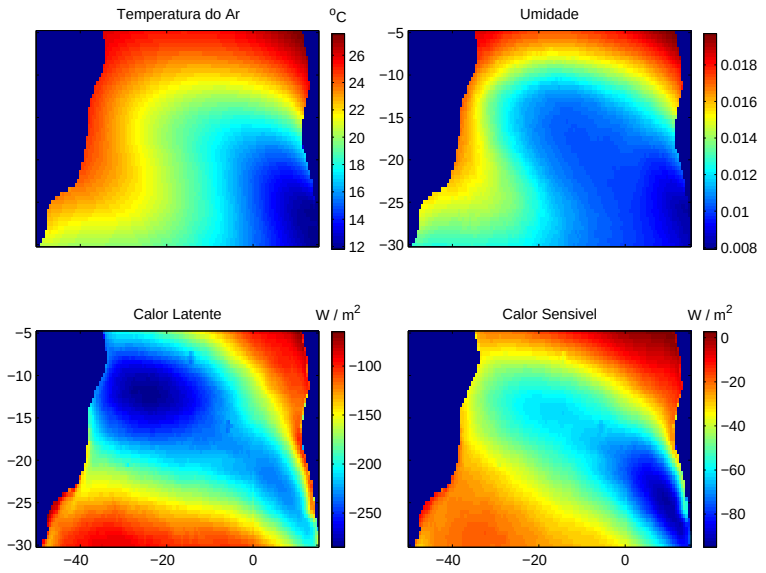

Figura 4.22: Média da temperatura do ar (°C), umidade, fluxo de calor latente e sensível ($W.m^{-2}$), calculados pelo algoritmo LKB, utilizando dados de satélites para o período entre 2000 a 2006.

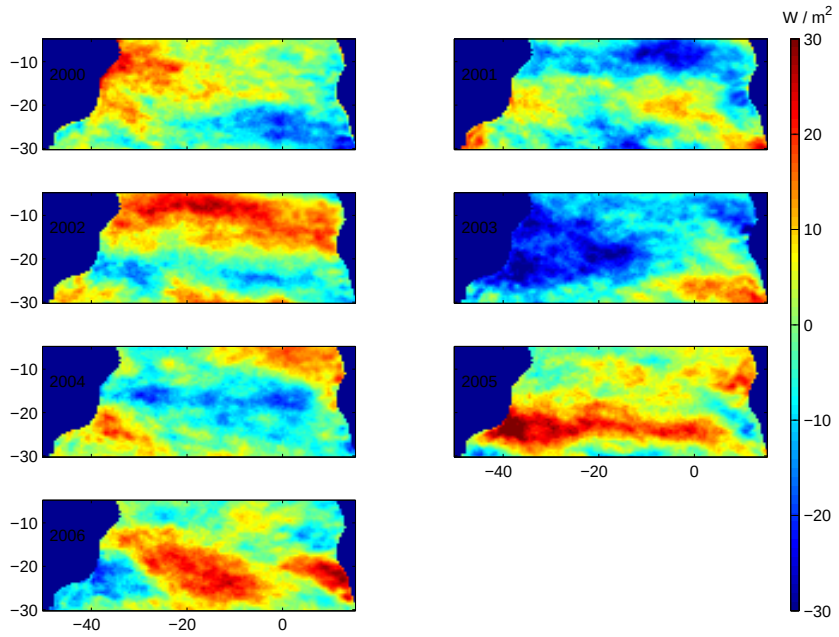

Figura 4.23: Anomalia do fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) calculada pelo algoritmo LKB, em relação à média da série temporal entre 2000 a 2006.

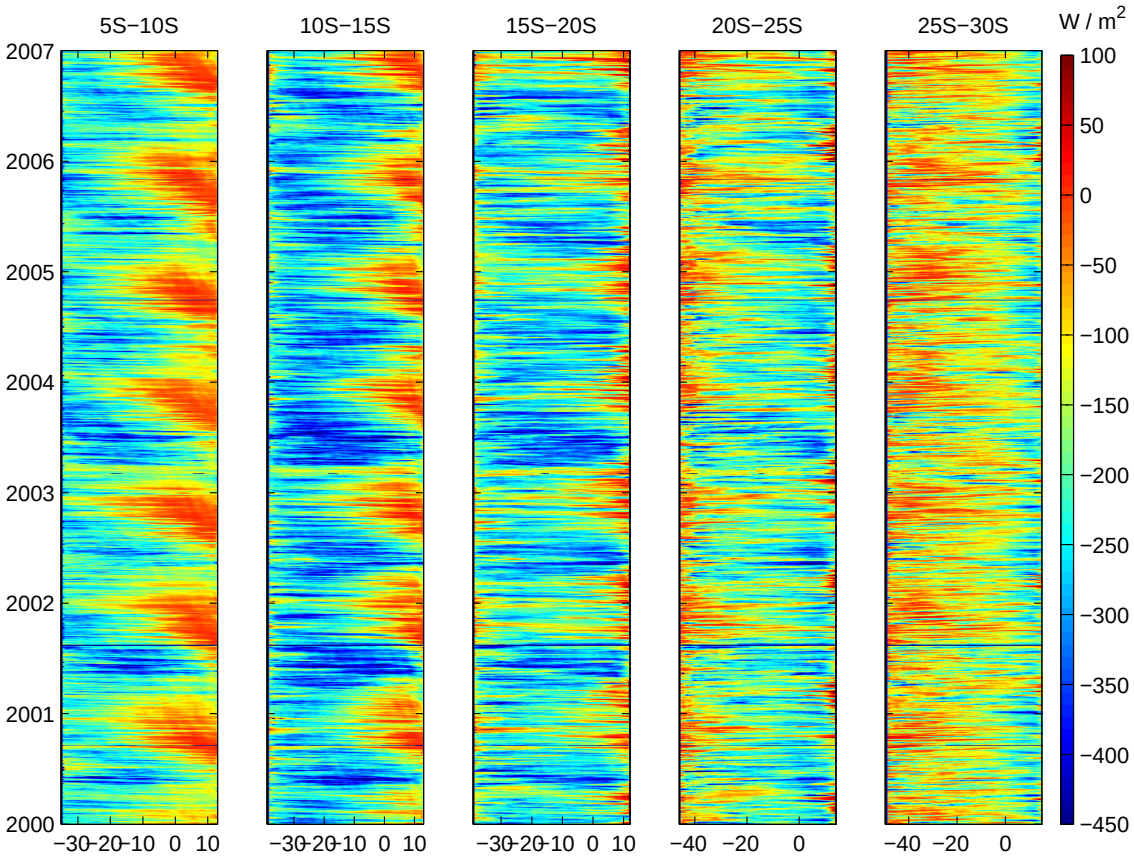

Figura 4.24: Diagrama de Hovmöller do fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) estimado através do algoritmo LKB utilizando dados de satélites, para o período entre 2000 a 2006.

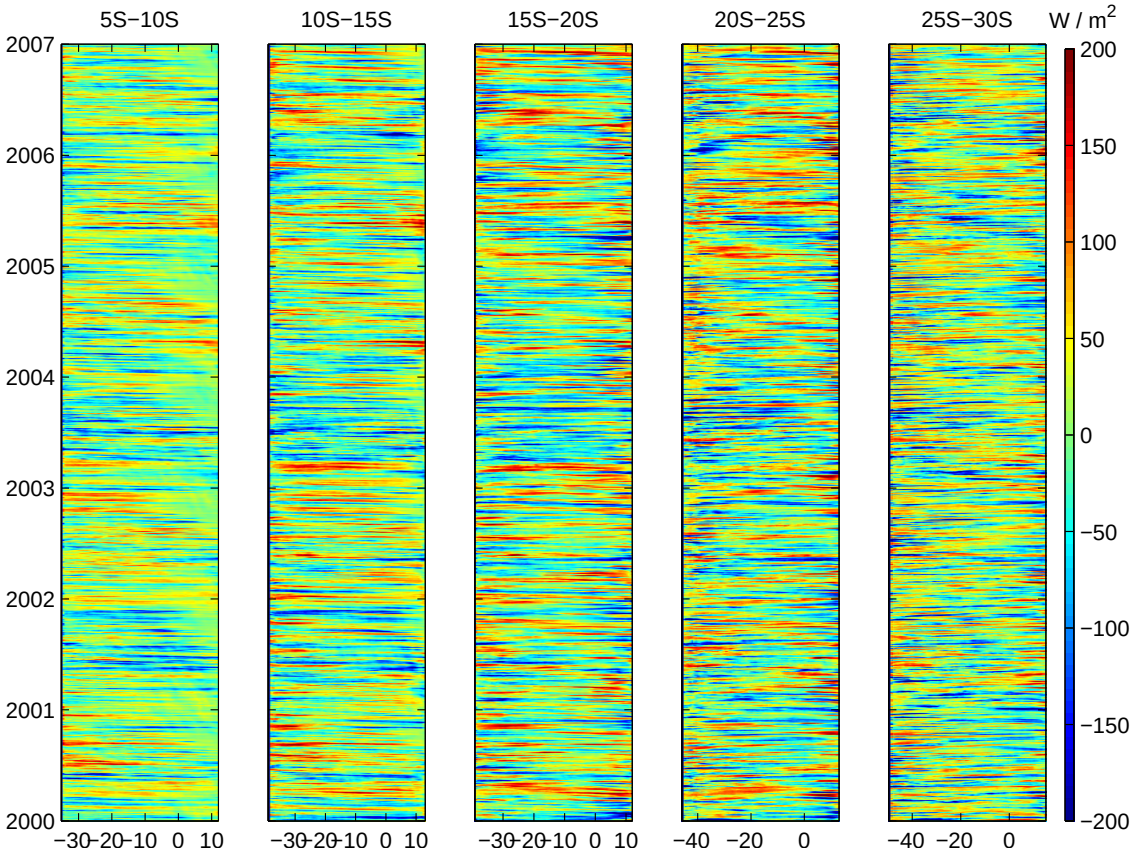

Figura 4.25: O mesmo que a Figura 4.24 mas para a anomalia do fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$), com a remoção do ciclo anual, semi–anual e média.

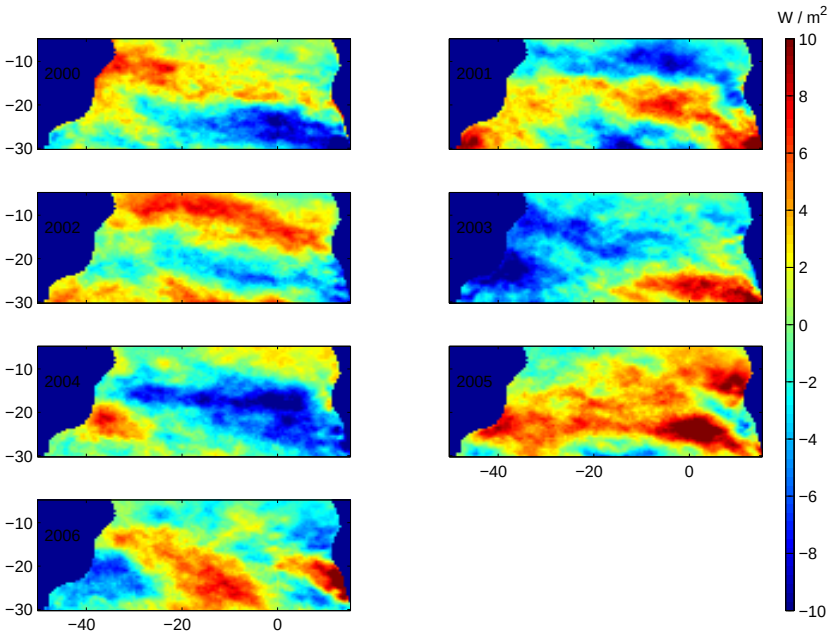

Figura 4.26: O mesmo que Figura 4.23 mas para anomalia do fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$).

que traz águas mais frias à bacia do Atlântico. Porém a temperatura do ar nesta região também é mais baixa, sendo assim a diferença entre as temperaturas na interface não poderia explicar o máximo na perda de calor sensível. O motivo desta grande perda de calor deve ser causada pela ação dos ventos, pois nesta região estes são muito intensos, conforme vimos na Figura 4.13.

Podemos observar também variações espaciais nos mapas anuais de anomalia do fluxo do calor sensível, Figura 4.26. Embora sejam muito menores em magnitude, as anomalias do fluxo de calor sensível apresentam padrões de variabilidade semelhantes aos do fluxo de calor latente.

