

# **Estudo da Variabilidade Acoplada Oceano-Atmosfera no Atlântico Tropical**

AUGUSTO CÉSAR BARROS BARBOSA<sup>†</sup>

Orientador:

Prof. Dr. RICARDO DE CAMARGO

*Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para a obtenção do título de Mestre em Ciências; área: Meteorologia.*

São Paulo

Abril de 2007

<sup>†</sup>Este trabalho contou com apoio financeiro da CAPES.

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

*Dedico ao meu "PAI" Tarcísio Barbosa Lima (In Memoriam). "Não existem palavras para descrever este cara".*

## AGRADECIMENTOS

*Gostaria de deixar registrado meu profundo agradecimento às pessoas que, direta e indiretamente, me ajudaram na elaboração dessa dissertação.*

A Deus, por tudo que ele já me ofereceu nesta vida.

À minha família, que sempre foi e é minha FORTALEZA.

Ao meu orientador, Professor Dr. Ricardo de Camargo, que acreditou nesta parceria e me deu a oportunidade de trabalhar com um excelente profissional e acima de tudo um grande amigo.

Ao professor doutor deste departamento: Edmilson Dias de Freitas, pelas horas de discussões sobre dúvidas encontradas por mim durante a confecção deste trabalho.

Aos professores do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG-USP, pela grande contribuição na minha formação acadêmica.

Aos meus amigos do convívio diário do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG-USP: Marcio Gledson Lopes Oliveira, Carlos Frederico Mendonça Raupp, Rosiberto Salustiano da Silva Júnior, Taciana Toledo de Albuquerque e aos demais aqui não mencionados.

Aos técnicos de informática e analistas de sistema do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG-USP, pelo suporte durante o desenvolvimento deste trabalho, nas pessoas de Samuel, Luciana e Sebastião.

A CAPES pelo apoio financeiro durante a realização desta pesquisa.

E finalmente, aos amigos do meu convívio pessoal: Sérgio Bezerra de Lima Júnior, Everton Pereira Bomfim e Helber Barros Gomes.

Em especial:

À minha querida esposa Tatiane,  
pelo carinho e compreensão nas  
horas mais difíceis.

À minha querida mãe, pelo  
incentivo e dedicação à minha  
educação, sem a qual eu não teria  
chegado até aqui.

*É preciso ser inflexível até a dureza em relação às coisas espirituais para suportar minha seriedade e minha paixão.*

*É preciso ter-se tornado indiferente, nunca perguntar se a verdade é útil ou fatalidade (...) Uma predileção da força para as perguntas que hoje ninguém mais tem a coragem de colocar; a coragem para ousar o proibido; a predestinação para o labirinto.*

*Uma experiência de sete solidões; novos ouvidos para música nova; novos olhos para o mais longínquo; uma nova consciência para as verdades que até então permanecem mudas.*

*Conservar intacta a própria força; o próprio entusiasmo (...) O respeito por si próprio; o amor a si próprio (...) A imprescindível liberdade em relação a si mesmo.*

*Friedrich Nietzsche (1844-1900)*

# SUMÁRIO

RESUMO.....	pg. viii
ABSTRACT .....	pg. x
LISTA DE FIGURAS .....	pg. xii
LISTA DE TABELAS .....	pg. xxiii
1. INTRODUÇÃO .....	pg. 01
1.1 Relação entre a TSM e o Vento de Superfície.....	pg. 02
1.2 Objetivos.....	pg. 04
1.3 Justificativas.....	pg. 05
2. DADOS E METODOLOGIA.....	pg. 08
2.1 Motivação: Por que Usar Dados de Satélites?.....	pg. 08
2.2 Comparativo: Dados de Satélites e Dados <i>in situ</i> .....	pg. 11
2.3 Parte Observacional .....	pg. 12
2.3.1 Interpolação em Pontos de Grade.....	pg. 12
2.3.2 Filtragem dos Dados (O Filtro de Lanczos) .....	pg. 15
2.4 Parte Numérica .....	pg. 16
2.4.1 O Modelo Oceânico de Princeton (POM) .....	pg. 16
2.4.2 Equações Governantes do Modelo Oceânico .....	pg. 18
2.4.3 Interpolação Espacial dos Dados da Reanálise .....	pg. 20
2.4.4 Adequação Temporal dos Dados da Reanálise .....	pg. 20
2.4.5 Configurações do Modelo e Experimentos.....	pg. 20
3. A ANÁLISE ESPECTRAL DOS DADOS (Ondeletas) .....	pg. 24
3.1 A Transformada em Ondeleta Contínua .....	pg. 25
3.2 A Transformada em Ondeleta Cruzada (OC) .....	pg. 29
3.2.1 O Ângulo de Fase da Ondeleta Cruzada.....	pg. 29
3.2.2 A Transformada em Ondeleta Coerência (CO) .....	pg. 30
4. RESULTADOS .....	pg. 32
4.1 Parte Observacional .....	pg. 32
4.1.1 O Desvio Padrão da TSM Filtrada em 20-60 dias .....	pg. 41
4.1.2 A Correlação Linear Entre a TSM e o Vento .....	pg. 45

4.1.3 A Ondeleita Simples (OS) .....	pg. 49
4.1.4 As Ondeletas Cruzada e Coerência .....	pg. 54
4.2 Parte Numérica .....	pg. 61
4.2.1 O Desvio Padrão da TSM dos Experimentos 8b, 9c e 12.....	pg. 66
4.2.2 A Ondeleita Simples dos Experimentos 8b, 9c e 12.....	pg. 69
4.2.3 As Ondeletas Cruzada e Coerência dos Experimentos 9c e 12..	pg. 75
4.3 Comparação dos Resultados.....	pg. 85
5. CONCLUSÃO.....	pg. 87
6. PERSPECTIVAS FUTURAS .....	pg. 89
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	pg. 90
8. ANEXOS .....	pg. 97

## RESUMO

O presente trabalho explora o comportamento dinâmico do campo de anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) geradas por Ondas de Instabilidade Tropical (OIT) no Oceano Atlântico. Essas ondas consistem em fenômenos oceânicos na banda intrasazonal que, de acordo com alguns autores, são originadas a partir do cisalhamento do sistema equatorial de correntes fluindo em sentidos contrários na presença de gradientes horizontais de temperatura.

As OIT são estudadas através de dados de satélites de alta resolução para a TSM e o vento oriundos das missões TMI e QuikScat para o período 2000–2002. Através de análise espectral e estatística foi possível determinar suas características espaciais e formas de propagação; além disso, a representação numérica de seus mecanismos de formação e de associação com a variabilidade do vento na base da Camada Limite Planetária (CLP) foi realizada utilizando-se um modelo oceânico bastante conhecido na comunidade científica, o *Princeton Ocean Model* (POM).

A análise dos dados de TSM revelou as seguintes características: – velocidade de fase da ordem de 0,30-0,50 m/s, comprimentos de onda de 1000-1300 km e períodos de 30-40 dias corroborando com outros autores. Os dados de TSM e ventos filtrados na banda 20-60 dias mostraram que a região ao redor de 1°N-19°W concentra grande parte da variabilidade de TSM associada às OIT.

A relação entre a TSM e as componentes zonal e meridional do vento é também estudada através do uso das técnicas de ondeleta, sugerindo uma forte interconexão entre essas variáveis tipicamente de Julho a Outubro. Esta variabilidade é mostrada nas transformadas ondeleta cruzada e ondeleta coerência (com ondeleta-base Morlet) tanto para os dados observacionais, como para os resultados do modelo. Através da determinação dos ângulos de fase dessas ondeletas, um aspecto muito interessante da covariabilidade intrasazonal oceano-atmosfera foi evidenciado. Por um lado, clara dominância da TSM sobre o vento em 30-60 dias com *lag* temporal típico de 1/8 do período para a resposta do vento em julho-outubro; por outro, dominância não tão marcante do vento na interação com a TSM nos meses de março-abril na banda 20-60 dias com um *lag* temporal de 1/8 do período para a resposta da TSM.

Os resultados da modelagem numérica mostraram que os processos físicos necessários para a formação das OIT (cisalhamento de correntes e gradientes de temperatura) foram capturados pelo POM, pois mesmo os experimentos simplificados forçados com médias climatológicas de longo termo de vento e fluxo de calor obtiveram estruturas similares às observações nas mesmas épocas do ano em que elas ocorrem. Da mesma forma, tanto as simulações que consideraram campos de vento do NCEP/Reanalysis quanto àquelas que utilizaram as observações de vento do QuikScat apresentaram características similares às determinações observacionais das OIT, com alguma sensibilidade as forçantes atmosféricas.

A análise espectral cruzada dos resultados de TSM fornecidos pelo modelo com as correspondentes forçantes de vento indica um comportamento coerente com as determinações observacionais, sendo que o experimento 12 forçado pelo vento do QuikScat apresentou maior variabilidade espacial em todas as latitudes consideradas para análise; no entanto, o experimento 9c forçado pela média móvel de três dias do vento do NCEP/Reanalysis que apresentou uma variabilidade em longitudes semelhantes aos valores observacionais.

## **ABSTRACT**

This work explores the dynamic behavior of Sea Surface Temperature (SST) anomaly fields associated with Tropical Instability Waves (TIW) activity in the Atlantic

heat fluxes obtained similar structures to the observations at the same months that their occur. Similarly, simulations that considered either NCEP/Reanalysis or QuikScat wind fields also presented the same characteristics of observational findings of TIW, with some sensitivity to the atmospheric forcing. Cross spectral analyses of the SST modeled results with the correspondent wind forcing indicated a coherent behavior with the observations, and the experiment with QuikScat wind field shown higher spatial variability in all the latitudes considered for analysis; however experiment 9c forced by 3-day moving averages of NCEP/Reanalysis wind presented variability characteristics in similar longitudes to the observational values.

## LISTA DE FIGURAS

**Figuras 1.1 e 1.2** – Representação esquemática do campo de vento de superfície (U = vento zonal; V = vento meridional) associados com uma OIT, seguindo a hipótese sugerida por Lindzen e Ningam, 1987 (fig. 1.1) e Wallace *et al.*, 1989 (fig. 1.2). Os vetores na figura representam o vento. Modificada por Hayes *et al.* (1989). Figuras tiradas de A. C. V. Caltabiano *et al.* (2005).

**Figura 1.3a** – Anomalias na banda 20-60 dias de TSM e componentes zonal e meridional do vento em 1°N-15°W obtidas do TRMM e do QuikScat respectivamente, para os anos de 2000-2002.

**Figura 1.3b** – Idem a Figura 1.3a para 1°N-19°W.

**Figura 2.1** – Comparação da TSM do TMI (preto) e as bóias do PIRATA (vermelho) no Oceano Atlântico. Figura tirada da apostila de Oceanografia por Satélites (Paulo S. Polito e Olga T. Sato – Instituto Oceanográfico da USP). Unidade °C.

**Figura 2.2** – TSM em 28 de agosto de 2002. Acima a grade de 1440x320 sem interpolação dos dados e abaixo a grade com os dados interpolados. Unidade °C.

**Figura 2.3** – Área de estudo para este trabalho (5°N - 5°S; 45°W - 5°E) e de onde foram obtidas as séries temporais analisadas. Unidade °C. Dados do TRMM/TMI.

**Figura 2.4** – Esquema que define a coordenada sigma e a superfície livre.

**Figura 3.1** – Parte Real (Linha Sólida) e Parte Imaginária (Linha Pontilhada), parte da Ondeleita de Morlet com  $\omega_0=6$ . Figura tirada de D. Maraun & J. Kurts (2004).

**Figura 3.2** - (a) Sinal da ondeleta de Morlet com largura e amplitude arbitrária, (b) Construção da ondeleta de Morlet (azul tracejado) a partir de uma onda seno (verde), modulada por um pacote gaussiano (vermelho), Torrence & Compo (1998).

**Figura 4.1a** – Diagrama de Hovmöller da TSM no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N; para o ano de 2000. Temperatura em °C.

**Figura 4.1b** – Idem à Figura 4.1a para TSM filtrada em 20-60 dias. Anomalias em °C.

**Figura 4.1c** – Diagrama de Hovmöller da componente zonal do vento filtrada em 20-60 dias no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N; para o ano de 2000. Unidade m/s.

**Figura 4.1d** – Idem à Figura 4.1c, mas para a componente meridional do vento.

**Figura 4.2a** – Diagrama de Hovmöller da TSM no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N; para o ano de 2001. Temperatura em °C.

**Figura 4.2b** – Idem à Figura 4.2a para TSM filtrada em 20-60 dias. Anomalias em °C.

**Figura 4.2c** – Diagrama de Hovmöller da componente zonal do vento no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N; para o ano de 2001. Unidade m/s.

**Figura 4.2d** – Idem à Figura 4.2c, mas para a componente meridional do vento.

**Figura 4.3a** – Diagrama de Hovmöller da TSM no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N; para o ano de 2002. Temperatura em °C.

**Figura 4.3b** – Idem à Figura 4.3a para TSM filtrada em 20 - 60 dias. Anomalias em °C.

**Figura 4.3c** – Diagrama de Hovmöller da componente zonal do vento no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N; para o ano de 2002. Unidade m/s.

**Figura 4.3d** – Idem à Figura 4.3c, mas para a componente meridional do vento.

**Figura 4.4** – Diagrama de Hovmöller da TSM filtrada no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N; para os anos de 2000-2002. Anomalias em °C.

**Figura 4.5** – Diagrama de Hovmöller da TSM filtrada em 20–60 dias para os anos de 2000-2002. Anomalias em °C. Os resultados da análise dessa figura são mostrados na tabela 4.1.

**Figura 4.6** – Desvio padrão da TSM filtrada em 20 – 60 dias para várias latitudes e todos os anos no Oceano Atlântico Tropical.

**Figura 4.6a** - Desvio padrão da TSM filtrada no equador, para os anos de 2000, 2001 e 2002.

**Figura 4.6b** - Idem à Figura 4.6a para 1°N.

**Figura 4.6c** – Idem à Figura 4.6a para 2°N.

**Figura 4.6d** - Idem à Figura 4.6a para 3°N.

**Figura 4.7** – Anomalias da TSM e do vento em 1°N para: (a) 20abr2000 e (b) 20ago2000.

**Figura 4.8a** – Mostra o mapa espacial dos coeficientes de correlação linear  $\alpha$  (zonal) e  $\beta$  (meridional), para abril a maio de 2000.