Como vimos, o Atlântico Sul em média perde calor sensível para a atmosfera. Entretanto podemos observar que existem algumas regiões que, dependendo da época do ano, ganham calor sensível, Figura 4.27. A combinação do ciclo sazonal da TSM e da intensidade dos ventos fazem com que a região próxima à costa africana, ao norte de 20°S, apresentem um ganho de calor sensível nos meses de verão. O diagrama de Hovmöller da anomalia do fluxo de calor sensível mostra o predomínio de flutuações de alta frequência

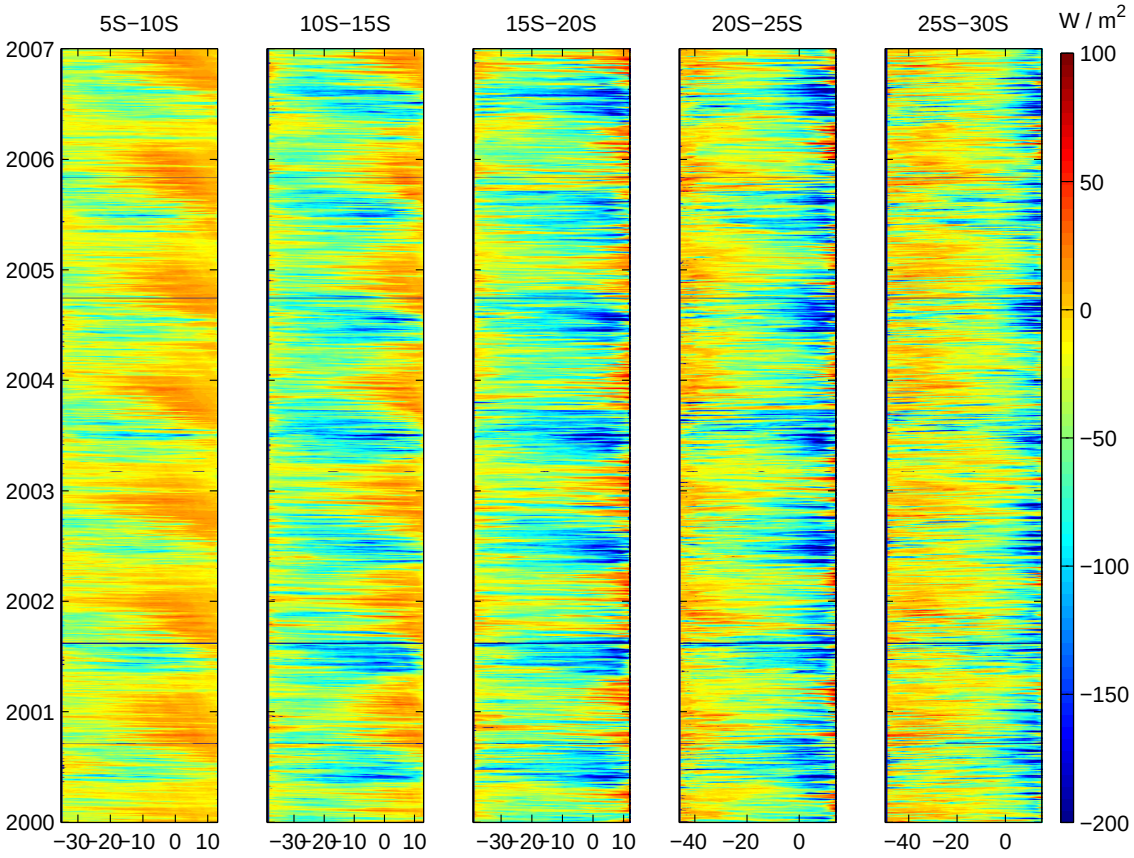

Figura 4.27: O mesmo que Figura 4.24 mas para o fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$).

que dificultam a observação de variações interanuais, Figura 4.28.

4.4.3 As variáveis de entrada e os fluxos turbulentos

O cálculo dos fluxos de calor latente e sensível através do algoritmo LKB utilizada dados de TSM, vapor d'água integrado na atmosfera e magnitude do vento medidos por satélites. Outras duas variáveis são necessárias para o cálculo dos fluxos turbulentos: a umidade e a temperatura do ar na superfície.

A equação do calor latente depende da umidade relativa do ar, porém esta não é medida por satélites. A alternativa é a parametrização da umidade através dos dados de vapor d'água. A umidade relativa do ar, Figura 4.22, segue um padrão de variabilidade espacial semelhante ao vapor da água integrado na atmosfera, Figura 4.5.

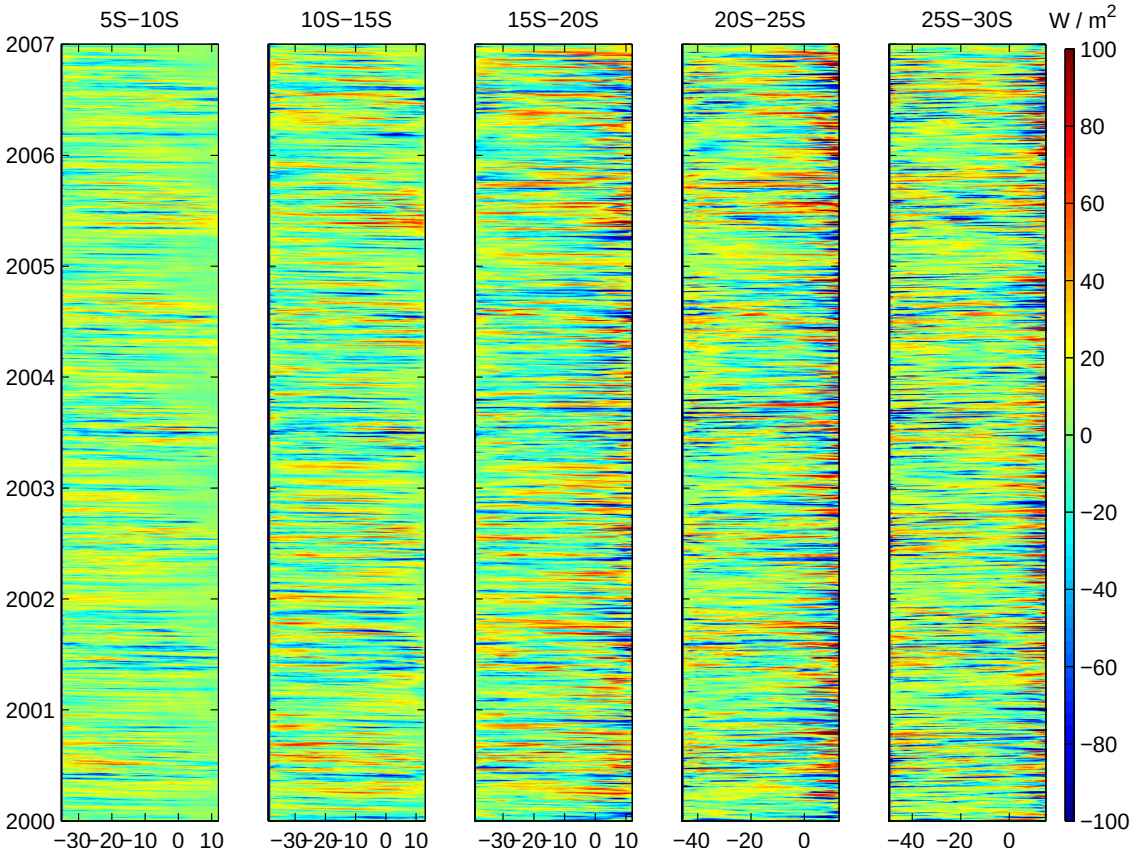

Figura 4.28: O mesmo que Figura 4.25 mas para anomalia do fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$).

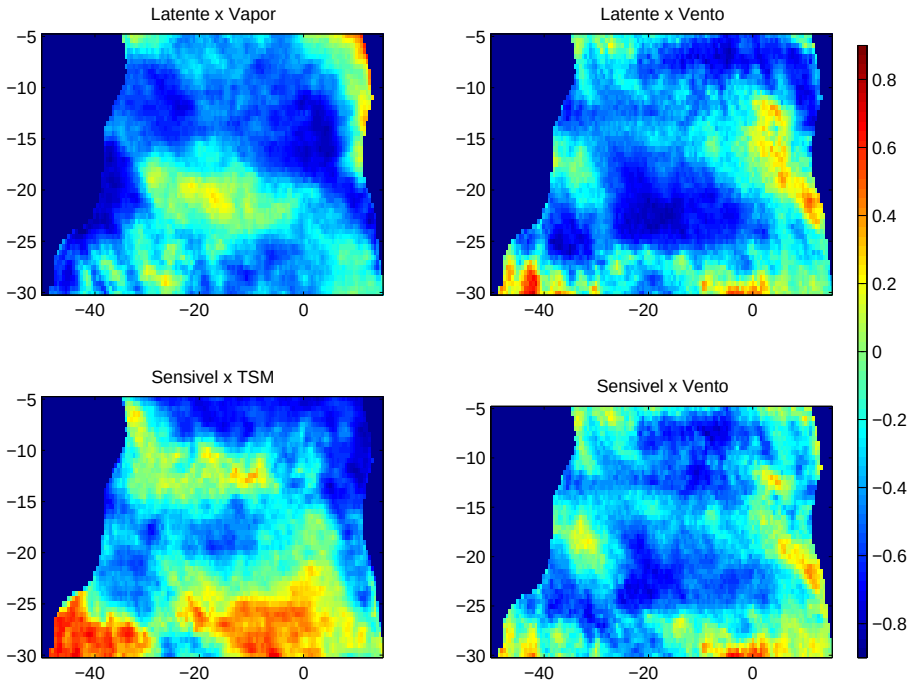

Figura 4.29: Correlação estatística do fluxo de calor latente e sensível estimados pelo algoritmo LKB com suas respectivas variáveis de entrada medidas por satélites, TSM, vapor ou vento, para o período entre 2000 a 2006.

Diferenças da temperatura do ar em relação à temperatura da superfície do mar indicam processos de troca de calor sensível na interface. Entretanto, a temperatura do ar também necessita ser parametrizada a partir da TSM e da umidade. A média da temperatura do ar varia de 12°C, próximo à costa da África entre 25°S e 30°S, e 27°C em 5°S, Figura 4.22.

As variáveis de entrada no cálculo do fluxo de calor latente e sensível são a TSM, o vapor d'água integrado e o vento. Vamos investigar qual dessas variáveis exerce maior influência na determinação dos padrões de variabilidade observados nas trocas de calor turbulento. Desta forma, correlacionamos as variáveis de entrada com os fluxos de calor latente e sensível, Figura 4.29. A princípio, esperamos que as correlações seja altas pois os fluxos são dependentes dos dados de entrada. A intenção da análises das correlações neste caso é determinar se a contribuição de cada variável é homogênea no espaço.

A correlação entre o calor latente e o vento é negativa em grandes extensões do Atlân-

tico Sul, principalmente nas latitudes mais baixas nas proximidades da costa africana e na região central da bacia. Correlações negativas neste caso significam que quanto maior a intensidade do vento, maior a perda de calor latente. Em alguns pontos do oceano, as correlações chegam a -0,8. Correlações positivas significantes são encontradas na parte sudoeste do domínio.

A correlação da TSM com o fluxo de calor sensível alcança valores significativamente altos entre 25°S a 30°S, próximo a costa brasileira, atingindo até 0,7. Altas correlações negativas com a TSM, ($>$ 0,7), também são encontradas ao longo da costa africana. Na maior parte da região central da bacia, as correlações do fluxo de calor sensível com o vento são negativas, em torno de 0,7.

Analisando os mapas das correlações, podemos observar que dependendo da região, o vento, o vapor d'água ou a TSM exercem maior influência no cálculo do fluxo turbulento. Yu et al. (2004) verificaram que o relacionamento entre os fluxos e as variáveis relacionadas a este são altamente não-lineares.

4.5 Fluxos Turbulentos via *Bulk Flux*

O algoritmo *Bulk Flux* estima uma correção que deve ser adicionada ao fluxo de calor latente com base em parametrizações da velocidade vertical do vento, temperatura do ar, umidade, calor sensível e latente. Segundo Webb et al. (1980) variações rápidas de temperatura do ar próximas a interface oceano atmosfera causam flutuações na densidade do ar e geram transferências simultâneas de calor turbulento. Para que essas transferências fossem contabilizadas, Webb et al. (1980) desenvolveram uma correção, conhecida como correção de Webb, que deve ser adicionada ao fluxo de calor latente.

A Figura 4.30 aponta que a maior correção encontra-se na região oceânica, em concordância com o fluxo de calor latente que denota esta região com grande perda de calor para atmosfera, Figura 4.22. Podemos concluir que onde existe uma perda de calor latente maior, maior será a correção aplicada, isto é, essas regiões apresentaram uma perda de calor latente maior adicionando a correção de Webb.