**Figura 4.8b** – Idem à Figura 4.8a, mas para julho a agosto de 2000.

**Figura 4.8c** – Mostra o mapa espacial dos coeficientes de correlação linear  $\alpha$  (zonal) e  $\beta$  (meridional), para abril a maio de 2001.

**Figura 4.8d** – Idem à Figura 4.8c, mas para julho a agosto de 2001.

**Figura 4.8e** – Mostra o mapa espacial dos coeficientes de correlação linear  $\alpha$  (zonal) e  $\beta$  (meridional), para abril a maio de 2002.

**Figura 4.8f** – Idem à Figura 4.8e, mas para julho a agosto de 2002.

**Figura 4.9a** – Série temporal da TSM filtrada em 1°N - 19°W (acima, em °C). Espectro de potência (abaixo a esquerda, em °C<sup>2</sup>) e espectro da ondeleta global (abaixo a direita, em °C<sup>2</sup>) para o ano de 2000.

**Figura 4.9b** – Série temporal da componente zonal do vento filtrada em 1°N - 19°W (acima, em m/s). Espectro de potência (abaixo a esquerda, em m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>) e espectro da ondeleta global (abaixo a direita, em m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>) para o ano de 2000.

**Figura 4.9c** – Série temporal da componente meridional do vento filtrada em 1°N - 19°W (acima, em m/s). Espectro de potência (abaixo a esquerda, em m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>) e espectro da ondeleta global (abaixo a direita, em m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>) para o ano de 2000.

**Figura 4.10a** – Mesmo que a Figura 4.9a, mas para o ano de 2001.

**Figura 4.10b** – Mesmo que a Figura 4.9b, mas para o ano de 2001.

**Figura 4.10c** – Mesmo que a Figura 4.9c, mas para o ano de 2001.

**Figura 4.11a** – Mesmo que a Figura 4.9a, mas para o ano de 2002.

**Figura 4.11b** – Mesmo que a Figura 4.9b, mas para o ano de 2002.

**Figura 4.11b** – Mesmo que a Figura 4.9c, mas para o ano de 2002.

**Figura 4.12** – Mostra a relação do ângulo de fase entre a TSM e as componentes zonal U e meridional V do vento.

**Figura 4.12a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2000. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.

**Figura 4.12b** – Ondeleta coerência entre as séries temporais normalizadas TSM e UU em 1°N-19°W para o ano de 2000. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.

**Figura 4.12c** – Idem à Figura 4.12a, mas para a componente VV do vento.

**Figura 4.12d** – Idem à Figura 4.12b, mas para a componente VV do vento.

**Figura 4.13a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2001. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.

**Figura 4.13b** – Ondeleta coerência entre as séries temporais normalizadas TSM e UU em 1°N-19°W para o ano de 2001. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.

**Figura 4.13c** – Idem à Figura 4.13a, mas para a componente VV do vento.

**Figura 4.13d** – Idem à Figura 4.13b, mas para a componente VV do vento.

**Figura 4.14a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N15°W para o ano 2002. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.

**Figura 4.14b** – Ondeletas coerência entre as séries temporais normalizadas TSM e UU em 1°N15°W para o ano de 2002. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.

**Figura 4.14c** – Idem à Figura 4.14a, mas para a componente VV do vento.

**Figura 4.14d** – Idem à Figura 4.14b, mas para a componente VV do vento.

**Figuras 4.15** – Diagramas de Hovmöller da TSM obtida dos resultados numéricos dos experimentos 8b, 9c e 12 (da esquerda para direita, respectivamente) obtidos do POM para os anos 2000 a 2002. Unidade em °C.

**Figura 4.16** – Diagrama de Hovmöller da TSM filtrada em 20 - 60 dias, (a) experimento8b e (b) experimento9c (da esquerda para a direita); período de 2000 a 2002. Anomalias em °C.

**Figura 4.17** – Diagrama de Hovmöller da TSM filtrada em 20 - 60 dias, experimento12; período de 2000 a 2002. Anomalias em °C.

**Figura 4.18a** – Mostra o desvio padrão da TSM filtrada em 20 - 60 dias do experimento 8b no equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N para o período de 2000 – 2002.

**Figura 4.18b** – Idem a Figura 4.18a, mas para o experimento 9c.

**Figura 4.18c** – Idem a Figura 4.18a, mas para o experimento 12.

**Figura 4.19a** – Mostra o desvio padrão da TSM dos experimentos 8b, 9c, 12 e o valor observado do QuikScat para o equador.

**Figura 4.19b** – Mostra o desvio padrão da TSM dos experimentos 8b, 9c, 12 e o valor observado do QuikScat para 1°N.

**Figura 4.19c** – Mostra o desvio padrão da TSM dos experimentos 8b, 9c, 12 e o valor observado do QuikScat para 2°N.

**Figura 4.19d** – Mostra o desvio padrão da TSM dos experimentos 8b, 9c, 12 e o valor observado do QuikScat para 3°N.

**Figura 4.20a** – Série temporal de TSM do experimento 8b normalizada (acima). Espectro de potência da ondeleta (abaixo, esquerda) e espectro da ondeleta global (abaixo, direita) em 1°N-19°W para o ano de 2000. Unidade °C para a série temporal e °C<sup>2</sup> para WPS.

**Figura 4.20b** – Idem a Figura 4.20a, mas para o ano de 2001.

**Figura 4.20c** – Idem a Figura 4.20a, mas para o ano de 2002.

**Figura 4.21a** – Série temporal de TSM do experimento 9c normalizada (acima). Espectro de potência da ondeleta (abaixo, esquerda) e espectro da ondeleta global (abaixo, direita) em 1°N-19°W para o ano de 2000. Unidade °C para a série temporal e °C<sup>2</sup> para WPS.

**Figura 4.21b** – Idem a Figura 4.21a, mas para o ano de 2001.

**Figura 4.21c** – Idem a Figura 4.21a, mas para o ano de 2002.

**Figura 4.22a** – Série temporal de TSM do experimento 12 normalizada (acima). Espectro de potência da ondeleta (abaixo, esquerda) e espectro da ondeleta global (abaixo, direita) em 1°N-19°W para o ano de 2000. Unidade °C para a série temporal e °C<sup>2</sup> para WPS.

**Figura 4.22b** – Idem a Figura 4.22a, mas para o ano de 2001.

**Figura 4.22c** – Idem a Figura 4.22a, mas para o ano de 2002.

**Figura 4.23a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2000. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.

**Figura 4.23b** – Ondeleta coerência das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2000. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.

**Figura 4.23c** – Idem a Figura 4.23a, mas para a componente VV.

**Figura 4.23d** – Idem a Figura 4.23b, mas para a componente VV.

**Figura 4.24a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2001. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é

mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em  $90^\circ$ , apontando para baixo; TSM conduzindo UU em  $90^\circ$ , apontando para cima.

**Figura 4.24b** – Ondeleta coerência das séries temporais normalizadas de TSM9c e UU em  $1^\circ\text{N}$ - $19^\circ\text{W}$  para o ano 2001. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em  $90^\circ$ , apontando para baixo; TSM conduzindo UU em  $90^\circ$ , apontando para cima.

**Figura 4.24c** – Idem a Figura 4.24a, mas para a componente VV.

**Figura 4.24d** – Idem a Figura 4.24b, mas para a componente VV.

**Figura 4.25a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em  $1^\circ\text{N}$ - $19^\circ\text{W}$  para o ano 2002. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em  $90^\circ$ , apontando para baixo; TSM conduzindo UU em  $90^\circ$ , apontando para cima.

**Figura 4.25b** – Ondeleta coerência das séries temporais normalizadas de TSM9c e UU em  $1^\circ\text{N}$ - $19^\circ\text{W}$  para o ano 2002. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em  $90^\circ$ , apontando para baixo; TSM conduzindo UU em  $90^\circ$ , apontando para cima.

**Figura 4.25c** – Idem a Figura 4.25a, mas para a componente VV.

**Figura 4.25d** – Idem a Figura 4.25b, mas para a componente VV.

**Figura 4.26a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2000. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.

**Figura 4.26b** – Ondeleta coerência das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2000. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.

**Figura 4.26c** – Idem a Figura 4.26a, mas para a componente VV.

**Figura 4.26d** – Idem a Figura 4.26b, mas para a componente VV.

**Figura 4.27a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2001. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.

**Figura 4.27b** – Ondeleta coerência das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2001. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda;

UU conduzindo a TSM em  $90^\circ$ , apontando para baixo; TSM conduzindo UU em  $90^\circ$ , apontando para cima.

**Figura 4.27c** – Idem a Figura 4.27a, mas para a componente VV.

**Figura 4.27d** – Idem a Figura 4.27b, mas para a componente VV.

**Figura 4.28a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em  $1^\circ\text{N}-19^\circ\text{W}$  para o ano 2002. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em  $90^\circ$ , apontando para baixo; TSM conduzindo UU em  $90^\circ$ , apontando para cima.

**Figura 4.28b** – Ondeleta coerência das séries temporais normalizadas de TSM e UU em  $1^\circ\text{N}-19^\circ\text{W}$  para o ano 2002. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em  $90^\circ$ , apontando para baixo; TSM conduzindo UU em  $90^\circ$ , apontando para cima.

**Figura 4.28c** – Idem a Figura 4.28a, mas para a componente VV.

**Figura 4.28d** – Idem a Figura 4.28a, mas para a componente VV.

## LISTA DE TABELAS

**Tabela 4.1** – Valores de algumas características das OIT encontradas no Atlântico Tropical: período, velocidade de fase e comprimento de onda para o período de 2000-2002.

**Tabela 4.2** – Mostra os valores de algumas características das OIT encontradas de acordo com o experimento 8b do POM para o Atlântico Tropical, período, velocidade de fase e comprimento de onda para os anos de 2000 -2002.

**Tabela 4.3** – Idem a tabela 4.2, mas para o experimento 9c. O asterisco (\*) significa que são valores muito próximos aos do ano 2000 para este mesmo experimento, mas com uma diferença de um fator de 1 para mais ou para menos.

**Tabela 4.4** – Idem a tabela 4.2, mas para o experimento 12.

# 1. INTRODUÇÃO

É conhecido que o comportamento dinâmico do campo de vento à superfície do oceano, ou seja, na base da Camada Limite Planetária (CLP) pode ser influenciado diretamente por anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM), as quais podem ser induzidas pelas diferentes estruturas térmicas e dinâmicas presentes na faixa equatorial. Como exemplo de trabalhos nesta linha, pode-se mencionar Hashizume *et al.* (2002) e Chang *et al.* (2000), respectivamente para o Pacífico Equatorial Leste e para o Atlântico Tropical.

Conforme Lindzen & Nigam (1987), os padrões de convergência nos baixos níveis da atmosfera na região tropical são fortemente determinados pela distribuição de TSM, através das variações induzidas de Pressão ao Nível do Mar (PNM). Baixas (altas) pressões encontram-se sobre águas mais quentes (frias) e como consequência os ventos mais fortes, deverão ser encontrados nas regiões de maiores gradientes de pressão ou de TSM. Tais anomalias de TSM são geradas por Ondas de Instabilidade Tropical (OIT), as quais consistem em fenômenos oceânicos originados a partir do cisalhamento do sistema equatorial de correntes fluindo em sentidos contrários (Philander, 1978; Cox, 1980).

As OIT são ondas de Rossby ou Rossby-Gravidade (Anexo 1), cujas fases sempre se propagam para oeste e cuja velocidade de grupo tem direção leste/oeste. Estas são ondas geradas por instabilidades barotrópicas e, são sazonalmente e interanualmente moduladas por variações no sistema de correntes que as sustentam. Observações feitas no ano de 1999 através de satélites de alta resolução revelaram claramente manifestações atmosféricas destas ondas (Hashizume *et al.*, 2001). Acredita-se que as OIT devam ser geradas por fricções de correntes oceânicas e não por ventos locais, por este motivo as manifestações atmosféricas das OIT são largamente estudadas (Hayes *et al.*, 1989; Deser *et al.*, 1993).

Medidas de TSM feitas por satélites, tais como o TRMM/TMI, revelaram previamente aspectos ainda não relatados destas ondas. Estas observações prévias de TSM feitas por satélites no Pacífico (Legeckis, 1997) e Atlântico expuseram a existência de propagação de ondas para oeste a alguns graus ao norte do equador, com comprimentos de ondas da ordem de 1000-2000 km, com períodos de 20-40

dias e velocidades de fase de 0,3 – 0,6 m/s (Qiao & Weisberg, 1995). As OIT têm um distinto ciclo sazonal e genericamente estas ondas frontais de TSM começam a serem visíveis em junho e decaem quando um novo ano se inicia.

Trabalhos recentes reportam sinais com características de OIT em campos de ventos medidos por satélites (Barbosa & Camargo, 2006). Como se trata de um fenômeno inerentemente oceânico, sua presença nos campos de vento pode gerar resultados interessantes ao se analisar esta variável com ferramentas espectrais. Todavia, ainda não existe um consenso entre pesquisadores da exata natureza destas instabilidades oceânicas.

A fricção lateral associada com a subcorrente equatorial, corrente equatorial sul, contra corrente equatorial sul e gradientes de densidade entre a língua fria equatorial e a água quente ao norte, podem ser consideradas estruturas importantes que conduzem ao aparecimento destas instabilidades (Cox, 1980; Philander, 1978).

Em relação a sua origem oceânica, as instabilidades atmosféricas causadas pelas OIT podem influenciar a formação de nuvens (Deser *et al.*, 1993; Hashizume *et al.*, 2001), mudando o fluxo de calor (Thum *et al.*, 2002) e causando variações no vento (Hayes *et al.*, 1989; Chelton *et al.*, 2001; Liu *et al.*, 2000; Hashizume *et al.*, 2002) com similar periodicidade. Todavia as OIT são uma importante componente de larga-escala de balanço de calor da língua fria equatorial. Estas modificações do fluxo de calor induzem perturbações no campo de cisalhamento do vento de superfície em que os mesmos são controlados por perturbações no campo adjacentes de TSM.