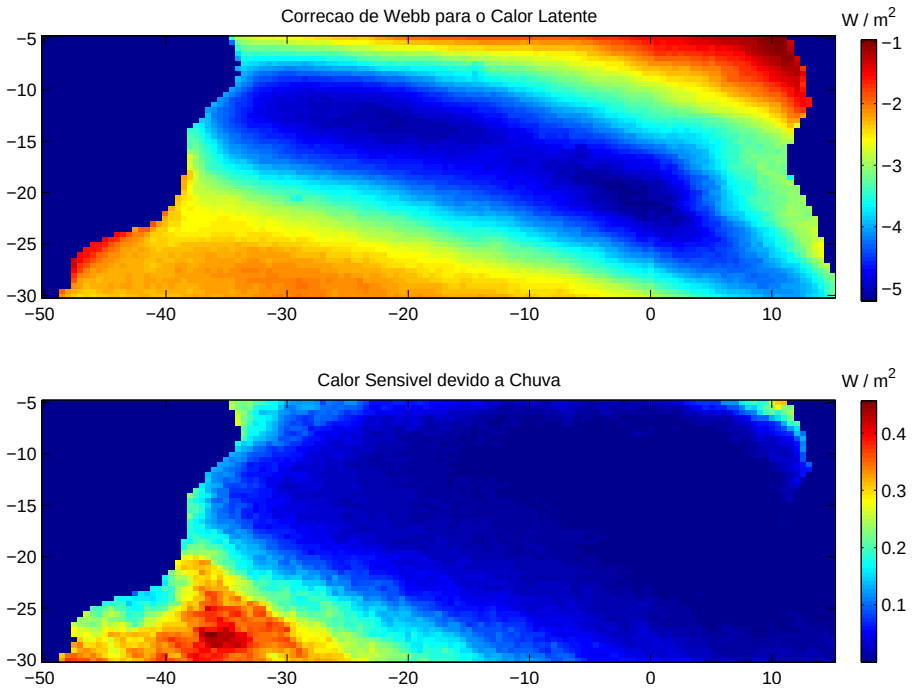

Figura 4.30: Média da correção de Webb para o calor latente (superior) e o fluxo de calor sensível devido a chuva (inferior) estimados através do algoritmo *Bulk Flux*, para o período entre 2000 e 2006, ($W.m^{-2}$).

O diagrama Hovmöller na Figura 4.31 mostra uma variabilidade interanual mais expressiva entre 10°S e 20°S, onde a perda de calor latente final será maior com a correção.

Sabe-se que a precipitação afeta os primeiros metros do oceano, modificando a distribuição de temperatura e salinidade. Fairall et al. (1996) acrescentaram no algoritmo *Bulk Flux* um módulo de cálculo do fluxo de calor sensível devido a chuva, desenvolvido por Gosnell et al. (1995). A média anual do calor sensível devido a chuva, cujo cálculo é baseado na taxa de precipitação, apresenta os maiores valores concentrados no sudoeste do Atlântico, de 20°S a 30°S, Figura 4.30. Podemos observar no entanto, que entre as latitudes de 20°S a 25°S, próximo a região sob a influência da ressurgência costeira de Cabo Frio, há uma anomalia regional na taxa de precipitação. Por conseguinte, a contribuição do calor sensível devido a chuva também é pequena nesta região. De qualquer forma, os valores referentes ao calor sensível devido a chuva são pouco significativos no cálculo do balanço de calor, pois possuem ordem de grandeza de $10^{-1}W.m^{-2}$, Gosnell et al. (1995).

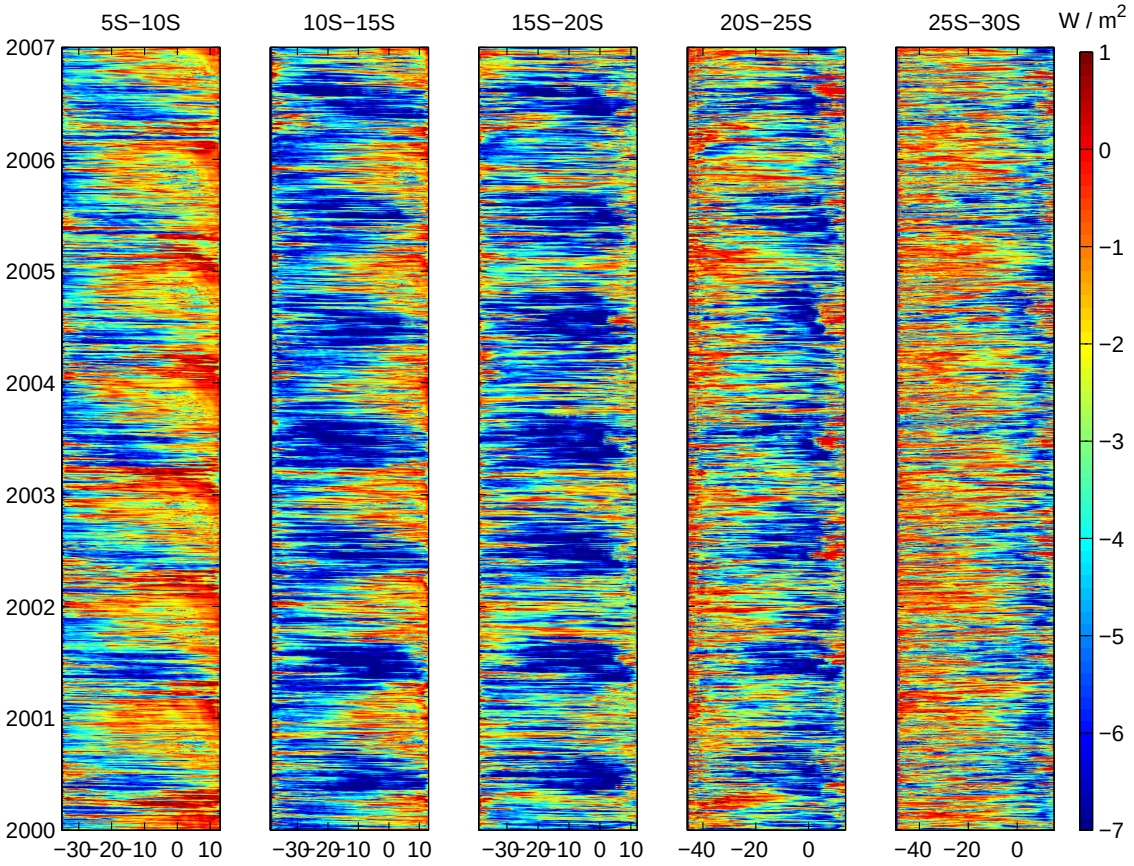

Figura 4.31: Diagrama de Hovmöller da correção do calor latente de Webb ($W.m^{-2}$) estimada pelo algoritmo *Bulk Flux* para o período entre 2000 e 2006.

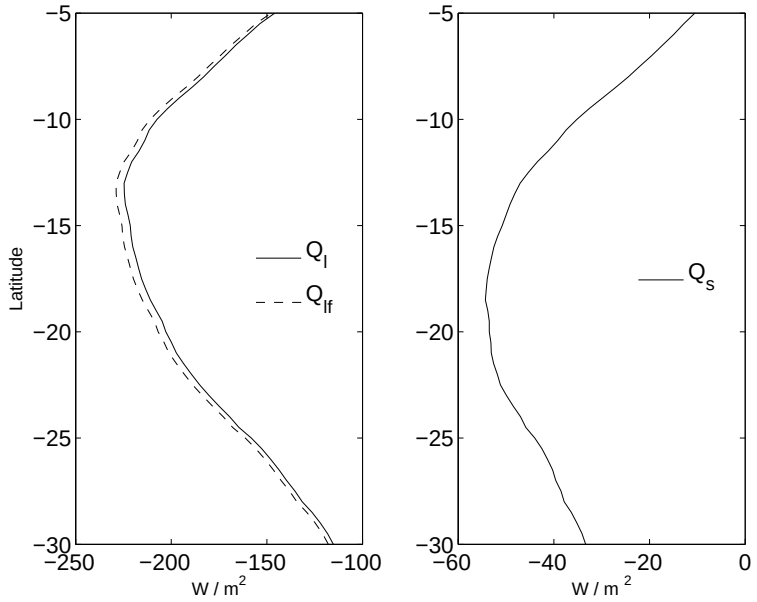

Figura 4.32: Média zonal em função da latitude do fluxo de calor latente estimado pelo LKB e com correção pelo algoritmo *Bulk Flux* (linha tracejada), no painel à esquerda, e o fluxo de calor sensível (painel à direita), ($W.m^{-2}$).

4.5.1 Comparação com outras estimativas de fluxos turbulentos

A Figura 4.32 mostra essa distribuição para os dados utilizados, nesta observamos que a média do calor sensível fica entre -10 a -50 $W.m^{-2}$, atingindo valores maiores próximo ao Equador. O calor latente apresenta maior variação, sendo que entre 10°S a 15°S o oceano perdeu mais calor.

Comparamos nossos resultados com Yu et al. (2004) que utilizaram um algoritmo modificado de análise objetiva para combinar medidas e estimativas de dados de diversas fontes e gerar um produto de fluxos de calor turbulento para o Atlântico. Para tanto estes autores combinaram dados de satélite (velocidade do vento e umidade do ar do *Special Sensor Microwave Imager* (SSM/I) e TSM do *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR)) com campos das variáveis básicas do fluxo dadas pela climatologia do *Southampton Oceanography Centre* (SOC), modelos do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP2), do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) e os fluxos do *Woods Hole Oceanographic Institution* (WHOI). As componentes

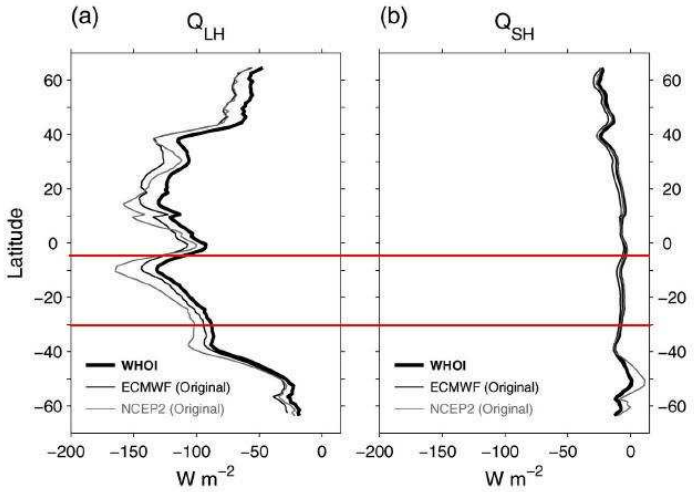

Figura 4.33: Fluxo de calor latente (a) e sensível (b) do WHOI, ECMWF e NCEP2, calculado por Yu et al. (2004), ($W.m^{-2}$).

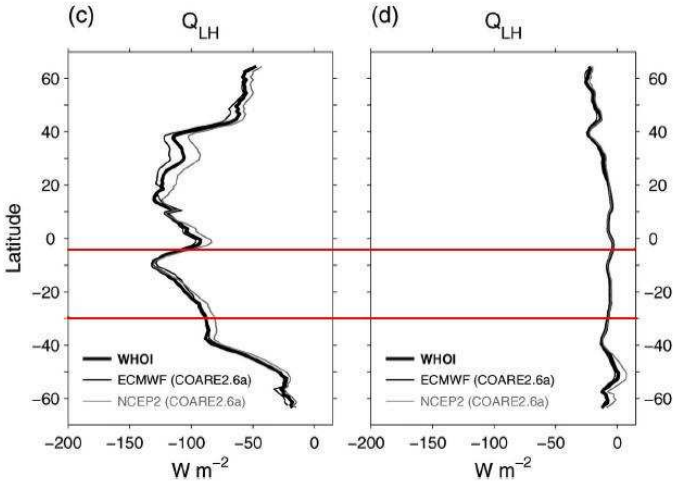

Figura 4.34: O mesmo que Figura 4.33 utilizando o algoritmo Bulk Flux, ($W.m^{-2}$).

do fluxo de calor turbulento foram estimadas utilizando o algoritmo *Bulk Flux*.

Acrescentamos algumas figuras extraídas de Yu et al. (2004) para compararamos diretamente com os resultados encontrados no presente trabalho. Para facilitar a comparação dos resultados marcamos com uma linha vermelha a região estudada por nós nos gráficos feitos por Yu et al. (2004). Examinando as diferenças entre as Figura 4.32 e 4.33, vemos que a perda de calor máxima no presente estudo ocorre entre 10°S a 15°S, chegando até -210 $W.m^{-2}$ enquanto que nos resultados encontrados por Yu et al. (2004), para esta região, chegam até -140 $W.m^{-2}$ para WHOI e -160 $W.m^{-2}$ para ECMWF e NCEP2.

Comparando o fluxo de calor latente corrigido pelo *Bulk Flux* deste trabalho com o calor latente corrigido pelo mesmo algoritmo de Yu et al. (2004), Figura 4.34 vemos que a diferença fica em torno de 30 $W.m^{-2}$. Selecionemos um ponto, em 30°S encontramos cerca de 115 $W.m^{-2}$ e Yu et al. (2004) aproximadamente 85 $W.m^{-2}$.