Existem ainda algumas questões que permanecem abertas sobre as OIT no Atlântico Tropical: As características espectrais das OIT variam de ano a ano? E como elas variam? Onde elas são mais ativas? Assim, as questões do acoplamento oceano-atmosfera sobre as propriedades das OIT não foram completamente discutidas para o Oceano Atlântico Tropical.

## **1.1 Relação Entre a TSM e o Vento de Superfície**

Existem basicamente duas hipóteses referentes à relação entre a TSM e o vento de superfície, sobre os oceanos tropicais:

Na primeira hipótese, a PNM se acopla a TSM e muda os ventos de superfície (Lindzen & Nigam, 1987), ou seja, as modulações do vento são atribuídas às variações de TSM e de PNM.

Na segunda hipótese (Wallace *et al.*, 1989), a TSM está acoplada com o vento através da mudança de estabilidade estática (Anexo 2), ou seja, a estratificação de densidade na CLP. Sobre águas quentes, o ar é mais instável, a mistura vertical turbulenta cresce, reduzindo o cisalhamento vertical do vento na CLP e, como consequência direta os ventos sobre a superfície do mar crescem. Sobre águas frias o oposto é verdadeiro: a turbulência tenderia a diminuir, aumentando o cisalhamento vertical do vento na CLP, conseqüentemente gerando ventos mais fracos sobre a superfície do mar (Pezzi *et al.*, 2005).

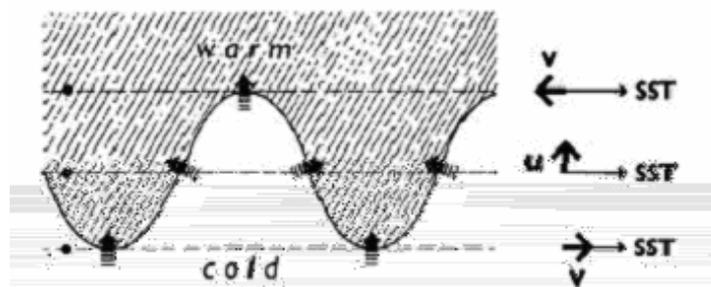


Figura 1.1

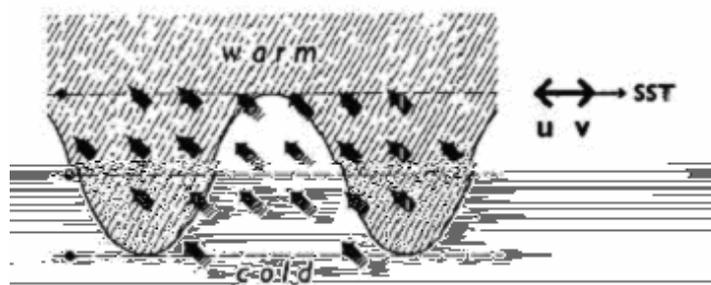


Figura 1.2

**Figuras 1.1 e 1.2** – Representação esquemática do campo de vento de superfície (U = vento zonal; V = vento meridional) associados com uma OIT, seguindo a hipótese sugerida por Lindzen e Nigam, 1987 (fig. 1.1) e Wallace *et al.*, 1989 (fig. 1.2). Os vetores na figura representam o vento. Modificada por Hayes *et al.* (1989). Figuras tiradas de A. C. V. Caltabiano *et al.* (2005).

Duas hipóteses que poderiam explicar as perturbações da velocidade dos ventos de superfície com uma propagação para oeste do campo de TSM, associado com as OIT são sumarizados nas figuras 1.1 e 1.2.

A figura 1.1 assume a principal forçante como sendo a influência hidrostática sobre a PNM, como discutido em Lindzen & Ningam (1987). TSM quente está associada com baixa PNM, por outro lado, águas frias com altas pressões. Como sumarizado pelo diagrama na figura 1.1, perturbações do vento zonal (U) estão 90° fora de fase com a TSM, enquanto mudanças no vento meridional (V) tendem a estar em fase ou fora de fase, dependendo basicamente da latitude.

A figura 1.2 assume que o principal determinante entre a TSM e o vento é de certa forma a modificação do atrito na CLP, como discutido em Wallace *et al.* (1989). Neste caso ventos de superfícies são fortes sobre TSM quentes; ventos de sudeste mostram que a componente zonal do vento está fora de fase com as perturbações de TSM e a componente meridional está em fase com elas.

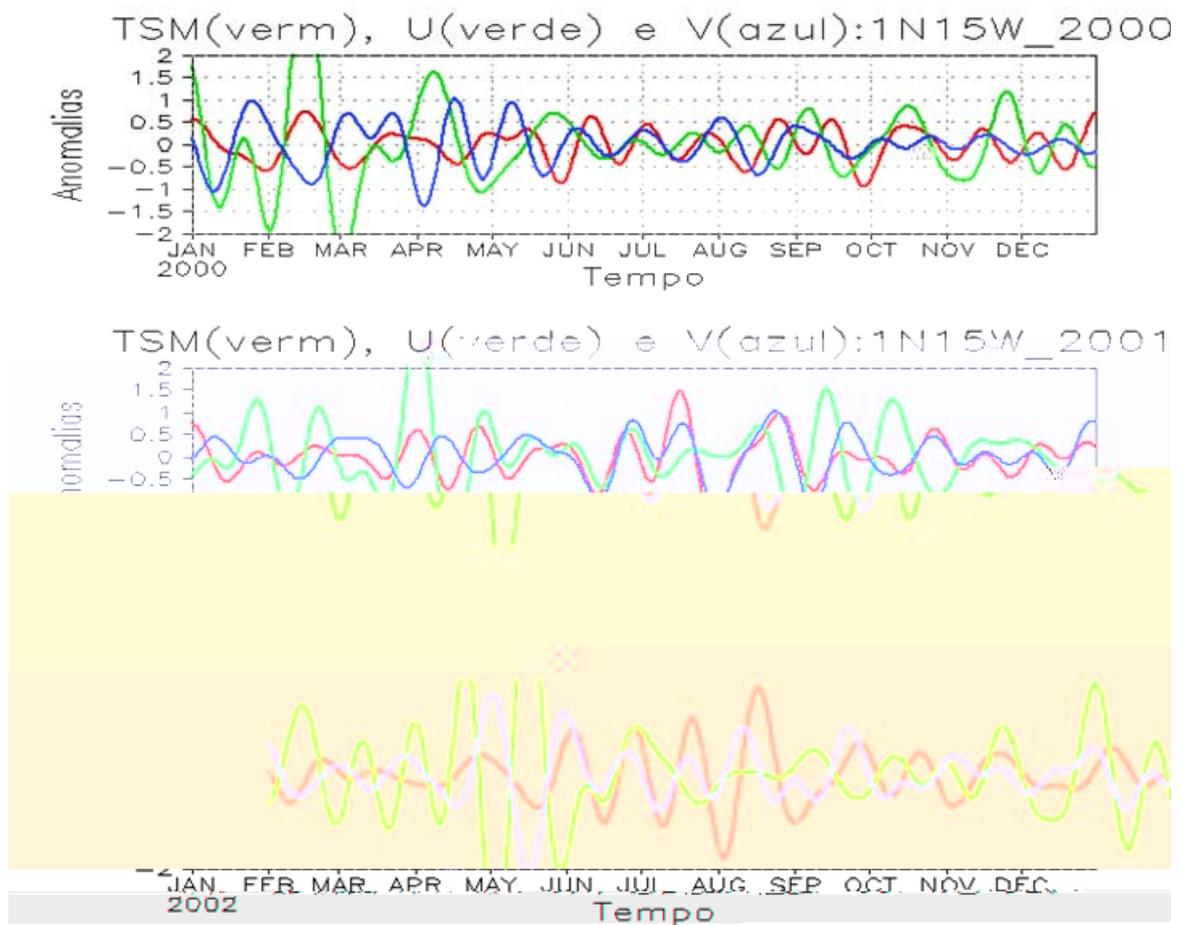
## 1.2 Objetivos

Com base no exposto, o estudo das OIT no Atlântico Tropical, ainda é um campo ativo e devido a isso este trabalho irá explorar a variabilidade espacial e temporal dessas ondas, pois muitas investigações ainda tornam-se necessárias para o entendimento dos processos físicos e dinâmicos associados a essas ondas no Atlântico Tropical. Tanto no que se refere a um ponto de vista observacional para a determinação de suas características, comprimento de onda, período, fase, amplitude, velocidade, etc., quanto em termos da representação numérica de seus mecanismos de formação, propagação e de associação com a variabilidade do vento na base da CLP.

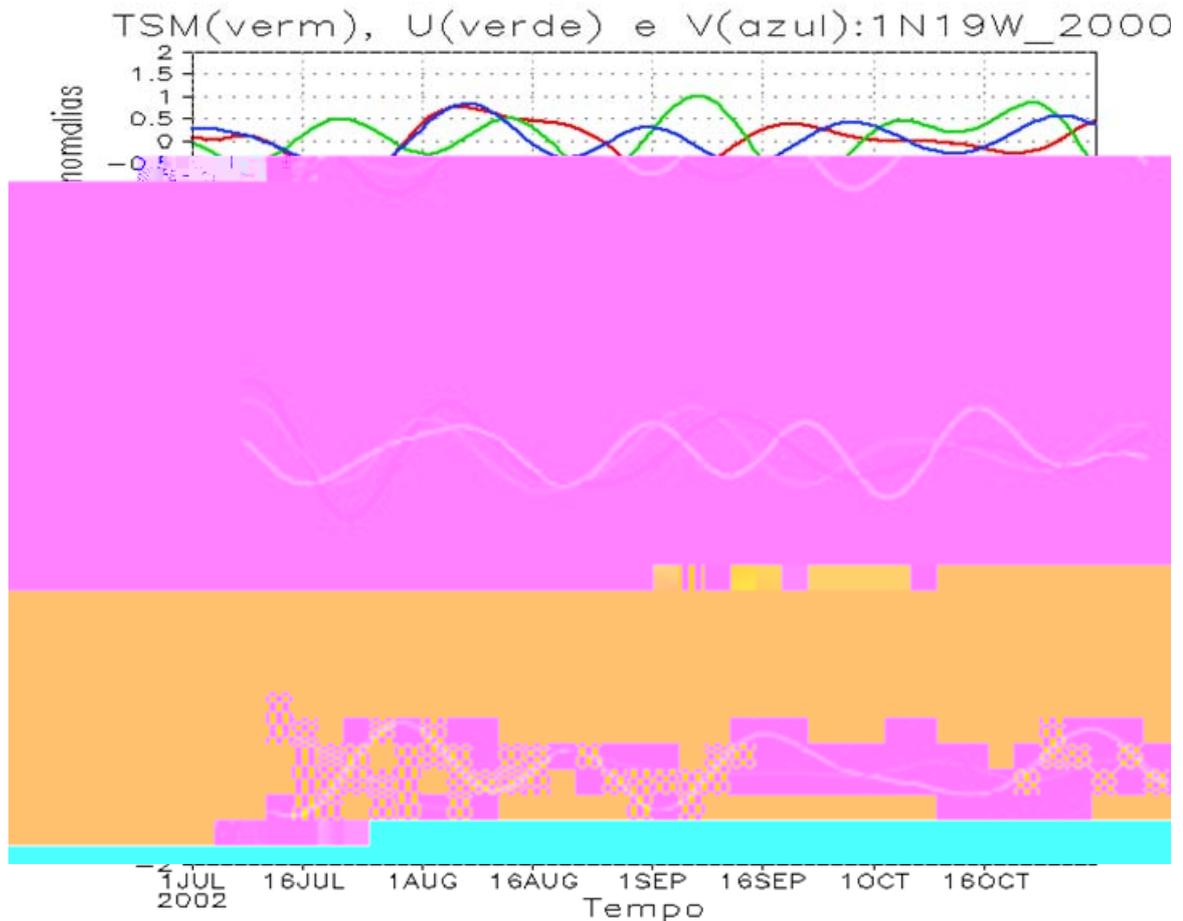
Em vista disso, pretende-se (i) caracterizar estas ondas através da análise de dados de satélites de alta resolução, tanto para o vento como para a TSM, e (ii) verificar a representatividade numérica das OIT utilizando um modelo de circulação oceânica na região do Atlântico Tropical e (iii) caracterizar a covariabilidade intrasazonal dos campos de TSM e vento para a melhoria do entendimento do comportamento acoplado oceano-atmosfera na região de estudo.

### 1.3 Justificativas

A literatura mostra que o fenômeno das OIT, apesar de muito difundido, ainda é pouco estudado e compreendido para o Oceano Atlântico Tropical. Os impactos no sistema de pesca e as implicações meteorológicas são pouco explorados, o que motiva ainda mais a busca de metodologias científicas para melhor compreender esse relevante fenômeno da região tropical.



**Figura 1.3a** – Anomalias na banda 20-60 dias de TSM e componentes zonal e meridional do vento em 1°N-15°W obtidas do TRMM e do QuikScat respectivamente, para os anos de 2000-2002.



**Figura 1.3b** – Idem a Figura 1.3a para 1°N-19°W.

As figuras 1.3 mostram séries temporais de anomalias de TSM (linha vermelho) e das componentes do vento, zonal (linha verde) e meridional (linha azul) em 1°N-15°W (acima) e 1°N-19°W (abaixo) e para os anos de 2000-2002 no Oceano Atlântico Tropical. Nestas figuras, as OIT tendem aparecerem na segunda metade dos anos como oscilações em períodos mais longos na banda intrasazonal; em termos espaciais, elas podem ser detectadas através de características bem marcantes, como a língua fria surgindo da costa da África e os padrões ondulatórios de instabilidades hidrodinâmicas em forma de cúspides na TSM para 30 de dezembro de 1999 (característica que pode ser vista com detalhes na figura 2.3).

Nas figuras 1.3 percebe-se que a partir do mês de junho a TSM e o vento tendem a entrar em fase, indicando um possível acoplamento entre estas variáveis.