Segundo Yu et al. (2004) todas as climatologias apontaram para uma perda de calor latente sobre as áreas subtropicais do Atlântico norte e sul. Foram encontradas semelhanças entre WHOI e SOC, sendo que ECMWF e NCEP2 apresentaram 20 a 50 $W.m^{-2}$ mais fortes do que estas. Muitos estudos tem identificado essa superestimativa. Kubota et al. (2003) compararam o fluxo de calor latente dos seguintes conjuntos de dados: *Hamburg Ocean-Atmosfere Parameters and Fluxes from Satellite Data* (HOAPS), *Goddard Satellite-Based Surface Turbulent Fluxes* (GSSTF), *Japanese Ocean Flux Data Sets with Use of Remote Sensing Observations* (J-OFURO), ECMWF, NCEP1 (NCEP-NCAR) e dados *in situ* do Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS), e encontraram diferenças nos campos de calor latente. Segundo os mesmos, estas ocorrem devido as diferenças nas resoluções espaciais e temporais dos dados e, principalmente, na formulação *bulk* utilizada ((Smith 1988), (Chou 1993) e (Kondo 1975)). As diferenças usando estas climatologias combinado a estas formulações variaram em até 80 $W.m^{-2}$.

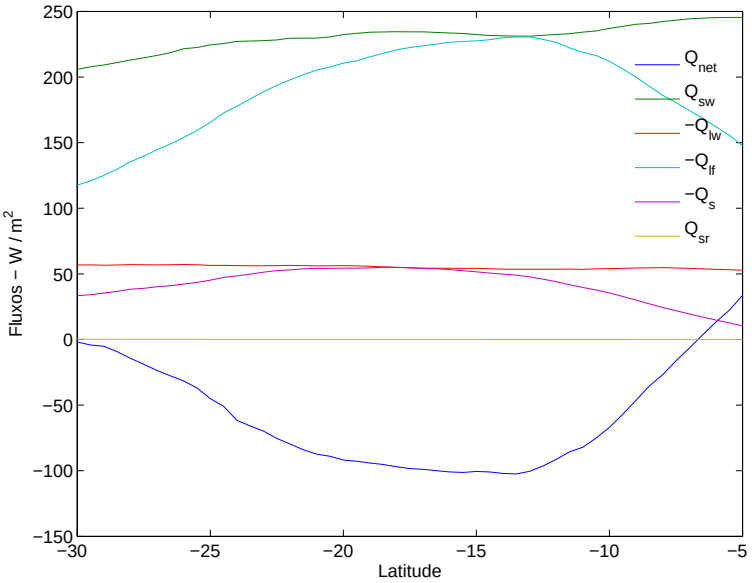

Figura 4.35: Média zonal das componentes do balanço de calor pela superfície no Atlântico Sul em função da latitude, $(W.m^{-2})$.

4.6 Cálculo do Balanço de Calor pela Superfície

O balanço de calor pela superfície para o Atlântico Sul é calculado baseado na equação 2.3. Os maiores termos da transferência de calor são a radiação de ondas curtas e o fluxo de calor latente, como podemos ver na média zonal em função da latitude na Figura 4.35. Estes foram os mais significativos, da ordem de 100 $W.m^{-2}$, em seguida o calor sensível e a radiação de ondas longas, ordem de 10 $W.m^{-2}$, e o calor sensível devido a chuva é desprezível.

O fluxo de calor latente tem características relevantes na compreensão do clima pois este inclui o vapor d'água que é advectado livremente de um lugar para outro, Kubota et al. (2003). Além disso, o calor latente apresenta alta variabilidade interanual e espacial, sendo que a radiação de onda curta depende basicamente da insolação e sua distribuição é zonal e a variação no tempo é predominantemente sazonal.

A Figura 4.36 mostra o mapa médio do balanço de calor na superfície entre 2000 a 2004 (período comum das varíaveis utilizadas no cálculo). A região próxima ao Equador e da costa africana apresenta ganho de calor expressivo comparado as demais regiões, com

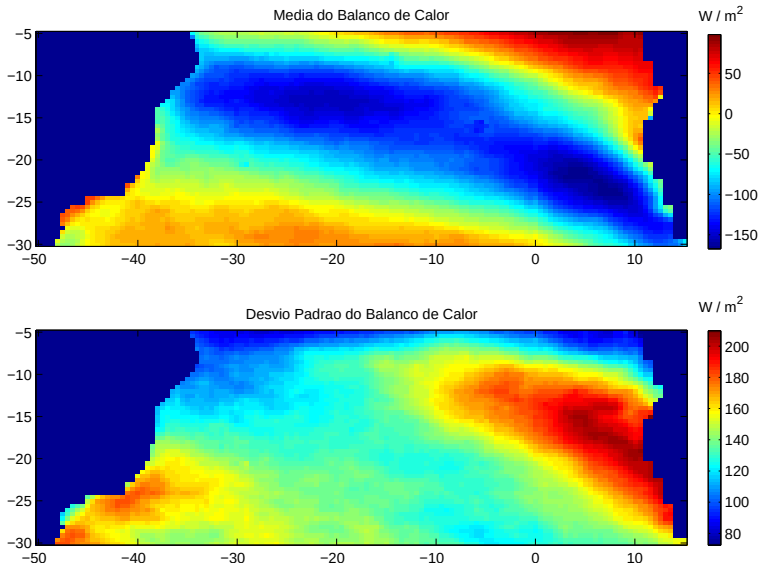

Figura 4.36: Média (superior) e desvio padrão (inferior) do balanço de calor na superfície entre 2000 e 2004, ($W.m^{-2}$).

o aumento da latitude esse ganho diminui. Sendo que a parte central da área de estudo revela uma perda de calor para atmosfera, principalmente 20°S a 25°S - 0°E a 10°E, concordando com as regiões que possuem perda significativa de calor latente, Figura 4.22.

O balanço de calor na superfície apresenta um ciclo anual bem definido, Figura 4.37, entre 5°S a 10°S na costa leste o oceano ganha calor, alcançando até 400 $W.m^{-2}$. A partir de 20°S essa posição inverte-se, e a costa oeste passa a ter ganhos de calor mais expressivos e a costa leste passa a perder calor. Na maior parte do período analisado o Banco de Abrolhos indica uma alternância entre ganho e perda de calor, entre o verão e o inverno austral. A anomalia do balanço de calor, Figura 4.38, apresenta o domínio de sinais de curto período em concordância com o que já foi observado para a anomalia do calor latente que também apresenta o predomínio de variações intrasazonais, Figura 4.25.

Há variações significativas na anomalia do balanço de calor, Figura 4.39, que alcançam mais de 40 $W.m^{-2}$. Além disso observamos o que parece ser um padrão bianual próximo a costa leste e oeste, onde ocorre um ganho de calor alternado com uma perda.

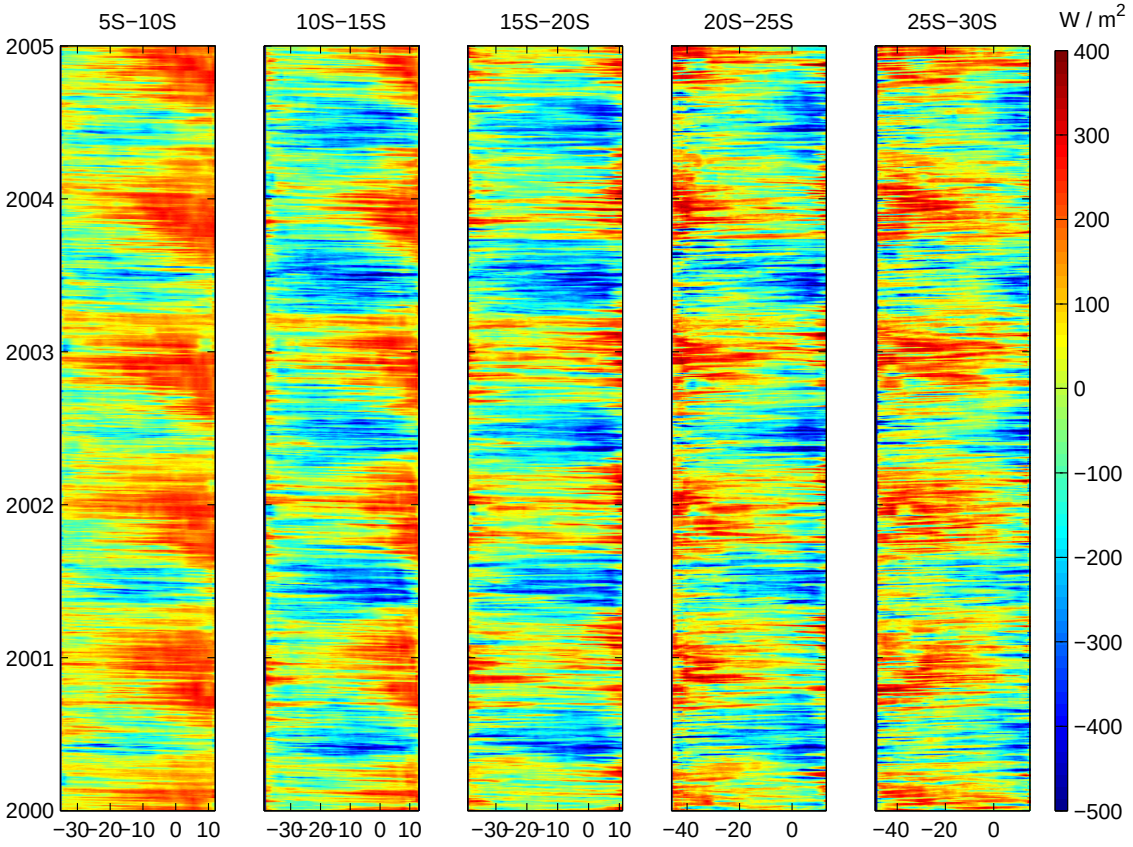

Figura 4.37: Diagrama de Hovmöller do balanço de calor na superfície, ($W.m^{-2}$), entre 2000 e 2004.

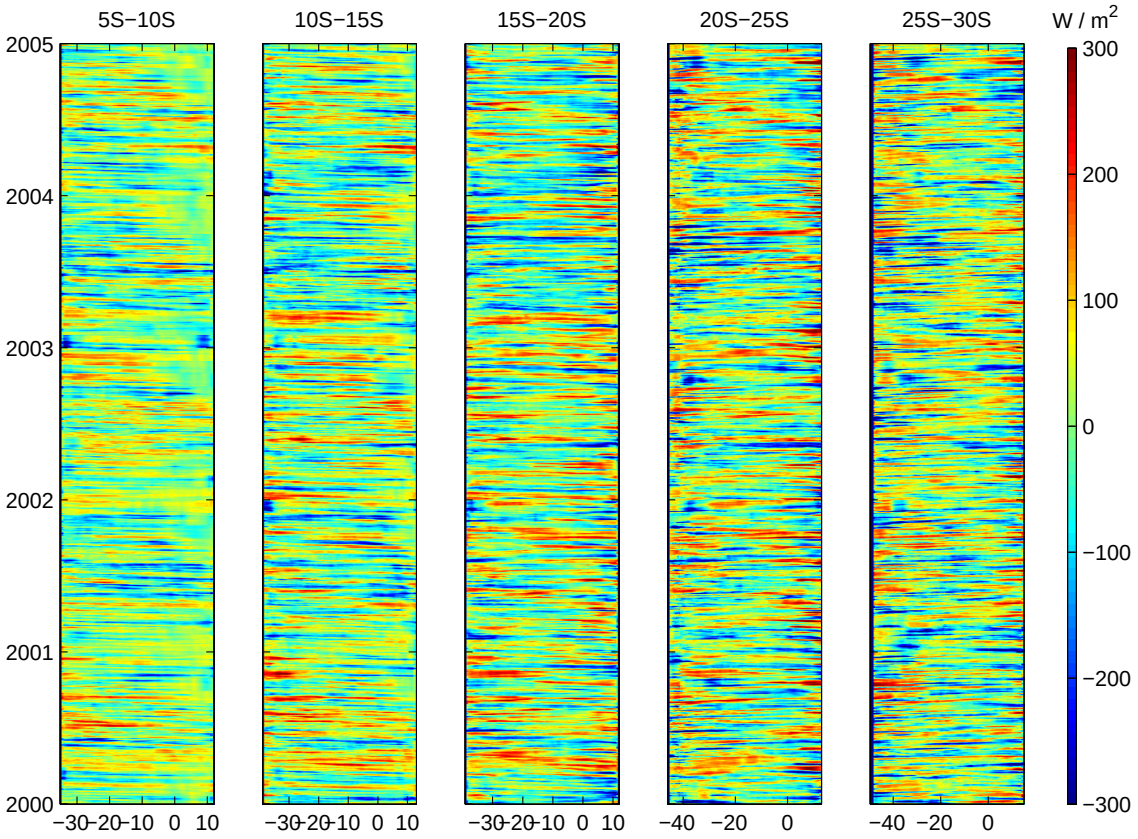

Figura 4.38: Mesmo que Figura 4.37 mas para a anomalia do balanço de calor, $(W.m^{-2})$.

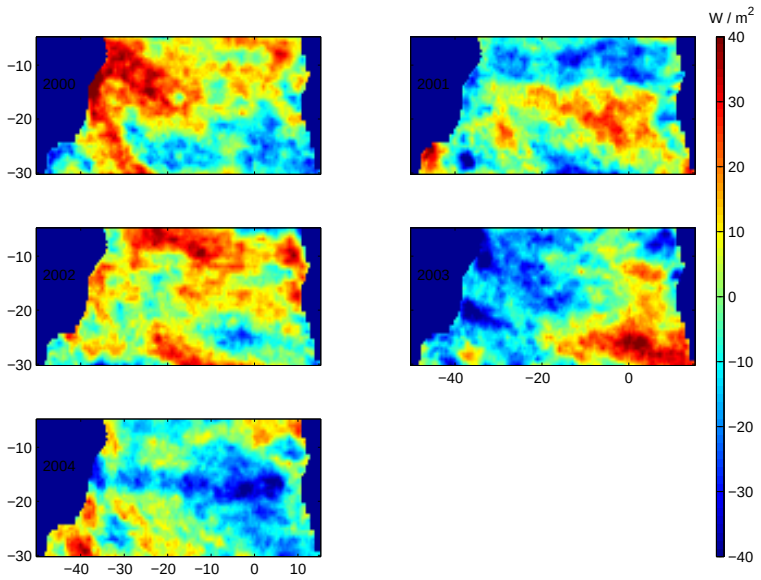

Figura 4.39: O mesmo que Figura 4.28 mas para a anomalia do balanço de calor, $(W.m^{-2})$.

Tabela 4.1: Descrição do valor médio e a estimativa do erro associado a cada medida.

Variável	Média ± Erro
TSM	23,7 ± 0,5
Vapor	28,5 ± 1,2
Precipitação	0,032 ± 0,001
Vento	5,8 ± 0,5
Ondas Curtas	227 ± 10
Ondas Longas	-54 ± 10
Calor Latente	-182 ± 22
Calor Sensível	-42 ± 4
Balanço de Calor	-57 ± 24

4.6.1 Erros e Propagação de Incertezas

As medidas de satélites empregadas neste trabalho apresentam um erro associado. O erro associado a medida do vetor de vento obtida do QuikSCAT é 0,5 $m.s^{-1}$, Ebuchi et al. (2002). A TSM apresenta um erro de 0,5 °, o vapor d'água de 1,2mm, e a precipitação de 0,001 $mm.hr^{-1}$, Wentz (1995). A radiação de onda curta e onda longa tem erro de 10 $W.m^{-2}$, Gupta et al. (1999). A incerteza associada as medidas acima propaga–se para o fluxo de calor latente, sensível e o balanço de calor na superfície, que apresentam erro de 22 $W.m^{-2}$, 4 $W.m^{-2}$ e 24 $W.m^{-2}$, respectivamente. A Tabela 4.1 mostra um resumo das estimativas para o erro associado a cada variável.

4.6.2 Abrolhos

O Banco de Abrolhos é composto por 5 ilhas que localizam-se na região entre 38°W a 39°W e 17°S e 18°S. Com o objetivo de analisar as componentes regionais do balanço de calor que influenciam Abrolhos, focamos na faixa latitudinal entre 15°S a 20°S, Figura 4.40.

Nesta faixa, observamos que o Arquipélago recebe águas mais quentes provenientes da Corrente do Brasil e a TSM média é de 27°C. A taxa de precipitação média é em torno de $0,06mm.hr^{-1}$, porém não tão alta como a da região costeira mais ao sul, que atinge até $0,12mm.hr^{-1}$. O calor sensível devido a chuva apresenta variabilidade semelhante a da taxa de precipitação, não sendo tão alto como das regiões costeiras, ficando em torno

de $0,15W.m^{-2}$. A correção de Webb para o calor latente, aponta uma correção média de $-3W.m^{-2}$ e apresenta padrão semelhante ao fluxo de calor latente. O Arquipélago recebe menos radiação de onda curta comparado a região oceânica, em média 230 $W.m^{-2}$, provavelmente por tratar-se de uma região mais quente (influenciada pela passagem da CB) o que proporciona uma aumento da cobertura de nuvens, impedindo que a região receba radiação. Isto também afeta a radiação de ondas longas, diminuindo sua perda.

Ambas as componentes do fluxo turbulento demonstram estar em concordância com o padrão de vento, isto é, em regiões com ventos mais intensos a perda de calor é maior. O Arquipélago perde calor latente e sensível na média de 200 $W.m^{-2}$ e 30 $W.m^{-2}$, respectivamente. O vento perde intensidade e fica em torno de 6 $m.s^{-1}$, não sofrendo tanta influência dos ventos alísios, que são mais expressivos na região oceânica.

O balanço de calor na superfície foi determinado considerando as componentes relevantes na interface oceano-atmosfera, e como mencionado anteriormente o calor na forma de ondas curtas e o calor latente foram os mais significativos, influenciando também o padrão do balanço de calor na região de Abrolhos. O Banco apresenta um balanço de calor negativo, perdendo calor a taxa de 50 $W.m^{-2}$.

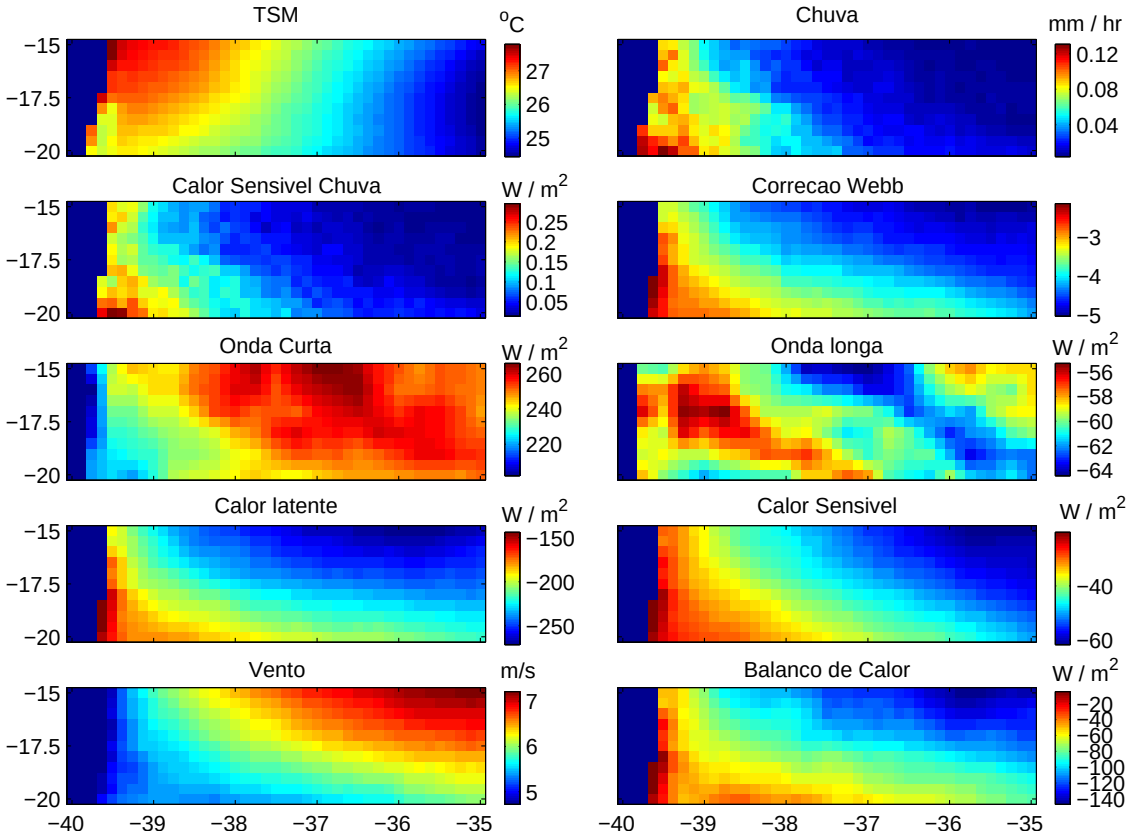

Figura 4.40: Média, calculada para o período entre 2000 a 2004, da TSM, taxa de precipitação, calor sensível devido a chuva, correção de Webb para o calor latente, radiação de onda curta e onda longa, fluxo de calor latente e sensível, vento e do balanço de calor na superfície, para a faixa latitudinal onde se situa o Banco de Abrolhos.

4.7 Variações Interanuais no Atlântico Sul

Com objetivo de analisar a resposta do Atlântico Sul e tropical em relação a fenômenos remotos e estudar a variabilidade temporal de baixa frequência correlacionamos as anomalias da TSM, vento, calor latente e sensível com os índices interanuais remotos, citados anteriormente.

Dentre as variáveis descritas acima, a correlação da TSM com esses índices foi a mais significativa, Figura 4.41. A correlação máxima foi com o índice TSA (Tropical do Atlântico Sul) atingindo 87% e a mínima ocorreu com o NAO (Oscilação do Atlântico

Norte) em fase oposta de 63%. Esperava-se que a maior correlação ocorresse com TSA visto que o mesmo é uma medida da anomalia da TSM entre o Equador e 20°S - 10°E a 30°W, isto é, abrange uma parte da região de estudo.

Na Figura 4.41 ainda vemos que os índices Niño 3.4, ENSO (calculado com base na anomalia da precipitação entre 10°N a 10°S - 160°E a 100°W) e SOI (Índice de Oscilação do Sul representado pela diferença de pressão entre Tahiti e Darwin) apresentaram correlações semelhantes. Segundo Curtis and Adler (2000), inclusive o SOI estando em fase oposta ao Niño 3.4 e ao ENSO está altamente correlacionado com estes. Devido a essa semelhança, optamos por trabalhar com o Niño 3.4 na correlação com as demais variáveis.

Na correlação da TSM com a TSA e a AAO (Oscilação da Antártica) notamos a presença de um dipolo, isto é abaixo de 20°S a correlação torna-se negativa ficando em fase oposta as correlações acima de 20°S. Esse dipolo é referenciado na literatura como gradiente interhemisférico do Atlântico.

Venegas et al. (1997) analisaram a anomalia da TSM e da pressão ao nível do mar, por 40 anos para investigar a variabilidade climática do Atlântico Sul. Utilizando os métodos de Decomposição de Valor Singular (SVD) e de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) encontraram que o primeiro modo acoplado esclarece 63%, e representa as flutuações da estrutura norte-sul do dipolo da TSM. As demais análises mostraram sinais dos efeitos do El Niño na anomalia da TSM.

Goes et al. (2003) mostraram que o modo equatorial é o padrão dominante na variabilidade da bacia do Atlântico e a partir de dados de anomalia da TSM demonstraram que o primeiro modo da EOF representam o aquecimento/resfriamento da bacia, e o segundo refere-se ao Dipolo do Atlântico. Sendo que o primeiro modo justifica 26% dessa variabilidade e o segundo 16% do Dipolo.

Haarsma et al. (2003) também verificaram a existência de um modo dipolar de variabilidade decadal. Estes encontraram que a resposta da atmosfera ao dipolo a anomalia da TSM é sazonal, sendo mais expressiva em 30°W 15°S entre janeiro a março (verão austral). Segundo os mesmos os principais padrões responsáveis por este dipolo são as trocas de fluxo de calor turbulento, transporte de Ekman e vento sendo induzido na camada de

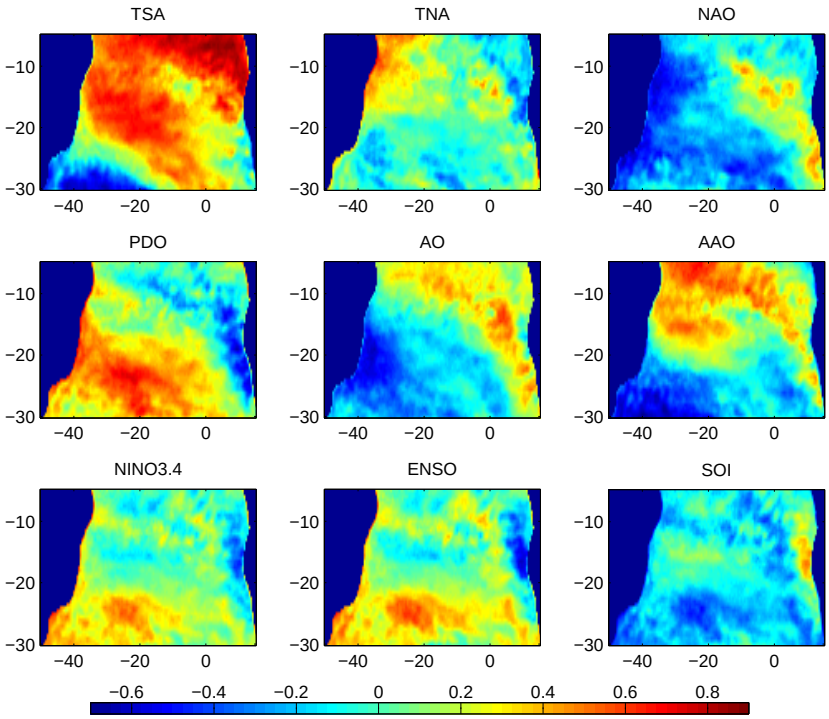

Figura 4.41: Mapas de correlação da TSM com os índices interanuais para o período entre 1998 e 2007.