A questão principal refere-se ao disparo desta interação: pelo Oceano ou pela Atmosfera? E qual atua com maior intensidade neste período e nos outros períodos do ano? Quais implicações estes acoplamentos teriam no sistema oceano-atmosfera? Tentar responder a estas perguntas e a outras será a meta deste trabalho. Como poderá ser visto mais à frente, 1°N-15°W e 1°N-19°W são as regiões de maior covariabilidade das OIT no Atlântico Tropical, segundo alguns autores.

## 2. DADOS E METODOLOGIA

O presente trabalho pretende avaliar as estruturas físicas e dinâmicas da interação oceano-atmosfera presente em dados observacionais de alta resolução obtidos por satélites e fazer considerações sobre os resultados obtidos por um modelo de circulação oceânica com distintas forçantes atmosféricas. As observações de TSM e vento serão utilizados para a determinação da variabilidade acoplada destas variáveis no Atlântico Tropical.

### 2.1 Motivação: Por que Usar Dados de Satélites?

É fato que os oceanos desempenham papel primordial para a humanidade, seja através da provisão de alimentos (a pesca é uma das mais antigas atividades profissionais existentes), rota de comércio, defesa e expansão territorial e mais recentemente na exploração de recursos minerais e de biotecnologia (Edwards & Lipiatou, 2002). Porém, o oceano é um ambiente hostil, o que torna seu estudo difícil e caro. Os instrumentos oceanográficos requerem uma tecnologia mais avançada para realizar medições sob condições de agitação causada por ondas que podem chegar a vários metros e sob pressões até centenas de vezes maiores do que a atmosférica.

Aliado a todas estas dificuldades, houve uma multiplicação exponencial do poder computacional e, conseqüentemente, da capacidade de resolução e sofisticação dos modelos numéricos de oceano. Com isso, passou-se a conhecer o oceano de maneira mais sinótica, o que foi ainda mais enriquecido com o fornecimento em caráter operacional, de dados obtidos por sensores a bordo de satélites.

Até meados dos anos 70 toda coleta de dados oceanográficos era praticamente feita localmente, ou seja, *in situ*. Com o surgimento da tecnologia espacial e conseqüentemente o lançamento de satélites, exclusivamente dedicados à observação do ambiente terrestre, a carência de informações de TSM, vento entre outras variáveis sobre a superfície dos oceanos vem sendo suprida. Estas informações têm sido cada vez mais exploradas pela comunidade científica e os

satélites de sensoriamento remoto tem tido um papel muito importante nesta empreitada.

Um satélite pode ser projetado para uma ou mais missões, o que dependerá dos objetivos pré-determinados; para se estimar a TSM e o vento sobre a superfície dos oceanos os sensores mais utilizados são os de microondas. Tais sensores estão a bordo dos satélites exclusivamente oceanográficos, como por exemplo, QuikScat, e de satélites multidisciplinares como o *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM).

Os sensores destes satélites possibilitam a obtenção de longas séries de dados de variáveis oceânicas e/ou atmosféricas, além de conseguirem uma cobertura quase global dos mesmos. Na atualidade existe uma evolução nos sensores capazes de medir o vento, sendo isto atribuído ao lançamento em junho de 1999 do QuikScat/Seawinds.

O QuikScat/Seawinds foi desenvolvido unicamente para medir o vento sobre a superfície do oceano, sendo que o mesmo é capaz de obter informações de intensidade e direção dos ventos sobre todas as condições de tempo, pois opera em uma faixa de microondas.

O Seawinds é um radiômetro a bordo do Satélite QuikScat, o qual é um sensor de microondas usado para medir a reflexão ou o espalhamento produzido pelo pulso de radar enquanto varre a superfície da Terra. Este instrumento opera na frequência de 13,4GHz e tem uma antena de 1 metro de diâmetro que gira continuamente e produz dois feixes que varrem em um padrão circular (Anexo 3). O Seawinds varre uma faixa de 1800 km durante cada órbita, fornecendo aproximadamente 90% da cobertura dos oceanos da Terra a cada dia.

Esse instrumento pode medir ventos de 3 a 20m/s, com uma acurácia de 2m/s em intensidade, e de 20° em direção. A resolução espacial deste sensor é de 0,25° x 0,25° aproximadamente 25 km, ou seja, a cada 25 km o sensor faz uma medida tanto ao longo quanto cruzando a faixa de 1800 km do satélite.

O *Tropical Microwave Imager* (TMI) é o radiômetro a bordo do TRMM, o qual é um projeto conjunto da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e da *National Space Development Agency of Japan* (NASDA), foi colocado em órbita em novembro de 1997, sendo o primeiro sensor a bordo de um satélite com objetivo exclusivo de adquirir informações meteorológicas na região tropical. Este satélite

está localizado numa órbita inferior àquela dos satélites tradicionais de órbita polar, ele está posicionado a 350 km acima da superfície terrestre, com uma inclinação de 35° em relação à linha do equador (Anexo 4).

Para o TRMM/TMI, um satélite considerado multidisciplinar, pois além do módulo do vento, o mesmo é capaz de determinar a TSM, vapor d'água, razão de chuva e água líquida de nuvem, operando também numa faixa de microondas de 10GHz. Este satélite trafega de oeste para leste numa órbita semi-equatorial e efetivamente se consegue aproveitar os dados entre 40°N e 40°S. A resolução de imagem deste radiômetro é de 25 km. Os dados são disponíveis de dezembro de 1997 até o presente momento.

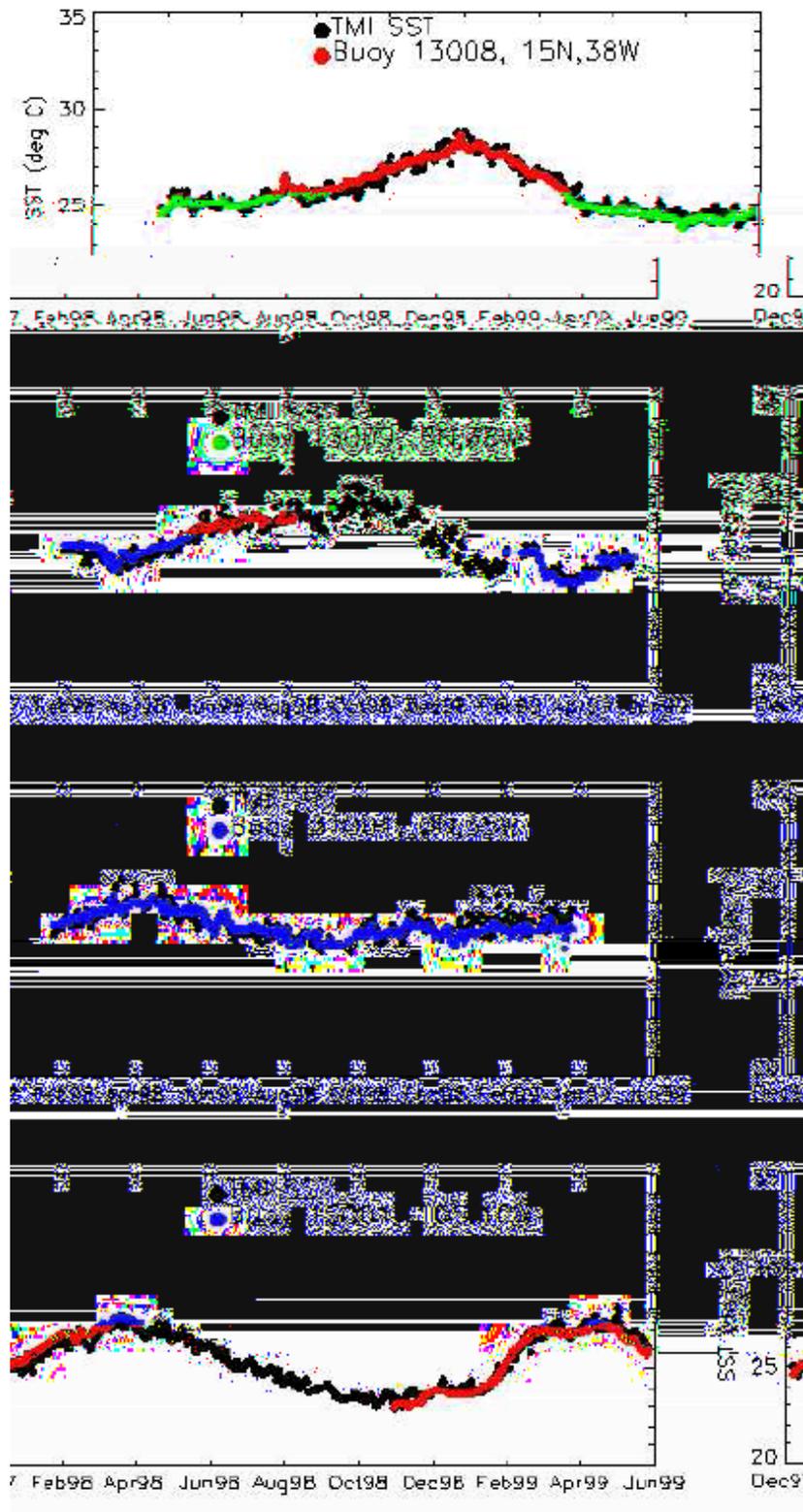
Ambos os satélites (QuikScat/Seawinds e o TRMM/TMI) são utilizados para melhorar o conhecimento sobre as interações oceano-atmosfera que contribuem para as mudanças globais de precipitação e climáticas. A literatura mostra que pela primeira vez foi possível estimar uma climatologia em escala global de precipitação, usando os dados de satélites como os do TRMM/TMI.

As vantagens de utilizar dados de satélites são muitas, dentre elas:

1. Cobertura Geográfica
2. Resolução Espacial
3. Cobertura Temporal
4. Resolução Temporal
5. Metodologia Consistente
6. Inovação Tecnológica
7. Vantagem Econômica

As vantagens acima citadas são válidas quando comparadas à coleta de dados *in situ*, ou seja, através de expedições de navios, utilizando-se bóias e outros equipamentos de coleta de dados diretamente extraídos dos oceanos, ou sobre a superfície dos oceanos.

## 2.2 Comparativo: Dados de Satélites e Dados *in situ*



**Figura 2.1** – Comparação da TSM do TMI (preto) e as bóias do PIRATA (vermelho) no Oceano Atlântico. Figura tirada da apostila de Oceanografia por Satélites (Paulo S. Polito e Olga T. Sato – Instituto Oceanográfico da USP). Unidade °C.

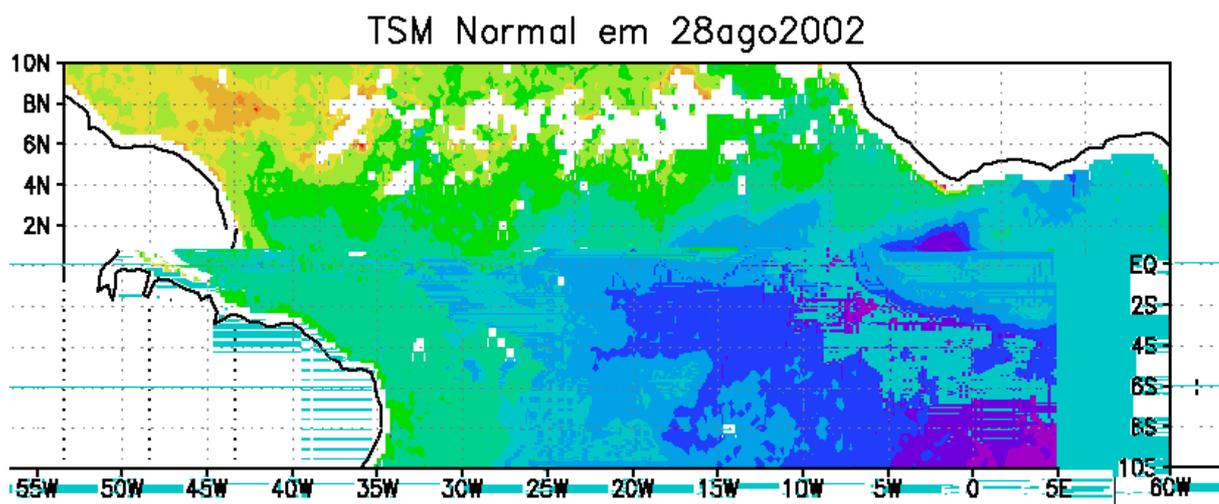
A figura 2.1 mostra séries temporais dos dados de TSM do TRMM/TMI e os valores desta mesma variável, coletados *in situ* pelo projeto PIRATA (Anexo 5) em diferentes pontos do Oceano Atlântico. Cada coordenada geográfica como também o número da bóia é descrito em cada *snapshot* e as séries são de dezembro 1997 a junho de 1999.