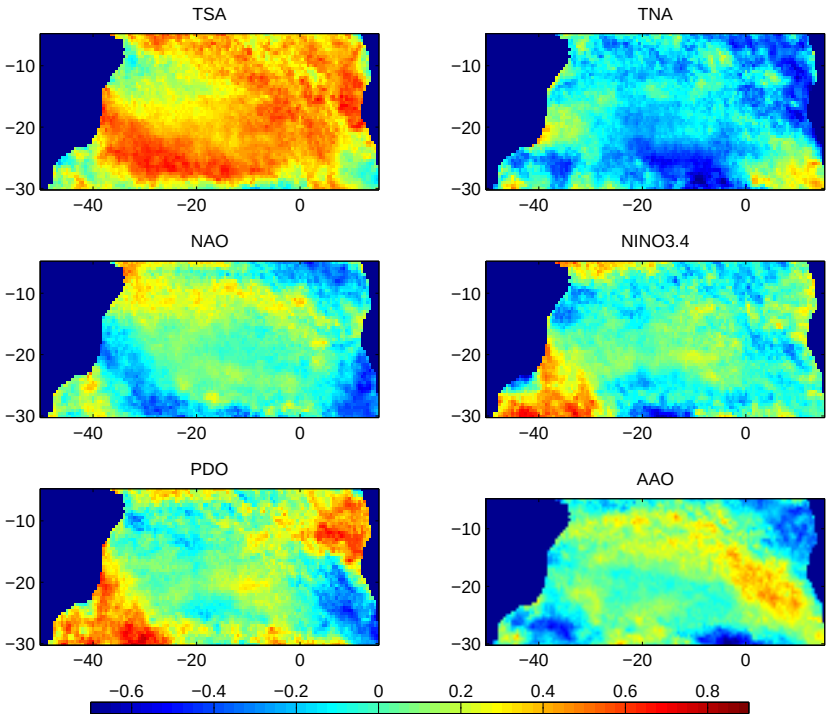

Figura 4.42: Mapas de correlação da magnitude do ventos com os índices interanuais para o período entre 1999 e 2006.

mistura.

O vento apresentou correlação, Figura 4.42, de 79% com o PDO próximo a costa brasileira e da costa africana e com o Niño 3.4 alcançando 74% apenas próximo da costa brasileira. Piola et al. (2005) ao investigar a influência do Rio da Prata no oceano Atlântico descobriram que a variabilidade sazonal da pluma do rio da Prata é dominada pela componente do vento paralela à costa e que em períodos de ocorrência do El Niño as anomalias do vento associadas ao padrão de precipitação local se compensam e fazem com que a pluma do rio se espalhe para fora da costa.

O fluxo de calor latente, Figura 4.43, apresentou forte correlação, 82% com Niño 3.4 em regiões oceânicas, e com o AAO em fase oposta de 77% também em regiões oceânicas. O fluxo de calor sensível, Figura 4.44, mostrou em estar em fase oposta com a TSA próximo a costa, e em fase com o Niño 3.4 na região oceânica, atingindo 84% e 81% de correlação, respectivamente.

Na tabela abaixo, temos um resumo com a máxima correlação estatística obtida em cada variável.

Tabela 4.2: Correlações máximas dos índices interanuais com as componentes do balanço de calor pela superfície no Atlântico Sul.

Índice	TSM	Vento	Calor Latente	Calor Sensível	Balanço de Calor
TSA	0,87	0,72	-0,76	-0,84	-0,86
TNA	0,74	-0,71	0,72	-0,69	-0,91
NINO3.4	0,67	0,74	0,82	0,81	0,56
PDO	0,77	0,79	-0,64	-0,67	0,93
NAO	-0,63	0,55	-0,67	-0,65	-0,75
AAO	0,69	-0,71	-0,77	-0,79	-0,84

Com esses dados podemos concluir que:

- O TSA apresentou grande correlação com a TSM e o vento tanto na região costeira como oceânica, demonstrando estar em fase oposta às demais variáveis. A maior correlação do TNA ocorreu com o balanço de calor.

- O NAO, Niño 3.4 e o PDO demonstraram influenciar a TSM nas regiões costeiras.

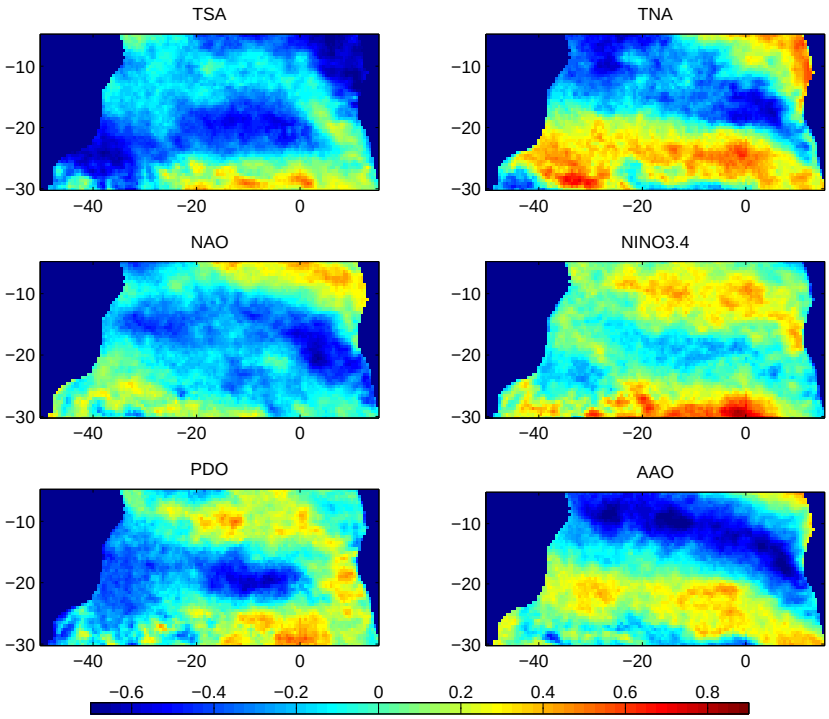

Figura 4.43: Mapas de correlação do fluxo de calor latente com os índices interanuais para o período entre 2000 e 2006.

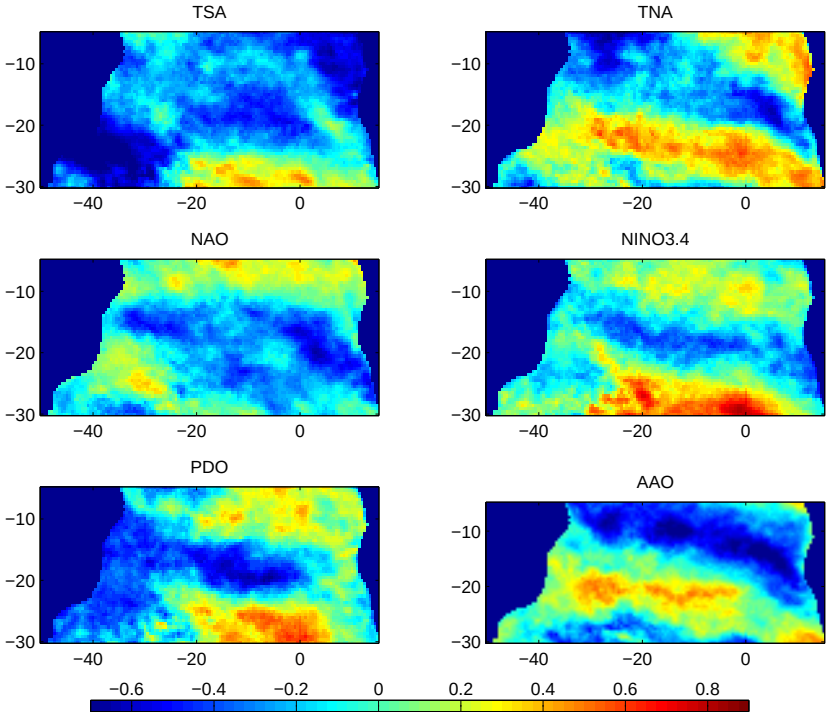

Figura 4.44: Mapas de correlação do fluxo de calor sensível com os índices interanuais para o período entre 2000 e 2006.

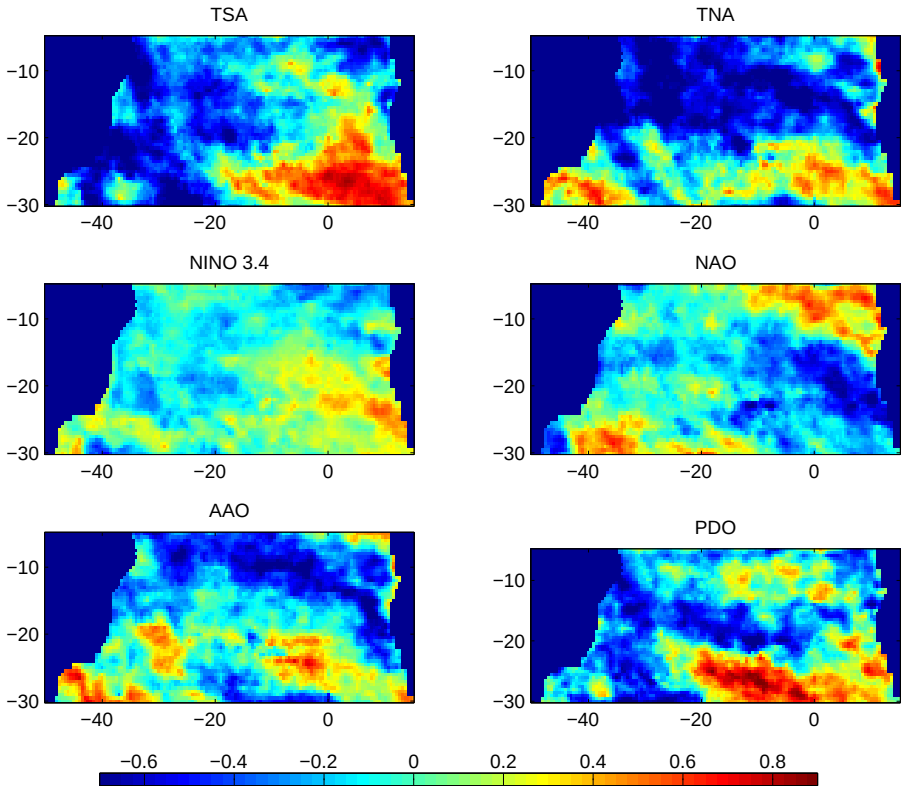

Figura 4.45: Mapas de correlação do balanço de calor na superfície com os índices interanuais para o período entre 2000 e 2004.

- O AAO apresentou correlações significativas com a maior parte das componentes.
- Dentre os índices do Oceano Pacífico, o PDO demonstrou grande influência sobre a TSM da costa oeste.
- Com os mapas criados foi possível concluir que a região costeira e oceânica respondem diferentemente aos índices interanuais.

Apesar do balanço de calor ter obtido correlações elevadas com a maior parte dos termos do balanço de calor, não podemos afirmar que estes influenciam a quantidade de calor que o oceano troca com atmosfera pois a série temporal utilizada possui apenas 5 anos de dados enquanto a maior parte destes índices denota um padrão de variabilidade decadal (exceto NAO). Visto isso as correlações mais significativas são as da TSM, que compreende dez anos de dados, e nos revelam padrões interessantes como o gradiente interhemisférico do Atlântico na correlação com o TSA e AAO.

Capítulo 5

Conclusões

O intuito deste trabalho é investigar a variabilidade das componentes do balanço de calor pela superfície no Atlântico Sul tropical através da utilização de dados de satélites. A principal questão científica é verificar se os processos de trocas de calor pela superfície são governados por variabilidade de larga escala espacial e que respondem à variações interanuais que ocorrem remotamente através de teleconexões transmitidas através da atmosfera.

As componentes do balanço de calor na superfície são a radiação de ondas curtas, radiação de ondas longas e os fluxos turbulentos de calor latente e sensível. Estas componentes são obtidas ou estimadas através de dados de satélites provenientes de diversas fontes. A temperatura da superfície do mar (TSM) é obtida através do radiômetro que opera na faixa de microondas do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). Esse satélite ainda fornece dados de vapor d'água integrado na atmosfera e a taxa de precipitação. Dados do vetor vento são obtidos do satélite escaterômetro QuikSCAT. Estimativas da radiação solar de ondas curtas que chega até a superfície do mar e a radiação terrestre emitida de ondas longas são obtidas do projeto *Surface Radiation Budget*. A utilização combinada destes dados possibilita o cálculo do balanço de calor na superfície do Atlântico Sul tropical, numa área entre 5°S a 30°S, para o período de 2000 a 2004.

Dentre os métodos encontrados na literatura, optamos em utilizar a formulação proposta por Liu et al. (1979) para o cálculo do fluxo de calor latente e sensível, referido

no manuscrito como o algoritmo LKB. Este método é considerado o mais preciso na estimativa dos fluxos turbulentos e da tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície. O método leva em consideração fatores físicos como o estado do oceano, altura da medição das variáveis, estratificação da densidade da atmosfera, além do convencional que é somente a velocidade do vento, para a determinação dos coeficientes de transferência relacionados com os fluxos de calor e de momentum. Fairall et al. (1996) aperfeiçoaram o método LKB incluindo uma correção para o calor latente e o fluxo de calor sensível devido à precipitação. Este método é referido no trabalho com *Bulk Flux*.