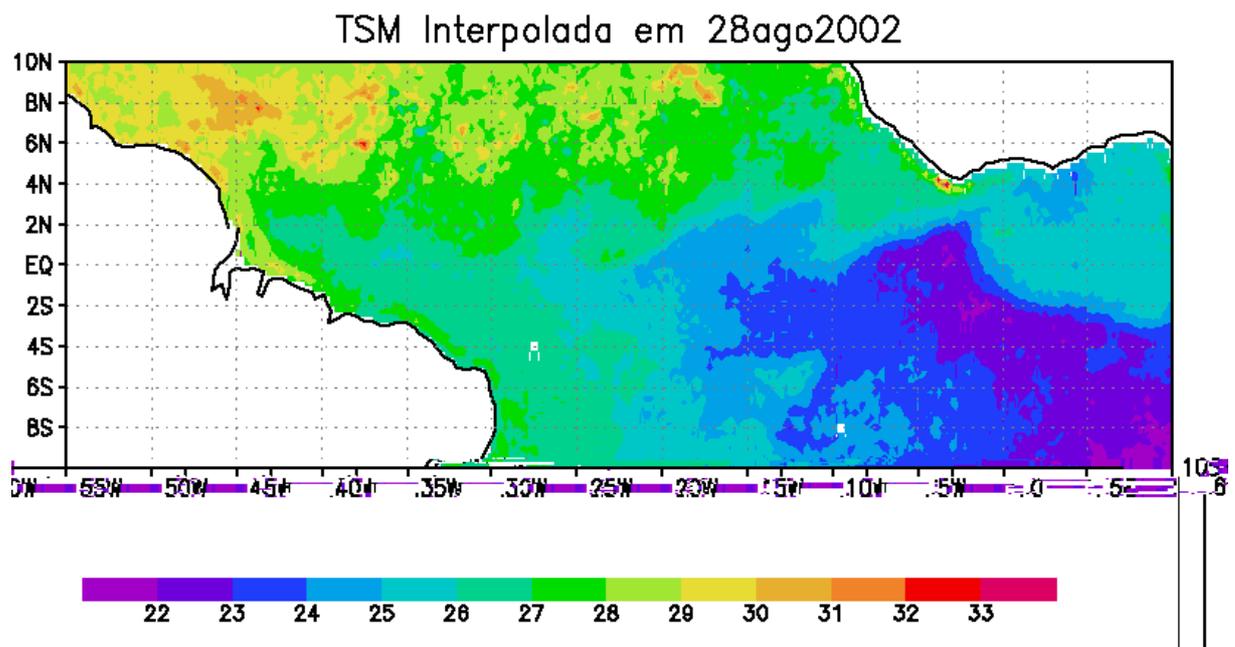
$$X_P = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{X_i}{d_i}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i}}$$

Equação (2.1)

Na equação 2.1 tem-se:  $X_p$  como sendo a variável interpolada;  $X_i$  é o valor da variável da  $i$ -ésima localidade vizinha;  $d_i$  é a distância entre o  $i$ -ésimo ponto de vizinhança e o ponto amostrado.

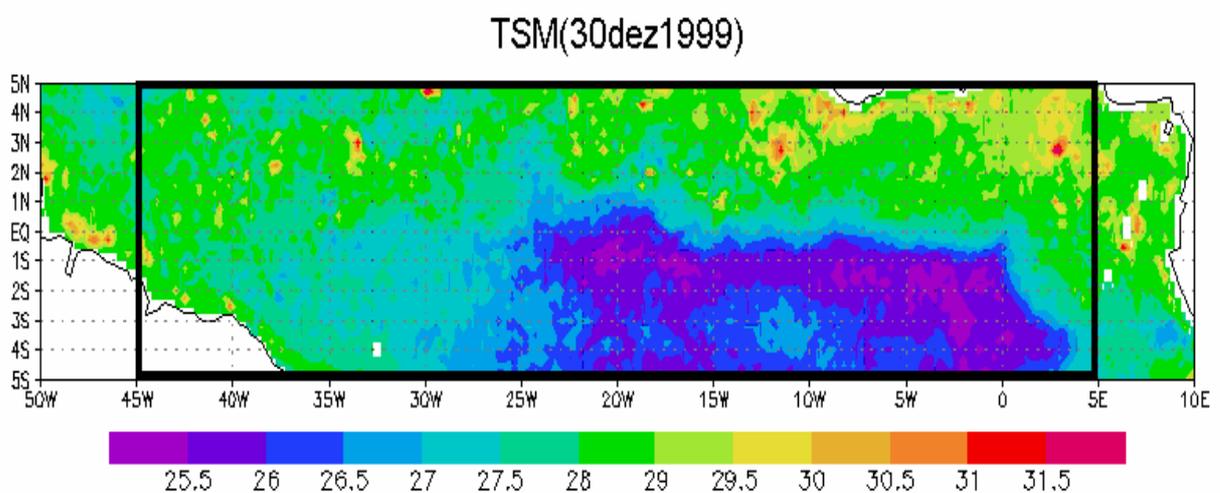
A figura 2.2 mostra o resultado de um programa feito em linguagem Fortran para a interpolação dos pontos de grade sem valor numérico, utilizando o método acima descrito. Este programa foi desenvolvido de forma a considerar somente os pontos vizinhos para o cálculo do valor ponderado interpolado. O número de vizinhos é função direta de uma distância limite de 750 km previamente determinada, por ter sido suficiente para a completa interpolação dos valores ausentes na região de estudo.





**Figura 2.2** – TSM em 28 de agosto de 2002. Acima a grade de 1440x320 sem interpolação dos dados e abaixo a grade com os dados interpolados. Unidade °C.

A figura 2.3 mostra outro instante já interpolado da região de estudo, com destaque para a área de interesse para este trabalho. O formato de cúspides e os gradientes horizontais de TSM ficam evidentes. Sua propagação também é bastante clara em animações de campos sucessivos.



**Figura 2.3** – Área de estudo para este trabalho (5°N - 5°S; 45°W - 5°E) e de onde foram obtidas as séries temporais analisadas. Unidade °C. Dados do TRMM/TMI.

### 2.3.2 Filtragem dos Dados (O Filtro de Lanczos)

O propósito da filtragem de uma série temporal é alterar, de maneira pré-determinada, a amplitude de Fourier que descreve a série. Isso pode ser feito modificando uma seqüência de dados utilizando um conjunto de pesos, que é conhecido como função peso. O filtro que será utilizado neste trabalho é o filtro de Lanczos, bastante utilizado em séries temporais extensas e que neste caso servirá para limitar o período de aparecimento das OIT, ou seja, 20-60 dias. A formulação matemática desta técnica é descrita a seguir:

Considere uma série temporal  $X_t$ ;  $t=1, N$ . Essa série pode ser representada como uma série de Fourier da seguinte forma:

$$X_t = X \sum_{k=1}^{N/2} C_k \cos 2\pi \frac{t}{N} k \varphi \quad \text{Equação (2.2)}$$

A filtragem quando é realizada no domínio do tempo, é descrita como:

$$Y_t = \sum_{k=1}^n W_k X_t; \quad \text{Equação (2.3)}$$

onde  $W_k$  é a função peso. No filtro passa-banda, que é utilizado para obter os sinais intra-sazonais das OIT, a função peso é definida por:

$$W_k = \frac{\sin 2\pi f_2 k / n}{2\pi f_2 k / n} \frac{\sin 2\pi f_1 k / n}{2\pi f_1 k / n} \frac{\sin \pi k / n}{\pi k / n} \quad \text{Equação (2.4)}$$

Na equação 2.4  $f_{c1}$  e  $f_{c2}$  são as freqüências de corte da banda desejada, 20-60 dias.

## 2.4 Parte Numérica

A calibração preliminar de um modelo numérico para a representação matemática de fenômenos físicos com certa complexidade, como as OIT, envolve inevitavelmente uma série de aproximações e simplificações. Sendo assim, para que se possa adquirir confiança nas previsões do modelo numérico, torna-se extremamente necessário confrontar os seus resultados com dados observacionais, de TSM. Pode-se definir a modelagem como o processo o qual equações diferenciais e as condições de contorno associadas são transformadas e resolvidas por um computador (Chassignet *et al.*, 2002).

A dinâmica computacional de fluidos consiste em reproduzir o comportamento de fluidos geofísicos em resposta as forçantes atuantes no meio, através da solução numérica das equações que governam os processos envolvidos. Este tipo de abordagem é bastante importante para estudos hidrodinâmicos, como é o caso das OIT, pois apresenta baixo custo, logística simples, capacidade de obter resultados simultâneos em amplas regiões (visão sinótica) e a possibilidade de simular diversas condições iniciais e de contorno diferentes para uma mesma região.

Os modelos de coordenada sigma ( $\sigma$ ), como o que será descrito posteriormente, podem ser chamados de seguidores de terreno e são especialmente adequados em regiões com topografia de fundo variável, onde processos de interação com a camada-limite são importantes. A fundamental atração de tais modelos consiste na representação suave da topografia e em sua habilidade em simular as interações entre o fluxo e a batimetria (Ezer *et al.*, 2002).

### 2.4.1 O Modelo Oceânico de Princeton (POM)

Foi utilizada a versão customizada do *Princeton Ocean Model* (POM) desenvolvida por Ricardo de Camargo (IAG/USP) e Joseph Harari (IO/USP) na região 10°N - 10°S e 60°W - 15°E em uma grade de 301x81 pontos, referente a uma resolução de 0,25°, para corresponder à mesma definição de pontos de grade da parte observacional. Dos diversos experimentos numéricos realizados, três foram

selecionados para verificar a representatividade das OIT no Atlântico Tropical, os quais serão posteriormente detalhados.

Os resultados encontrados serão comparados com valores observacionais, para um melhor detalhamento das estruturas dinâmicas das OIT e possivelmente sugerir melhoras na modelagem numérica.

O POM teve seu desenvolvimento iniciado em 1977 por Allan Blumberg e George Mellor, 1987. O mesmo foi desenvolvido no âmbito do *Atmospheric and Oceanic Sciences Program* da Universidade de Princeton e no *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GDFL) do *National Ocean and Atmosphere Agency* (NOAA), tendo sido aplicado desde então aos mais diversos problemas.

O POM é um modelo numérico hidrodinâmico não-linear, de equações primitivas com superfície livre, tridimensional, de diferenças finitas. Este modelo foi inicialmente projetado para simular correntes oceânicas e costeiras. O tratamento dos efeitos turbulentos é realizado com o modelo de fechamento turbulento de segunda ordem (Mellor & Yamada, 1982; Anexo 6), o que permite uma representação mais realística da camada de Ekman de superfície e de fundo (Blumberg & Mellor, 1987).

Como este modelo foi projetado para incluir os efeitos de correntes de profundidades irregulares, o sistema de coordenadas cartesianas é modificado com a introdução do conceito da coordenada generalizada sigma, no qual a coordenada vertical  $z$ , orientada no sentido contrário à aceleração da gravidade, é substituída pela coordenada sigma  $\sigma$ , que tem como referência, ao mesmo tempo, o fundo e a superfície livre do mar (equações 2.5).

$$x = x^* ; y = y^* ; \sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta} ; t = t^*$$

**Equações 2.5** – Transformação das coordenadas  $x$ ,  $y$ ,  $z$  e  $t$ , da esquerda para a direita respectivamente.

De acordo com as equações 2.5,  $\sigma$  é a coordenada vertical,  $\eta$  é a elevação da superfície livre e  $H$  é a profundidade local, como mostra a figura 2.4 abaixo. Assim,  $\sigma$  varia de zero, na superfície, a  $-1$ , no fundo. Desta maneira, o modelo consegue

representar bem os efeitos do relevo de fundo e do contorno de costa sobre a circulação.

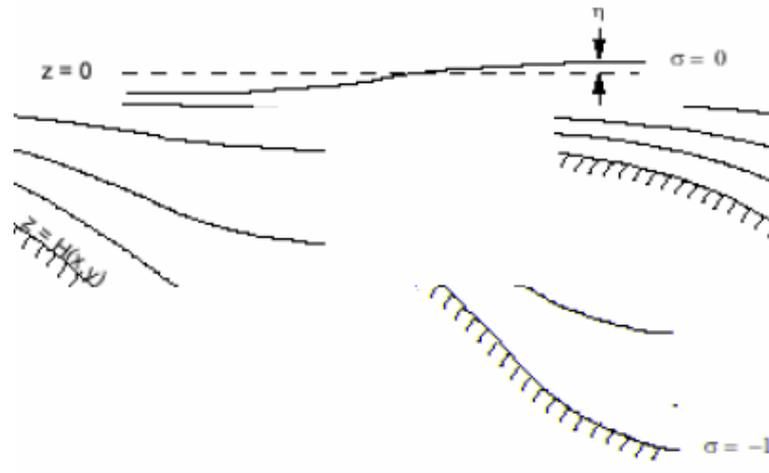


Figura 2.4 – Esquema que define a coordenada sigma e a superfície livre.

### 2.4.2 Equações Governantes do Modelo Oceânico

O conjunto de equações governantes é formado pelas equações primitivas do movimento, fazendo uso das aproximações de *Boussinesq* (Anexo 7), plano  $\beta$  e hidrostática. Referenciando-se a um sistema de coordenadas cartesianas ortogonais com valores positivos de  $x$  no sentido leste e de  $y$  no sentido norte e realizando a transformação para as coordenadas sigma, tem-se o conjunto de equações básicas utilizadas pelo POM (Mellor, 2004).

As variáveis prognósticas são as componentes horizontais do momentum, a temperatura e a salinidade, que juntas com as equações da continuidade e a equação hidrostática, compõem o conjunto das equações governantes no modelo, definidas nas equações 2.6 na mesma ordem de citação.

$$\frac{u}{t} - \frac{(uu)}{x} - \frac{(uv)}{y} - \frac{(uw)}{z} - \frac{F}{\rho} \frac{\partial v}{\partial x} ; \quad \text{Equação (2.6a)}$$

$$-\frac{v}{x} - 2A_h \frac{u}{x} - \frac{v}{y} - A_h \frac{v}{x} - \frac{u}{y} - \frac{v}{z} - A_v \frac{u}{z}$$

$$\frac{v}{t} \beta \frac{(v)}{x} \frac{(vv)}{y} \frac{(vw)}{z} \alpha \frac{F}{y} \frac{f_u}{z} ; \quad \text{Equação (2.6b)}$$

$$\frac{v}{y} 2A_h \frac{v}{y} \frac{u}{y} \frac{v}{y} \frac{v}{z} A_v \frac{v}{z}$$

$$\frac{T}{t} v. T w \frac{T}{z} K_h \frac{T}{z} F_t ; \quad \text{Equação (2.6c)}$$

$$\frac{S}{t} v. S w \frac{S}{z} \frac{S}{z} K_h \frac{S}{z} F_s ; \quad \text{Equação (2.6d)}$$

$$\frac{u}{x} \frac{v}{y} \frac{w}{z} 0; \quad \text{Equação (2.6e)}$$

$$\frac{P}{z} \rho \quad \text{Equação (2.6f)}$$

O conjunto de equações 2.6 é resolvido utilizando-se o método de *Leap-frog* que é uma diferenciação centrada no tempo e no espaço. Esta diferenciação é capaz de resolver apropriadamente os processos altamente dependentes do tempo e não-lineares da dinâmica da ressurgência costeira e de vórtices (Blumberg & Mellor, 1987).