As séries temporais dos diferentes dados de satélites têm comprimentos variados. Desta forma, optamos em utilizar as séries completas na análise das variáveis de entrada, e as séries reduzidas, para o período em comum, na análise dos fluxos calculados. A análise das variáveis é feita em termos da variabilidade espacial da média de longo–termo estimado pelo período completo da série temporal, e das variações interanuais observadas nas médias anuais. Variações interanuais são também analisadas nos gráficos da evolução temporal em função da longitude, também conhecidas como diagramas de Hovmöller, em cinco faixas latitudinais na área de estudo. Os diagramas de Hovmöller são feitos para as variáveis medidas ou estimadas e para suas anomalias obtidas com a remoção do ciclo anual, semi–anual e a média. Essas análises nos permitirão identificar se as componentes do balanço de calor são dominadas por processos de variabilidade de características mais oceânicas ou costeiras.

A média total da TSM, e bem como as médias anuais, são resultados do padrão de circulação oceânica média e de suas variabilidades. Na costa brasileira, notamos a influência da Corrente do Brasil que carrega águas mais quente para o sul, provenientes da bifurcação da Corrente Sul Equatorial. Do lado da costa africana, observamos a influência da entrada de águas mais frias correspondentes à combinação do fluxo da Corrente de Benguela e a ressurgência costeira, Figura 4.1 e 4.2. Os diagramas de Hovmöller da TSM mostram um ciclo anual bem definido, com amplitudes anuais aumentando em direção ao sul, Figura 4.3. As anomalias da TSM revelam padrões interessantes como sinais propagantes de ondas de Rossby baroclínicas do primeiro modo e que o ano de 2003

foi um ano anomalamente quente, Figura 4.4. As anomalias da TSM ainda mostram sinais em escalas de bacia nas faixas latitudinais mais ao sul da área de estudo. Podemos observar que nessas latitudes, existe uma distinção na amplitude e fase das anomalias entre a regiões mais costeiras e oceânicas. No lado leste das bacia, estas feições são mais evidentes.

Em particular, a região do Banco de Abrolhos apresenta uma amplitude anual de 1,8°C, que é metade do valor observado na costa da África. Os diagramas de Hovmöller das anomalias de temperatura mostram que fenômenos de borda oeste na costa brasileira surgem predominantemente ao sul do arquipélago. Esta observação sugere que a topografia regional tem um efeito importante na determinação ou modulação dos processos de variabilidade de mesoescala.

Similarmente à TSM, o vapor d'água integrado na atmosfera e a taxa de precipitação apresentam um ciclo sazonal bem definido. A região apresenta uma distribuição de precipitação concentrada na parte sudoeste do domínio. Nessa região podemos ver que a média da taxa de precipitação, Figura 4.9, apresenta distintamente uma anomalia espacial relacionada à região de ressurgência em Cabo Frio.

O padrão de circulação do vento evidencia a presença de ventos alísios de sudeste, que apresentam máximos em magnitudes em duas regiões distintas: uma próximo à costa africana entre 20°S e 30°S e outra entre 10°W a 30°W e 5°S a 15°S, Figura 4.13. Estas regiões são onde o oceano perde mais calor latente e sensível no Atlântico Sul. As trocas de calor latente e sensível no oceano são determinadas pela intensidade da vento, pelas diferenças de temperatura do ar e do mar e umidade na interface. Os anos de 2001 e 2003 foram anos com ventos mais intensos que a média, e 2005 e 2006 os ventos observados foram mais fracos.

As séries temporais de radiação de ondas curtas e ondas longas são as mais longas do estudo, de 07/1983 a 06/2005. A média da radiação de ondas curtas mostra um máximo no lado oeste do oceano, ao norte de 10°S, Figura 4.17. Esta componente da radiação é altamente afetada pela presença de nuvens. A cobertura de nuvens é consistentemente maior no lado leste da bacia e aumenta em direção ao sul, implicando em menos radiação

atingindo a superfície do mar. A radiação de ondas longas depende da TSM e da cobertura de nuvens.

Em média, o Atlântico Sul perde energia para a atmosfera através do fluxo de calor latente e sensível, Figura 4.22. Os diagramas de Hovmöller revelam um ciclo sazonal bem definido, sendo que entre as latitudes de 5°S a 15°S, no lado leste da bacia, o oceano chega a ganhar calor latente nos meses de verão mas perde nos meses de inverno, Figura 4.24. Como podemos verificar através dos resultados, regiões com uma combinação de ventos intensos e alta umidade são os que apresentam as maiores perdas de calor latente, e o efeito do vento combinado com maiores diferenças entre as temperaturas do ar e do mar, reflete em maiores perdas de calor sensível, Figura 4.29.

Um resultado importante deste presente estudo é a determinação da componente do calor sensível devido à chuva e a correção de Webb para o calor latente, seção 3.3.1. A contribuição da chuva ao calor sensível é pequena, Figure 4.30, mas esta componente pode se tornar importante em estudos que foquem na parte sudoeste do Atlântico Sul, região onde quase a totalidade da precipitação ocorre. O padrão de variabilidade da correção de Webb é semelhante ao do próprio calor latente e chega a representar até 3% do calor latente na área de estudo. A determinação precisa desta componente é muito importante pois, sendo o termo que causa a maior perda de calor nos oceanos, o calor latente é o termo mais importante no balanço de calor.

Em média, Atlântico Sul perde calor ao sul da latitude de 7°S, Figura 4.35. Esta figura mostra que o balanço de calor pela superfície é fortemente dependente do sinal do calor latente. Grande parte do calor oceânico é perdida na região centrada na diagonal que liga o sul da África até o nordeste do Brasil, chegando a perder mais de 150 $W.m^{-2}$, Figure 4.36. Nas regiões mais próximas ao Equador, a leste de 10°W, e próximo a costa brasileira, entre 17°S a 28°S, o balanço de calor pela superfície é positivo. As componentes mais relevantes foram a radiação de onda curta, por onde o oceano ganha energia, e o fluxo de calor latente que representa a grande fonte de perda de calor pelos oceanos devido à evaporação. O fluxo de calor sensível é relativamente pequeno e a componente devido a chuva mostrou-se desprezível.

A região do Arquipélago sofre influência da Corrente do Brasil, e apresenta TSM maior que a região oceânica, Figura 4.40. Perde em média 200 $W.m^{-2}$ na forma de calor latente, e em média 30 $W.m^{-2}$ como calor sensível. O balanço de calor da superfície em Abrolhos demonstra uma perda média de calor para atmosfera de 50 $W.m^{-2}$, sendo que a variabilidade interanual é dominante.

O Banco de Abrolhos sofre influência de processos oceânicos que podem ser visualizados tanto nos diagramas de Hovmöller da anomalia da TSM como do balanço de calor, Figura 4.4 e 4.38. Porém, ao analisarmos a média dessas variáveis, Figura 4.40, observamos que esta localiza–se numa região de transição de interação entre processos de borda e oeste e oceânicos.

O fluxo de calor latente e sensível ficaram muito próximos dos encontrados por Yu et al. (2004), as diferenças de aproximadamente 20 $W.m^{-2}$ são justificadas pela fonte de dados utilizadas.

Investigamos a influência de fenômenos remotos do sistema oceano-atmosfera na escala de variabilidade interanual através da análise de correlações estatísticas. Realizamos correlações sem atraso (*lag* zero) dos índices interanuais com as variáveis de entrada TSM e magnitude do vento. As correlações mais significativa ocorreram em relação à TSM cuja série temporal é de 9 anos, de 1998 a 2007. Obtivemos uma correlação máxima de 87% da TSM com a TSA, Figura 4.41. Isso já era esperado pois a definição do índice TSA inclui uma parte da região de estudo.

A correlação da PDO com a TSM é alta, de 77%. No entanto, devemos tomar cuidado na interpretação desse resultado pois o período dominante desse índice é de 30 a 40 anos, (Mantua 1997). Sobre essa variação de baixa frequência, o índice apresenta também flutuações interanuais significativas. Aparentemente, o Atlântico Sul responde majoritariamente a estas variações interanuais no período que analisamos neste estudo. Isso é uma indicação de que o processo atmosférico responsável pela teleconexão tem um tempo de resposta pequeno em comparação com a variabilidade decadal observada na Figura 3.2.

No mapa de correlação da TSM com a TSA visualizamos o gradiente interhemisférico do Atlântico, que em trabalhos pretéritos, como Venegas et al. (1997), Goes et al. (2003)

e Haarsma et al. (2003) também foi constatado por meio de EOF's e modelos numéricos, respectivamente, a presença dessa variabilidade. O El Niño demonstrou exercer maior influência na TSM da região costeira, Figura 4.41, cerca de 50%, atingindo seus valores máximos com o calor latente na região oceânica.

Como propostas para trabalhos futuros, sugerimos uma análise do balanço de calor incluindo o cálculo do fluxo de calor de Ekman e o calor armazenado. Desta forma, poderemos fazer uma estimativa do fluxo de calor meridional advectado pelo oceano. A inclusão de mais dados nos permitirá fazer uma melhor análise das correlações com índices interanuais. Em relação a este aspecto, a análise das correlações com índices de teleconexão com atraso (*lag* diferente de zero), nos permitirá determinar quando as séries obtém correlação máxima e assim, determinar seu período de decorrelação.

Referências

Broecker, W. S., 1997:. Thermohaline Circulation, the Achilles Heel of Our Climate System: Will Man-Made CO_2 Upset the Current Balance? *Science*, **278**, 1582–1588.

Bryden, H., H. R. Longworth, and S. Cunningham, 2005:. Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N. *Nature(London) 438*(7068), 655–657.

Carvalho, L., C. Jones, and B. Liebmann, 2004:. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate 17*(1), 88–108.

Chang, P., L. J. and H. Li, 1997:. A decadal climate variation in the Tropical Atlantic ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature*, **385**, 516–518.

Charnock, H., 1955:. Wind stress on a water surface. *Royal Meteorological Society*, **81**, 639–640.

Chou, S.-H., 1993:. A comparison of airborne eddy correlation and bulk aerodynamic methods for ocean-air turbulent fluxes during cold-air outbreaks. *Bound.-Layer Meteor.*, **64**, 75–100.

Clark, N. E., L. Eber, R. M. Laurs, J. A. Renner, and J. F. T. Saur, 1974:. Heat exchange between ocean and atmosphere in the eastern North Pacific for 1961–71, NOAA Tech. Rep. *NMFS SSRF-682, U.S. Dep. Commer., Washington, D.C.*.

Cronin, M. and M. McPhaden, 1997:. The upper ocean heat balance in the western equatorial Pacific warm pool during September-December 1992. *Journal of Geophysical Research-All Series*, **102**, 8533–8553.

Curtis, S. and R. Adler, 2000:. ENSO indexes based on patterns of satellite-derived precipitation. *J. Climate*, **13**, 2786–2793.

Ebuchi, N., H. C. Graber, and M. J. Caruso, 2002:. Evaluation of wind vectors observed by QuikSCAT/SeaWinds using ocean buoy data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **19**, 2049–2062.

Emery, W. and R. Thomson, 2001:. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography.* Elsevier Science.

Enfield, D. B. and D. A. Mayer, 1997:. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **102(C1)**, 929–945.

Enfield, D. B., A. M. Mestas-Nunez, D. A. Mayer, and L. Cid-Cerrano, 1999:. How ubiquitous is the dipole relationship in Tropical Atlantic sea surface temperatures? *Journal of Geophysical Research 104*(C4), 7841–7848.

Fairall, C., E. Bradley, J. Godfrey, G. Wick, J. Edson, and G. Young, 1996:. The cool skin and the warm layer in bulk flux calculations. *J. Geophys. Res*, **101**, 1295–1308.

Fairall, C. W., E. F. Bradley, D. P. Rogers, J. B. Edson, and G. S. Young, 1996:. Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *J. Geophys. Res 101*(C2), 3747–3764.

Fung, I., D. Harrison, and A. Lacis, 1984:. On the variability of the net longwave radiation at the ocean surface. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **22**, 177–193.

Garzoli, S. and A. Gordon, 1996:. Origins and variability of the Benguela Current. *J. Geophys. Res 101*(C1), 897.

Gill, A. E., 1982:. *Atmosphere-Ocean Dynamics.* Academic Press, New York, 662 pp.

Goes, M. P. A., Campos, C. N., Taschetto, A. S., and I. Wainer, 2003:. Relação entre o modo equatorial e a tendência de aquecimento da bacia atlântica tropical. *Revista Atlântica, FURG*, **25**, 21–25.

Gosnell, R., C. W. Fairall, and P. J. Webster, 1995:. The sensible heat of rainfall in the tropical ocean. *Journal of Geophysical Research. C. Oceans*, **100**, 18437–18442.

Gupta, S., N. A. Ritchey, A. C. Wilber, C. H. Whitlock, G. G. Gibson, and P. W. S. Jr., 1999:. A Climatology of Surface Radiation Budget Derived from Satellite Data. *Journal of Climate 12*(8), 2691–2710.

Haarsma, R. J., E. J. D. Campos, and F. Molteni, 2003:. Atmospheric response to South Atlantic SST dipole. *Geophys. Res. Lett. 30*(16).

Houghton, R. W. and Y. M. Tourre, 1992:. Characteristics of Low-Frequency Sea Surface Temperature Fluctuations in the Tropical Atlantic. *Journal of Climate 5*(7), 765–772.

Hsiung, J., 1985:. Estimates of global oceanic meridional heat transport. *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 1405–1413.

Hurrell, J., 1995:. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science 269*(5224), 676–679.

Hurrell, J., Y. Kushnir, and M. Visbeck, 2001:. Perspectives on Climate: The North Atlantic Oscillation. *Science(Washington) 291*(5504), 603–605.

Kiehl, J. T. and K. E. Trenberth, 1997:. Earth's annual global mean energy budget. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **78**, 197–208.

Kondo, J., 1975:. Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Bound.-Layer Meteor.*, **9**, 91–112.

Kubota, M., A. Kano, H. Muramatsu, and H. Tomita, 2003:. Intercomparison of various surface latent heat flux fields. *J. Climate*, **16**, 670–678.

Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue, and J. Simpson, 1998:. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **15**, 809–817.

Leuning, R. and J. Moncrieff, 1990:. Eddy covariance CO_2 flux measurements using

openand closed-path CO_2 analysers: Corrections for analyser water vapor sensitivity and damping of fluctuations in air sampling tubes. *Bound. Layer Meteo.*, **53**, 63–76.

Liebethal, C. and T. Foken, 2003:. On the significance of the webb correction to fluxes: Corrections for analyser water vapor sensitivity and damping of fluctuations in air sampling tubes. *Boundary-Layer Meteorology*, **109**, 99–106.

Liu, W. and J. Businger, 1975:. Temperature profile in the molecular sublayer near the interface of a fluid in turbulent motion. *Geophys. Res. Lett*, **2**, 403–404.

Liu, W. T., K. B. Katsaros, and J. A. Businger, 1979:. Bulk parameterization of air–sea exchanges of heat and water vapor including molecular constraints at the interface. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1722–1735.

Liu, W. T. and P. P. Niiler, 1984:. Determination of monthly mean humidity in the atmospheric surface layer over oceans from satellite data. *Journal of Physical Oceanography 14* (9).

Macdonald, A. M., 1998:. The global ocean circulation: a hydrographic estimate and regional analysis. *Prog. Oceanogr.*, **41**, 281–382.

Mantua, N. J., 1997:. A Pacific Interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 1069–1079.

Nobre, P. and J. Shukla, 1996:. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the Tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, **10**, 2464–2479.

Okumura, Y., S.-P. Xie, A. Numaguti, and Y. Tanimoto, 2001:. Tropical Atlantic Air-Sea Interaction and its influence on the NAO. *Geophys. Res. Lett.*, **28(8)**, 1507–1510.

Panofsky, H. A. and D. J. A., 1984:. *Atmospheric Turbulence*. Wiley, 397 pp.

Penland, C. and L. Matrosova, 1998:. Prediction of Tropical Atlantic sea surface temperatures using linear inverse modeling. *Journal of Climate 11* (3), 483–496.

Peterson, R. G. and L. Stramma, 1990:. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, **26**, 1–73.

Philander, S., D. Gu, G. Lambert, T. Li, D. Halpern, N. Lau, and R. Pacanowski, 1996:. Why the ITCZ Is Mostly North of the Equator. *Journal of Climate 9*(12), 2958–2972.

Piola, A. R., R. P. Matano, E. D. Palma, O. O. M. Jr., , and E. J. D. Campos, 2005:. The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L01603.

Polito, P. S., O. Sato, and W. T. Liu, 2000:. Characterization of the heat storage variability from TOPEX/POSEIDON at four oceanographic sites. *J. Geophys. Res.*, **105(C7)**, 16,911–16,921.

Reed, R. K., 1977:. On estimating insolation over the ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 482–485.

Robertson, A., C. R. Mechoso, , and Y.-J. Kim, 2000:. The influence of Atlantic sea surface temperature anomalies on the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, **13**, 122–138.

Rossow, W. and R. Schiffer, 1991:. ISCCP Cloud Data Products. *Bulletin of the American Meteorological Society 72*(1), 2–20.

Saravanan, R. and P. Chang, 2000:. Interaction between Tropical Atlantic variability and El Niño-Southern Oscillation. *J. Climate*, **13**, 2177–2194.

Sato, O. T., 2005:. *Oceanografia por Satélites*, Chapter Fluxo de Calor Oceânico Medido por Satélites. Oficina de Textos.

Saunders, P., 1967:. The Temperature at the Ocean-Air Interface. *Journal of the Atmospheric Sciences 24*(3), 269–273.

Schmid, C., H. Schäfer, G. Podestá, and W. Zenk, 1995:. The Vitória Eddy and its relation to the Brazil Current. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 2532–2546.

Shannon, L., 1985:. The Benguela ecosystem. I: Evolution of the Benguela physical features and processes. *Oceanography and Marine Biology*, **23**, 105–182.

Silveira, I. C. A., A. C. K. Schmidt, E. J. D. Campos, S. S. Godoi, and Y. Ikeda, 2000:. A corrente do brasil ao largo da costa leste brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia 48*(2), 171–183.

Smith, S., 1988:. Coefficients for sea surface wind stress, heat-flux, and wind profiles as a function of wind-speed and temperature. *J. Geophys. Res.*, **93**, 15,467–15,472.

Stewart, R. H., 2005:. *Introduction to Physical Oceanography*, Chapter Atmospheric Influences. Texas A and M University.

Tang, W. and W. T. Liu, 1996:. Objective Interpolation of Scatterometer Winds. Technical Report 96–19.

Thompson, D. and J. Wallace, 2000:. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. *Journal of Climate 13*(5), 1000–1016.

Tomczak, M. and J. S. Godfrey, 2003:. *Regional Oceanography: an Introduction.* Daya Publishing House, 390 pp.

Trenberth, K. et al., 1997:. The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society 78*(12), 2771–2777.

Venegas, S. A., L. Mysak, and D. Straub, 1997:. Atmosphere–ocean coupled variablility in the south atlantic. *Journal of Climate*, **10**, 2904–2920.

Webb, E., G. I. Pearman, and R. Leuning, 1980:. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 106*(447), 85–100.

Wentz, F. J., 1995:. *A Well Calibrated Ocean Algorithm for SSM/I.* National Aeronautics and Space Administration.

Yu, L., R. A. Weller, and B. Sun, 2004:. Improving latent and sensible heat flux estimates for the Atlantic Ocean (1988-99) by a synthesis approach. *J. Climate*, **17**, 373–393.

Zebiak, S. E. and M. A. Cane, 1987:. A model for El Niño-Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2262–2278.

Zhang, Y., W. Rossow, A. Lacis, V. Oinas, and M. Mishchenko, 2004:. Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data. *J. Geophys. Res*, **109**, 1–27.

Zhang, Y. C., W. B. Rossow, and A. A. Lacis, 1995:. Calculation of surface and top of atmosphere radiative fluxes from physical quantities based on ISCCP data sets. 1. Method and sensitivity to input data uncertainties. *J. Geophys. Res 100*(1), 149–1.

Apêndice

Teoria de Similaridade de Monin–Obukhov

Segundo Panofsky and J. A. (1984) a teoria de similaridade proposta por Monin e Obukhov descreve o comportamento vertical de propriedades referentes ao fluxo de calor e a turbulência dentro da camada de superfície atmosférica em função de parâmetros chaves (parâmetros de escala), isto é, Monin e Obukhov propuseram uma teoria que considera as tensões e os fluxos turbulentos, que variam de acordo com a altura, na camada de superfície atmosférica desprezíveis, ou seja, a tensão e o fluxo de calor são constantes através desta camada. Para tanto eles introduziram parâmetros de escala independentes da altura, um desses é a velocidade característica, que representa a velocidade de cisalhamento, que é dada por:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \tag{5.1}$$

A temperatura de escala é dada por:

$$T_* = \frac{Q_{v0}}{u_*} \tag{5.2}$$

Outro parâmetro de escala é o comprimento característico, conhecido como comprimento de Monin–Obukhov:

$$L = \frac{-u_*^3 T_v}{kgQ_{v0}} \tag{5.3}$$

onde T_v é a temperatura virtual, k a constante de Von Kármán, g a gravidade e Q_{v0} é o fluxo virtual de temperatura cinemática.

O comprimento de Obukhov é zero para a estratificação neutra, e positivo (negativo) para estratificações (instáveis) estáveis. Geralmente, é utilizado o comprimento de Obukhov adimensional, isto é, z/L onde z é altura acima da superfície do oceano.

A teoria da similaridade de Monin–Obukhov é a hipótese básica de similaridade para a camada de superfície horizontalmente homogênea, ou seja, os fluxos na camada de superfície são uniformes com altura.

Calor Latente de Vaporização

Segundo Fairall et al. (1996) o calor latente de vaporização pode ser definido como:

$$L = (2.501 - 0.00237T_s) \times 10^6, \tag{5.4}$$

onde T_s é a temperatura da superfície do mar.

Velocidade Vertical

O fluxo vertical de uma variável C pode ser escrito como

$$F_c = \overline{wC}, \tag{5.5}$$

onde w é a velocidade vertical. Aplicando a propriedade de Reynolds, então a equação 5.5 fica

$$F_c = \overline{wC} + \overline{w'C'}, \tag{5.6}$$

onde a primeira parte representa o escoamento médio e a segunda o fluxo turbulento.

Segundo Liebethal and Foken (2003) o movimento turbulento consiste em pacotes de ar que têm diferentes densidades, onde os pacotes de ar de ascensão são menos densos do que os descendentes. Visto isso, existe uma velocidade vertical média diferente de zero. Esta foi derivada por Webb et al. (1980) através de medidas in situ, e é dada por

$$\overline{w} = \mu \frac{\overline{w'\rho_d'}}{\overline{\rho_v}} + (1 + \mu\sigma)\frac{\overline{w'T_a'}}{\overline{T_a}}, \tag{5.7}$$

onde T_a é a temperatura do ar, μ é a razão de mistura:

$$\mu = \frac{m_v}{m_d}, \tag{5.8}$$

e σ é densidade da razão de mistura:

$$\sigma = \frac{\overline{\rho_d}}{\rho_v}, \tag{5.9}$$

onde m_v e ρ_v representam a massa e a densidade do vapor d'água, e m_d ρ_d a massa e a densidade do ar seco, respectivamente.

Comprimento de Rugosidade

Segundo Liu et al. (1979), pode-se utilizar a rugosidade de Reynolds para caracterização da superfície do oceano

$$R_r = \frac{u_* z_o}{\nu}, \tag{5.10}$$

Quando $R_r < 0{,}13$, o fluido é dito como alisado areodinamicamente, ou seja, os elementos da rugosidade real na superfície são irrelevantes, conforme a velocidade do vento diminui, R_r aproxima-se do valor constante de 0,11 e a relação entre a rugosidade e o cisalhamento é dado por:

$$z_o = \frac{0.11\nu}{u_*}, \tag{5.11}$$

Pensando no cisalhamento da superfície Charnock (1955) desenvolveu uma relação média entre a rugosidade e o cisalhamento:

$$z_o = \frac{\alpha_c u_*}{g}, \tag{5.12}$$

onde $\alpha_c = 0,11$ e representa a constante de Charnock.

Combinando as duas últimas expressões temos o comprimento para a rugosidade do momentum:

$$z_o = \alpha_c \frac{{u_*}^2}{g} + 0.11 \frac{\nu}{u_*}, \tag{5.13}$$

A partir do comprimento de rugosidade do momentum, Liu et al. (1979) estimaram o comprimento de rugosidade da temperatura e da umidade como

$$z_t = \frac{z_t u_*}{\nu} = a_1 z_o^{b_1}, \tag{5.14}$$

$$z_q = \frac{z_q u_*}{\nu} = a_2 z_o^{b_2}, \tag{5.15}$$

onde a_1, a_2, b_1 e b_2 são coeficientes definidos empiricamente que seguem a seguinte distribuição:

Tabela 5.1: Coeficientes empíricos utilizados no cálculo do comprimento de rugosidade da temperatura e umidade.

R_r	a_1	a_2	b_1	b_2
0 – 0,11	0,177	0,292	0,0	0
0,11 – 0,825	1,376	1,808	0,292	0,826
0,925 – 3,0	1,026	1,393	-0,599	-0,528
3,0 – 10,0	1,625	1,956	-1,018	-0,870
10,0 – 30,0	4,661	4,994	-1,475	-1,297
30,0 – 100,0	34,904	30,709	-2,067	-1,845
100,0 – 300,0	1667,19	1448,68	-2,907	-2,682
300,0 – 1000,0	5,88e5	2,98e5	-3,935	-3,616