O POM utiliza-se da técnica de separação de modos (*mode splitting*), na qual as equações do movimento são separadas em modo externo (barotrópico) e modo interno (baroclínico), permitindo que sejam utilizados intervalos de tempo ( $\Delta t$ ) diferentes na integração do modelo.

O intervalo de tempo para o modo interno pode ser muito maior do que o do modo externo, em virtude da velocidade da onda interna ser bem menor do que a velocidade da onda externa. A vantagem dessa técnica é a economia significativa de tempo de processamento não comprometendo a estabilidade do modelo, ou seja, satisfazendo a condição de Courant-Friedrichs-Levy (CFL).

Maiores detalhes das equações descritas acima e de outras que compõem a estrutura dinâmica ou termodinâmica do modelo, além de alguns detalhes intrínsecos ao modelo estão apresentados no Anexo 8.

### **2.4.3 Interpolação Espacial dos Dados da Reanálise**

O objetivo deste método é basicamente transformar a resolução espacial da série temporal de um conjunto de dados para uma resolução mais adequada. Os dados de vento de superfície do NCEP/Reanalysis possuem uma resolução de  $1,875^\circ \times 1,9047^\circ$  que por conveniência, os mesmos serão modificados para  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ . Dada a coordenada do ponto a ser interpolado e uma grade com os correspondentes valores de uma variável, o método consiste em utilizar uma determinada distância limite  $R_{lim}$  na qual são considerados os pontos vizinhos para a avaliação do valor interpolado. Assim, é feita uma média ponderada entre os vizinhos, cujos pesos são atribuídos conforme o inverso do quadrado da distância  $r_i$  entre o ponto desejado e cada vizinho, da mesma forma realizada para os dados de TSM, indicada pela equação 2.1.

### **2.4.4 Adequação Temporal dos Dados da Reanálise**

Em virtude dos dados de satélites consistirem em médias móveis de três dias e os dados do NCEP/Reanalysis serem em base diária, existe a necessidade de considerar a mesma amostragem temporal, para facilitar comparações entre os resultados bem como nas determinações do *lag* temporal (Anexo 9).

Este método funciona da seguinte forma, para cada ponto de grade: a média aritmética dos valores numéricos de velocidade do vento dos três primeiros dias da série temporal original será o primeiro dia da nova série temporal. Em seguida, a média aritmética dos dias 2, 3 e 4 da série original será o segundo dia da nova série, a média aritmética dos dias 3,4 e 5 será o terceiro dia, e assim sucessivamente.

### **2.4.5 Configuração do Modelo e Experimentos**

Uma grande quantidade de experimentos foi realizada no âmbito deste trabalho, para os quais foram utilizadas condições iniciais e parâmetros comuns. Devido à enorme riqueza de detalhes envolvendo cada simulação, a apresentação

dos resultados abordará apenas aqueles experimentos mais representativos das OIT no Atlântico Tropical.

Os parâmetros comuns a todos os experimentos são:

1. Espaçamento de grade  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ .
2.  $\Delta t_e = 900s$  modo externo e  $\Delta t_i = 30s$  modo interno.
3. Batimetria ETOPO5 com 5 iterações para alisamento conforme requerido pela coordenada vertical sigma.
4. 16 níveis sigma: 0; 0,0017; 0,0035; 0,0069; 0,0139; 0,0278; 0,0556; 0,1111; 0,2222; 0,3333; 0,4444; 0,5555; 0,6666; 0,7777; 0,8888 e 1.
5. Período estudado: 01Jan1998 a 31Dez2002 (1826 valores em base diária). A análise dos resultados compreenderá os anos de 2000 a 2002, considerando os dois primeiros anos de integração como sendo o tempo de ajuste do modelo às diferentes forçantes.
6. Saídas de resultados do modelo a cada 2 dias, com 913 registros.
7. Condições iniciais referem-se às médias de longo termo referentes ao mês de janeiro para elevação de superfície e campos tridimensionais de correntes, temperatura e salinidade. Estes campos foram obtidos através de simulações com o próprio POM em uma malha de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  no Atlântico Sul e Atlântico Tropical, utilizadas em estudos anteriores (Camargo, 2006; Harari, França & Camargo, 2006).
8. Parâmetros do modelo:
  - a. HORCON=0,1: coeficiente de difusão horizontal turbulenta.
  - b. SMOTH=1,0: fator para a filtragem no tempo.
  - c. ZOB=0,01m: comprimento de rugosidade de fundo.
9. Condições de contorno:
  - a. Elevação: Climatologia em base mensal da malha de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  no Atlântico Sul e Tropical mencionada acima, com interpolação diária.
  - b. Correntes do modo externo e dos modos internos: Não gradiente.
  - c. Temperatura e Salinidade: Radiacional.

Um aspecto bastante relevante das simulações apresentadas refere-se ao uso de um termo de relaxação newtoniana à variação climatológica do campo tridimensional de temperatura e salinidade – também obtido na malha de 0,5° X 0,5° no Atlântico Sul e Tropical acima citada com base na climatologia mensal em 1° X 1° de Levitus & Boyer (1994). Este termo de relaxação tridimensional foi inserido nos processamentos para melhor representar a variação mensal da estrutura do campo de massa, a qual foi interpolada linearmente em base diária e espacialmente de acordo com o inverso do quadrado da distância para a malha em uso no presente estudo. Sua imposição é feita através de uma média ponderada entre o valor modelado e o valor climatológico – em cada ponto de grade ao longo da integração do modelo – adotando peso controlado para a climatologia, de modo que os campos modelados não se afastem significativamente dos valores climatológicos de referência. O peso adotado para a relaxação climatológica é  $10^{-7}$  e, apenas como esclarecimento, a adoção do valor um equivale à imposição exata do valor climatológico.

Cabe enfatizar, no entanto, que a relaxação à base climatológica não impõe o aparecimento das OIT, uma vez que os valores diários são obtidos a partir de interpolação linear dos valores mensais. Ainda é oportuno acrescentar que a ponderação de  $10^{-7}$  utilizada para relaxação à climatologia foi obtida através de sucessivos testes de sensibilidade que fizeram parte dos ajustes iniciais do modelo à região de estudo.

Outro aspecto que merece destaque refere-se à imposição do fluxo de calor com a atmosfera, o qual também considera um fator de correção para os termos de calor sensível e calor latente em função da temperatura da superfície, de acordo com a formulação proposta por Ezer (2000).

O fluxo de calor da atmosfera para o oceano é dividido em duas componentes, o fluxo de calor da superfície:

$$Q = Q_c - \frac{Q}{T_c} (T_c^0 - T_m^0) - C_1 Q_s \quad \text{Equação (2.7)}$$

e o fluxo de calor que é absorvido abaixo da superfície, de acordo com:

$$Q_{rad}(z) = C_1 Q_s \exp(C_2 z) \quad \text{Equação (2.8)}$$

$T^0$  é a temperatura da superfície e o subscrito “m” e “c” representam campos obtidos do modelo e do COADS, respectivamente.  $Q_s$  é a radiação de onda curta e  $Q_c$  é o fluxo total da superfície excluindo a componente da radiação de onda curta. Onde  $C_1 = 0,31$  e  $C_2 = 0,042$  são coeficientes empíricos de atenuação. E por fim tem-se a magnitude do coeficiente de acoplamento  $\frac{Q}{T} = 40 \frac{W}{m^2 \cdot ^\circ C}$  é o valor adotado. Cabe destacar que o termo de radiação de onda curta, por sua vez, não está incluído no fator de correção, o qual também possui alternativa de penetrar na coluna de água ou de atuar apenas na camada de superfície. Esta segunda alternativa mostrou-se mais realista para os propósitos deste trabalho, e também fez parte dos testes da etapa de implementação e ajuste do modelo à região de estudo, cuja apresentação de resultados não é relevante para este documento.

Durante o desenvolvimento deste trabalho foram feitos vários experimentos, mas serão descritos apenas os mais importantes e, que de certa forma foram bem sucedidos. Os nomes são referentes à ordem de criação dos conjuntos de simulações.

**Experimento 8b:** as forçantes de superfície empregadas (campos de vento e fluxo de calor) foram obtidas do *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS)* analisados por Silva *et al.* (1994). Médias mensais de longo termo com interpolação em base diária.

**Experimento 9c:** Campos de vento e fluxo de calor foram obtidos do NCEP/Reanalysis originalmente em médias diárias de 01Jan1998 a 31Dez2002, mas impostos ao modelo após cálculo de média móvel de três dias.

**Experimento 12:** Idem ao experimento 9c, mas o vento do NCEP/Reanalysis foi substituído pelo vento do QuikScat no período de 01Ago1999 a 31Dez2002.

### 3. A ANÁLISE ESPECTRAL DOS DADOS (Ondeletas)

A grande maioria das observações e simulações de processos e regimes não-lineares na natureza é registrada a partir de Séries Temporais. Hoje em dia observa-se uma vasta gama de técnicas de análises espectrais destas séries, em comparação à análise estatística clássica de sinais, que foram desenvolvidas e introduzidas na literatura com a finalidade de fornecer ferramentas para a caracterização de regimes não-lineares que estão associados à variabilidade complexa observada de variáveis geofísicas.

Exemplos clássicos de dados que apresentam esta variabilidade complexa são aqueles relacionados à observação de variáveis atmosféricas e oceânicas, por exemplo, TSM e vento. Um evento que possui relação direta com a interação entre estas variáveis são as OIT como mencionado anteriormente.

É claramente demonstrado hoje em dia que a Análise de Fourier tradicional não se torna viável para investigação de fenômenos não-estacionários ou mesmo aqueles em que o sinal sofre variações bruscas de frequência (Farge, 1992). Entenda-se como “estacionária” uma série temporal, em que se calculam estatísticas como “médias” e “variâncias” para diferentes intervalos de períodos (ou seja, janelas no tempo) e verifica-se se são estatisticamente distintas (caso não sejam, assume-se que a série é estacionária).

A técnica chamada de *Windowed Fourier Transform* (ou Janelada de Fourier) é limitada no aspecto de que possui uma janela móvel no tempo, porém esta janela é fixa, ou seja, ela não consegue determinar variações de altas e baixas frequências simultaneamente. Tal necessidade requer o uso da técnica em ondeleta, pois esta possui janelas móveis no tempo que se dilatam para capturar sinais de baixa frequência e se comprimem para capturar sinais de alta frequência.

A Transformada em Ondeleta (TO) se tornou uma ferramenta comum, para a análise de variações locais de energia dentro de uma série temporal, pela decomposição da mesma em tempo-frequência-espço. Esta é capaz de determinar os modos dominantes de variabilidade e como estes modos variam no tempo.

A TO tem sido usada por numerosos estudos em geofísica, incluindo convecção tropical (Weng & Lau, 1994), o ENSO (Gu & Philander, 1995), frentes

frias atmosféricas (Gamage & Blumen, 1993) e estruturas coerentes em fluxos turbulentos (Farge, 1992). Uma completa descrição de aplicações geofísicas pode ser encontrada em Foufoula-Georgio & Kumar (1995), enquanto o tratamento teórico de análises em ondeletas é dado em Daubechies (1992).

A análise em ondeletas tem sido formalizada extensivamente graças aos esforços de Físicos e Matemáticos, constituindo um núcleo de idéias partilhadas também por Engenheiros entre outros. Esta técnica foi originalmente empregada na análise de sinais sísmicos na geofísica (Morlet, 1983); contudo o estudo desta técnica vem crescendo vertiginosamente estando aliada a poderosos algoritmos computacionais e ao interesse de uma ampla comunidade (Daubechies *et al.*, 1992).

Com o objetivo de melhor compreender a covariabilidade da TSM e o vento no Oceano Atlântico Tropical, será aplicada a técnica em Ondeleta Contínua nas seguintes formas: Ondeleta Simples (OS), Ondeleta Cruzada (OC) e Ondeleta Coerência (CO) que podem ser usadas para analisar os mais diferentes aspectos intrínsecos a sistemas físicos que possuem características não-lineares, que é o caso de dados de sinais geofísicos obtidos por satélites.

Entenda-se como ondeleta simples a aplicação da ondeleta contínua para apenas uma variável, pois além da ondeleta contínua, que será descrita logo abaixo, existe a ondeleta discreta a qual não será mencionada aqui. Para maiores detalhes sobre ondeleta discreta vejam Torrence & Compo (1998).

### **3.1 A Transformada em Ondeleta Contínua**

A Transformada em Ondeleta Contínua é uma transformada linear que pode ser utilizada na análise de sinais não-estacionários para extrair informações das variações em freqüência desses sinais e para detectar estruturas localizadas no tempo ou espaço. Esta técnica tem sido amplamente utilizada em vários campos já mencionados e também na análise de dados climáticos. Para que uma função seja denominada de Função Ondeleta (FO) (representada pela letra  $\psi$  'psi'), deve satisfazer a duas propriedades distintas, descritas abaixo:

1ª A integral dessa função deve ser zero, ou seja:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \psi(t) dt = 0;$$

Equação (3.1)

o que garante que a FO assuma uma forma do tipo onda. Essa condição é conhecida como condição de admissibilidade.

2ª A FO deve possuir energia unitária, isto é:

$$\int_{-\infty}^{\infty} |\psi(t)|^2 dt = 1;$$

Equação (3.2)

A equação 3.2 garante que a FO possua suporte compacto, ou seja, um decaimento rápido de amplitude denominado (*e-folding time*), garantindo sua localização espacial.

De um modo geral as funções denominadas de ondeleta possuem a propriedade básica de dupla localização: frequência e em tempo, com uma relação intrínseca entre elas, a localização temporal da função ondeleta ocorre por ser localizada em um intervalo finito, assim quando a escala aumenta a função ondeleta dessas escalas ficam localizadas em intervalos de comprimento cada vez menores.

A localização em frequência se dá ao fato de a transformada de Fourier da FO poder ser interpretada como um filtro passa-banda. Quando da escolha de uma função ondeleta, tal decisão deve ser tomada em virtude da representatividade da mesma e, das características do sinal, ou seja, da série temporal. Caso o interesse esteja no estudo de mudanças de amplitude e fase, uma ondeleta complexa deve ser uma ótima escolha, como é o caso da ondeleta de Morlet, que ajuda a capturar o sinal oscilatório dos dados.

A ondeleta de Morlet é definida da seguinte forma:

$$\psi(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-i\omega t} e^{-\frac{1}{2}(\frac{t}{\sigma})^2};$$

Equação (3.3)

onde  $\omega_0$  é uma freqüência adimensional e  $\eta$  é o tempo adimensional, sendo  $\omega_0=6$  para Morlet uma ótima escolha (este valor foi utilizado pelo autor para este trabalho) para o propósito de aplicar a ondeleta contínua como um filtro passa banda nas séries temporais. A ondeleta é alargada no tempo pela variação de sua escala ( $s$ ), onde  $\eta=s.t$  e normalizando-se para obter a unidade de energia. Para a ondeleta mãe de Morlet com ( $\omega_0=6$ ) o período de Fourier ( $\lambda_{wt}$ ) é quase igual à escala ( $\lambda_{wt} = 1,03s$ ).

A transformada de ondeleta contínua de uma série temporal ( $x_n, n=1, \dots, N$ ) com espaços de tempo uniformes  $\delta t$ , é definida como a convolução de  $x_n$  com a ondeleta escalonada e normalizada.

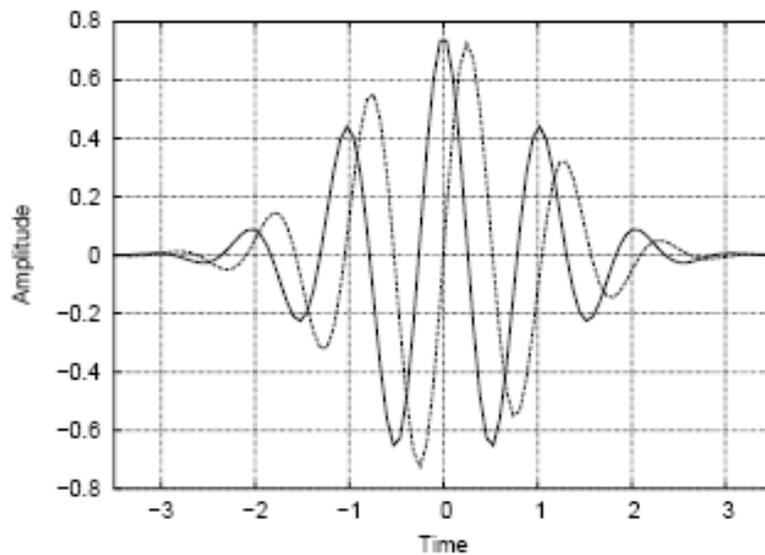
$$W_n^X(s) = \frac{1}{\sqrt{s}} \int_{n-1}^{n+1} x_{n'} \psi\left(\frac{n'-n}{s}\right) dt ; \quad \text{Equação (3.4)}$$

Maiores detalhes da convolução no espaço de Fourier podem ser encontrados em Torrence & Compo (1998). Define-se a energia da ondeleta como  $|W_n^X(s)|^2$ . O argumento complexo da equação (3.4) pode ser interpretado como a fase local. Uma importante observação é que devido a TO não ser completamente localizada no tempo, o resultado final possui efeitos de bordas e, por isso, a utilidade de se usar o cone de influência, em que os efeitos de bordas poderão ser desprezados.

Para a significância estatística da ondeleta, pode-se utilizar a ‘hipótese nula’ em que o sinal é gerado por processos estacionários com dado ‘Background Power Spectrum ( $P_k$ )’. Detalhes em Allen & Smith (1996), em que se encontra:

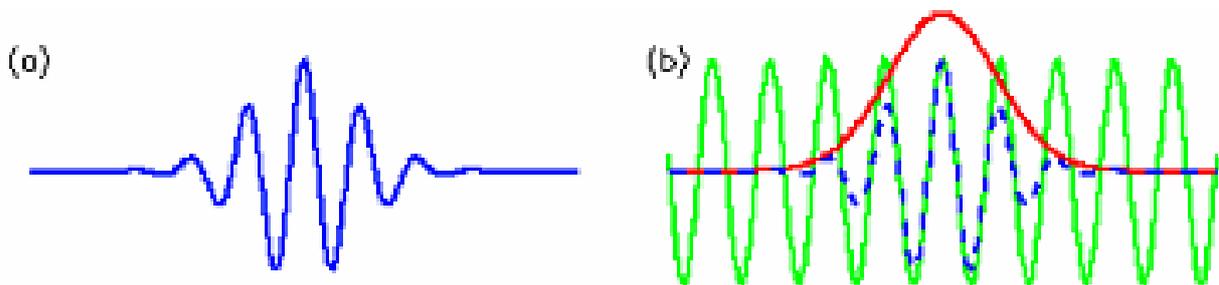
$$P_k = \frac{1}{1 - \alpha^2} ; \quad \text{Equação (3.5)}$$

onde  $k$  é o índice da freqüência de Fourier e  $\alpha$  é um coeficiente de autocorrelação (Allen & Smith, 1996). Uma definição bastante satisfatória seria pensar a ondeleta como consecutivos filtros passa-banda, aplicados às séries temporais, onde a escala é linearmente relacionada com o período do filtro (Grinsted *et al.*, 2004).



**Figura 3.1** – Parte Real (Linha Sólida) e Parte Imaginária (Linha Pontilhada), parte da Ondeleita de Morlet com  $\omega_0=6$ . Figura tirada de D. Maraun & J. Kurts (2004).

A figura 3.1 mostra o sinal da Ondeleita de Morlet para  $\omega_0=6$ , a qual tem a parte real (linha sólida) e a parte imaginária (linha tracejada). As figuras 3.2 mostram o sinal da ondeleta de Morlet (linha azul contínua) de largura e amplitude arbitrária e a construção da ondeleta de Morlet (linha azul tracejada) a partir de uma onda seno (verde), modulada por um pacote gaussiano (vermelho), conforme Torrence & Compo (1998).



**Figura 3.2 - (a)** Sinal da ondeleta de Morlet com largura e amplitude arbitrária, **(b)** Construção da ondeleta de Morlet (azul tracejado) a partir de uma onda seno (verde), modulada por um pacote gaussiano (vermelho), Torrence & Compo (1998).

### 3.2 A Transformada em Ondeleta Cruzada (OC)

A Ondeleta Cruzada (OC) mostra regiões com grandes energias em comum e revela informações sobre a relação entre as fases de duas séries temporais. Como na análise de Fourier, o espectro de energia da ondeleta, pode ser estendido para analisar duas séries temporais,  $x_n$  e  $y_n$ .

Assim é possível definir a OC destas duas séries como  $W^{XY} = W^X W^{Y*}$ , onde \* denota o complexo conjugado; além disso, define-se o espectro de energia da ondeleta cruzada como sendo  $|W^{XY}|$ . A distribuição teórica do espectro de energia da ondeleta cruzada de duas séries temporais com espectro de potência de fundo  $P_k^X$  e  $P_k^Y$  é dada em Torrence & Compo (1998) como:

$$D \frac{|W_n^X| |W_n^Y|}{\sqrt{P_k^X P_k^Y}} > Z(p) \sqrt{P_k^X P_k^Y} ; \quad \text{Equação (3.6)}$$

onde  $Z_v(p)$  é o nível de confiança associado com a probabilidade  $p$  para o *Probability Density Function* (PDF) definido pela raiz quadrada do produto de duas distribuições <sup>2</sup>. Por exemplo, os 5% do nível de confiança nos gráficos das OC foi utilizado  $Z_2(95\%)$ .

#### 3.2.1 O Ângulo de fase da Ondeleta Cruzada

Como o interesse está na diferença de fase entre as componentes do vento e a TSM, é necessário estimar a média e o intervalo de confiança da diferença de fase entre as variáveis. Serão então usadas a média circular da fase sobre regiões com significância estatística maiores que 5% que estão fora do cone de influência (COI) que quantificará a relação de fase. A média circular de um conjunto de ângulos ( $a_i, i = 1 \dots n$ ) é definido de acordo com (Zar *et al.*, 1999).

$$a_m = \arg X, Y \text{ com } X = \sum_{i=1}^n \cos(a_i) \text{ e } Y = \sum_{i=1}^n \sin(a_i); \quad \text{Equação (3.7)}$$

Maiores detalhes em Grinsted *et al.* (2004).

### 3.2.2 A Transformada em Ondelela Coerência (CO)

A Ondelela Cruzada (OC) revela regiões comuns de maior energia entre duas séries temporais. A Ondelela Coerência (CO) mostra regiões de maior covariabilidade, não necessariamente de maior energia e que ainda pode ser definida como sendo a medida da coerência entre duas ondeletas simples em tempo frequência espaço. De acordo com Torrence & Webster (1999), pode-se definir a CO entre duas séries temporais como:

$$R_n^2(s) = \frac{|S(s^{-1} W_n^{XY}(s))|^2}{S(s^{-1} |W_n^X(s)|^2) \cdot S(s^{-1} |W_n^Y(s)|^2)}; \quad \text{Equação (3.8)}$$

onde  $S$  é o operador de suavização. É útil pensar em ondeleta coerência como um coeficiente de correlação localizado em tempo frequência espaço. A definição de  $S$  se dá da seguinte forma:

$$S(W) = S_{scale}(S_{time}(W_n(s))); \quad \text{Equação (3.9)}$$

onde  $S_{scale}$  denota a suavização ao longo da escala dos eixos da ondeleta e  $S_{time}$  no tempo. Para a ondeleta de Morlet, um operador de suavização é dado de acordo com Torrence & Webster (1999).

$$S_{time}(W)|_s = W_n(s) * c_1 \frac{t^2}{2s^2} \text{rect}\left(\frac{t}{s}\right); \quad \text{Equação (3.10)}$$

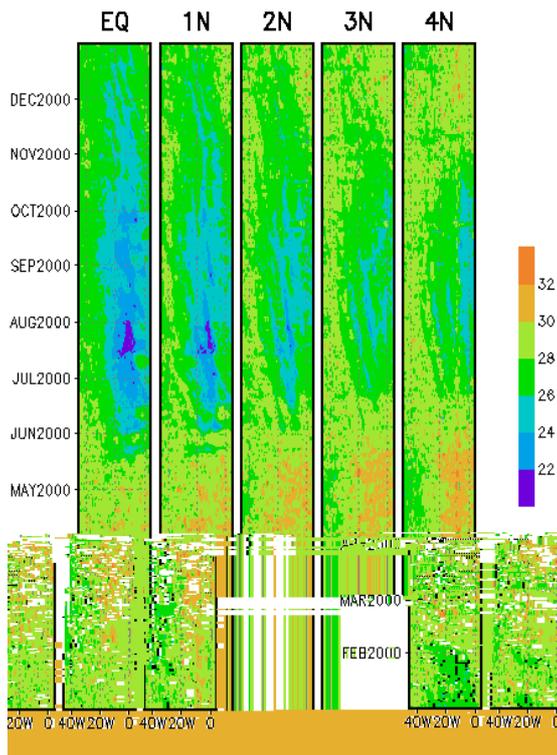
$$S_{time}(W)|_s = (W_n(s) * c_2 \frac{1}{(0.6s)} \text{rect}\left(\frac{t}{s}\right)); \quad \text{Equação (3.11)}$$

onde  $c_1$  e  $c_2$  são constantes de normalização e  $\text{rect}$  é a função retângulo. O fator 0.6 é determinado empiricamente para a ondeleta de Morlet de acordo com Torrence & Compo (1998). O nível de significância estatística da ondeleta coerência é estimado utilizando o método de Monte Carlo (Anexo 10). Detalhes da metodologia envolvida para a análise espectral deste trabalho utilizando ondeletas podem ser encontrados em Grinsted *et al.* (2004).

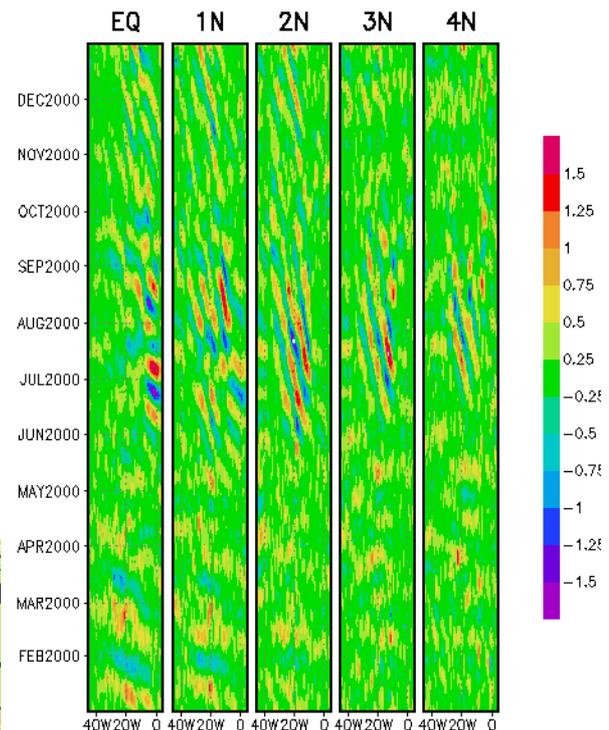
## 4. RESULTADOS

### 4.1 Parte Observacional

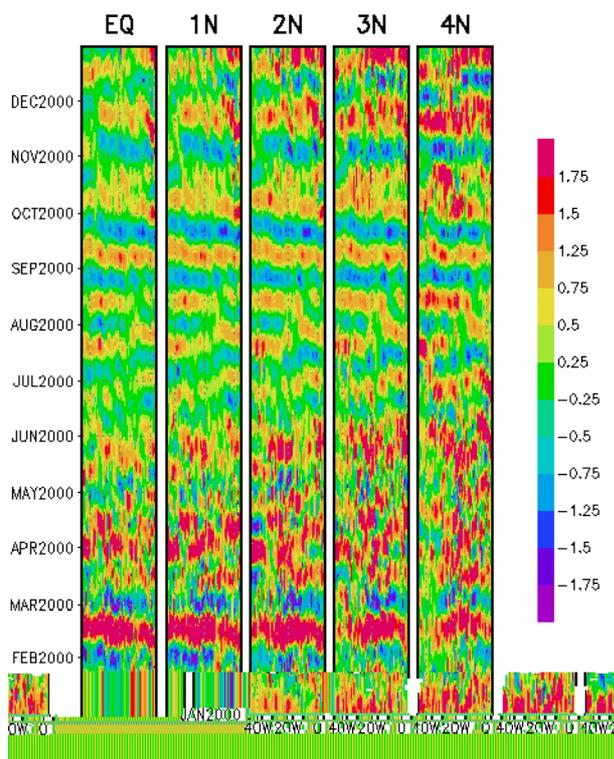
Com o propósito de estudar as características e a propagação das OIT no Atlântico Tropical, através das variáveis TSM e componentes do vento, obtidas de radiômetros de alta resolução, aplicou-se o filtro de Lanczos para 20–60 dias no período estudado, ou seja, de 2000 a 2002. Os resultados obtidos foram visualizados em diagramas de Hovmöller (longitude versus tempo) em diversas latitudes (equador, 1°N, 2°N 3°N e 4°N), com o intuito de evidenciar em qual latitude e em que extensão longitudinal estas ondas são mais energeticamente ativas.



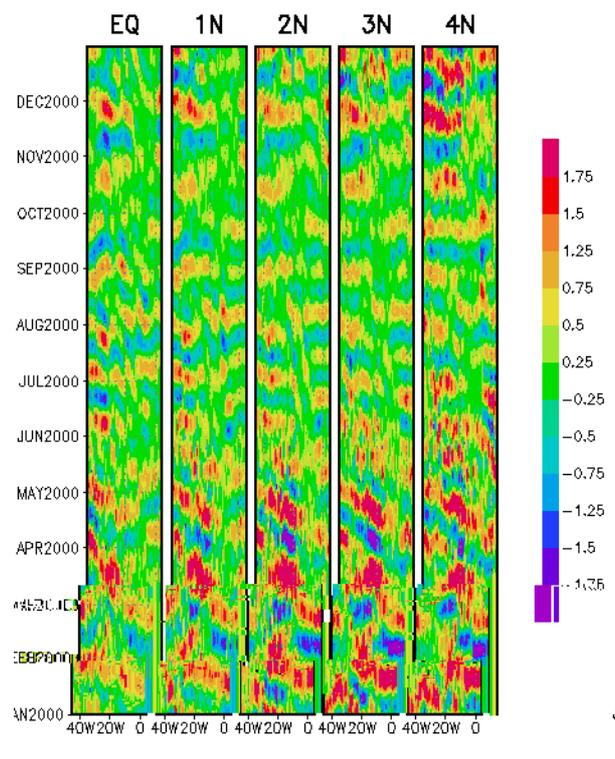
**Figura 4.1a** – Diagrama de Hovmöller da TSM no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N; para o ano de 2000. Temperatura em °C.



**Figura 4.1b** – Idem à Figura 4.1a para TSM filtrada em 20-60 dias. Anomalias em °C.



**Figura 4.1c** – Diagrama de Hovmöller da componente zonal do vento filtrada em 20-60 dias no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N; para o ano de 2000. Unidade m/s.



**Figura 4.1d** – Idem à Figura 4.1c, mas para a componente meridional do vento.

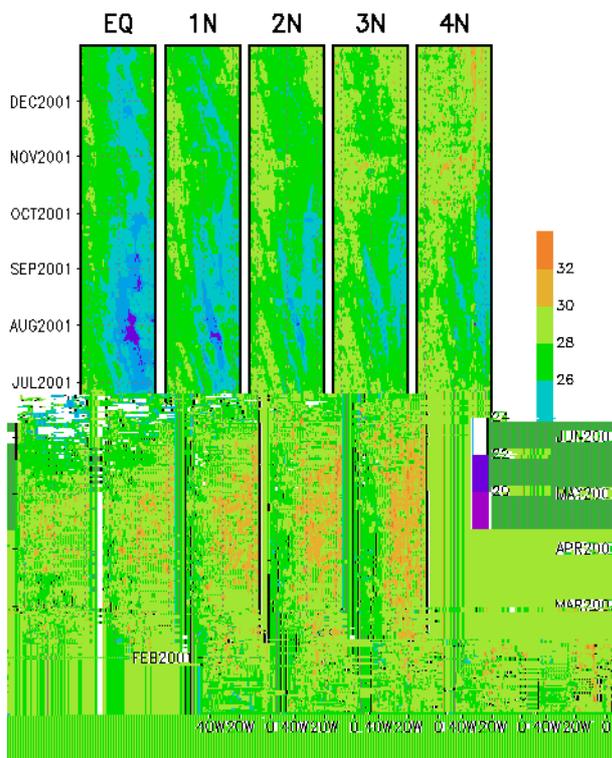
Os resultados serão interpretados para cada ano, para então fazer um comparativo entre os anos analisados.

A figura 4.1a apresenta um diagrama de Hovmöller da TSM observada pelo TMI durante o ano de 2000, para diferentes latitudes (equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N) para o Atlântico Tropical. É possível observar aspectos de propagação para oeste a partir do sexto mês do ano, período em que a língua fria está bem desenvolvida nesta região. Observa-se também que a língua fria fica bem marcada do equador até 2°N e com uma pequena diminuição em suas características ao norte de 2°N.

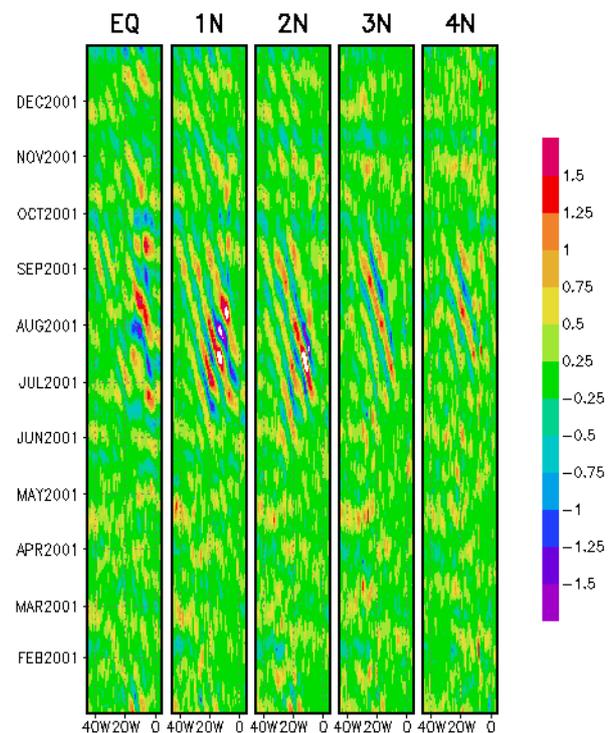
A figura 4.1b mostra a série de TSM filtrada na banda 20-60 dias em que se evidencia claramente uma grande variabilidade das OIT em todas as latitudes observadas, mas com uma maior intensidade entre 1°N e 2°N, estendendo-se de junho a outubro. Além disso, fica também notória a oscilação com comprimentos de onda maiores e propagação bastante rápida nos primeiros meses do ano,

fortemente associada à semelhante variação da componente meridional do vento (fig. 4.1d). Este aspecto será tratado mais detalhadamente adiante.

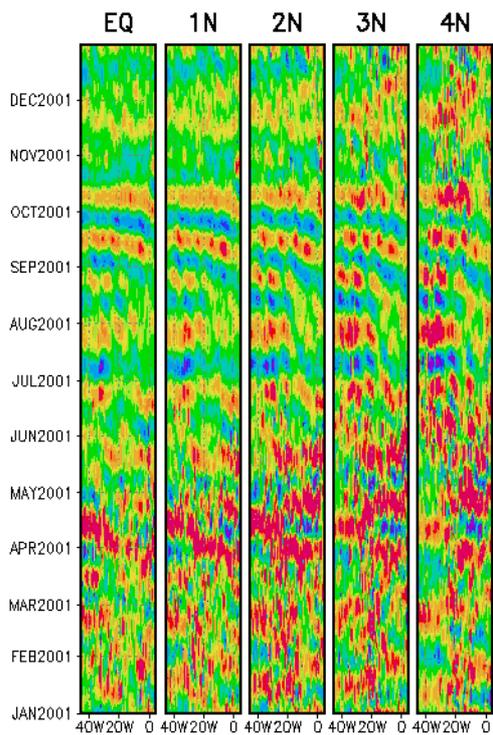
Na figura 4.1c tem-se a componente zonal do vento filtrada na banda 20-60 dias onde fica evidenciada a grande variabilidade intrasazonal, porém não diretamente associada à ocorrência das OIT. A organização das oscilações desta variabilidade chega até dezembro em algumas latitudes, como por exemplo, 3°N e 4°N. A figura 4.1d mostra a componente meridional do vento filtrada e a assinatura das OIT também fica pouco evidente nesta representação, exceto nos meses de julho e agosto na latitude 2°N em torno da longitude 20°W. Percebe-se também que para esta componente, existe uma intensa variabilidade propagando-se para oeste que se inicia em janeiro e vai até maio, mencionada no parágrafo anterior como estando associada à variação de TSM.



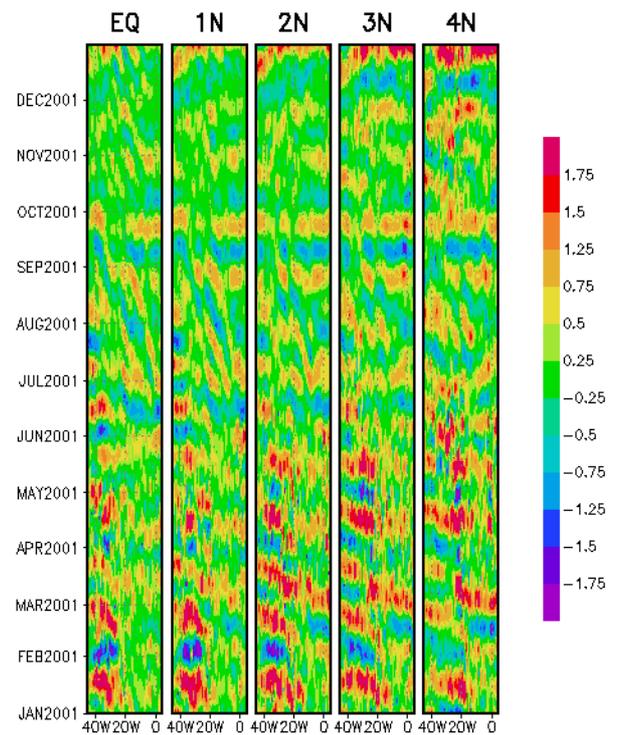
**Figura 4.2a** – Diagrama de Hovmöller da TSM no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N; para o ano de 2001. Temperatura em °C.



**Figura 4.2b** – Idem à Figura 4.2a para TSM filtrada em 20-60 dias. Anomalias em °C.



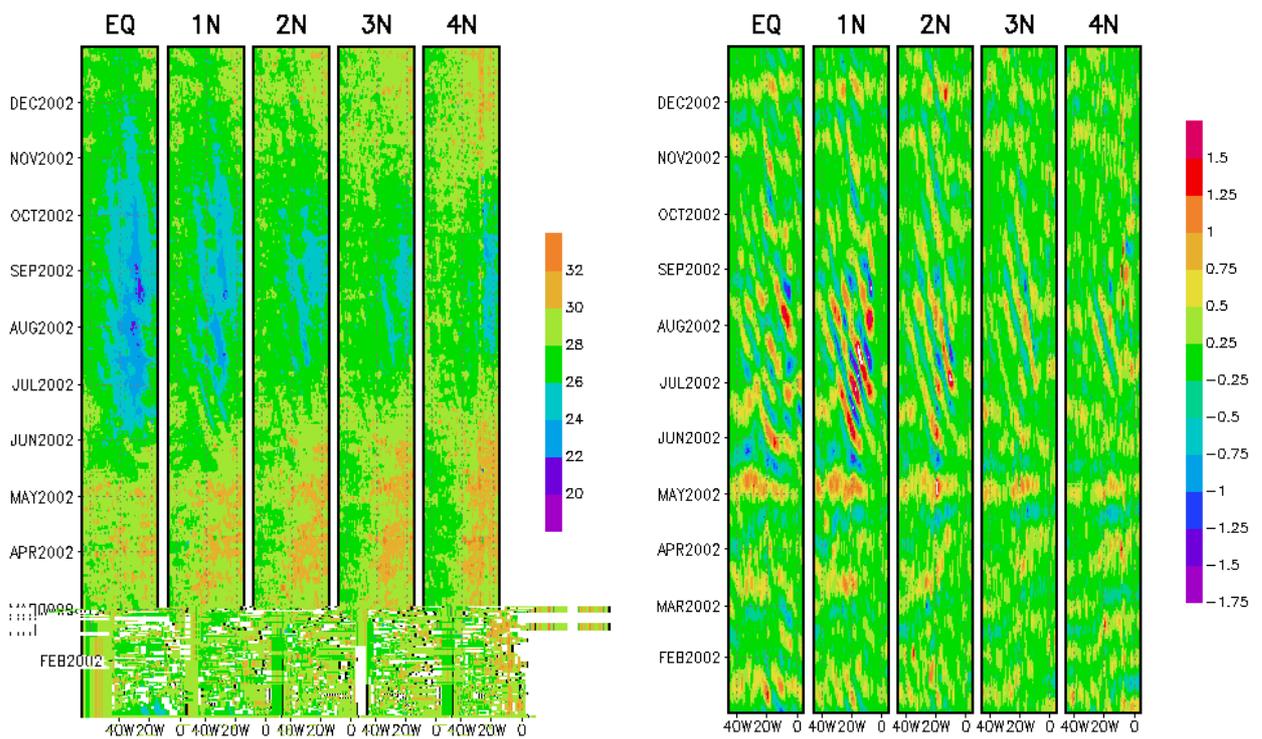
**Figura 4.2c** – Diagrama de Hovmöller da componente zonal do vento no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N; para o ano de 2001. Unidade m/s.



**Figura 4.2d** – Idem à Figura 4.2c, mas para a componente meridional do vento.

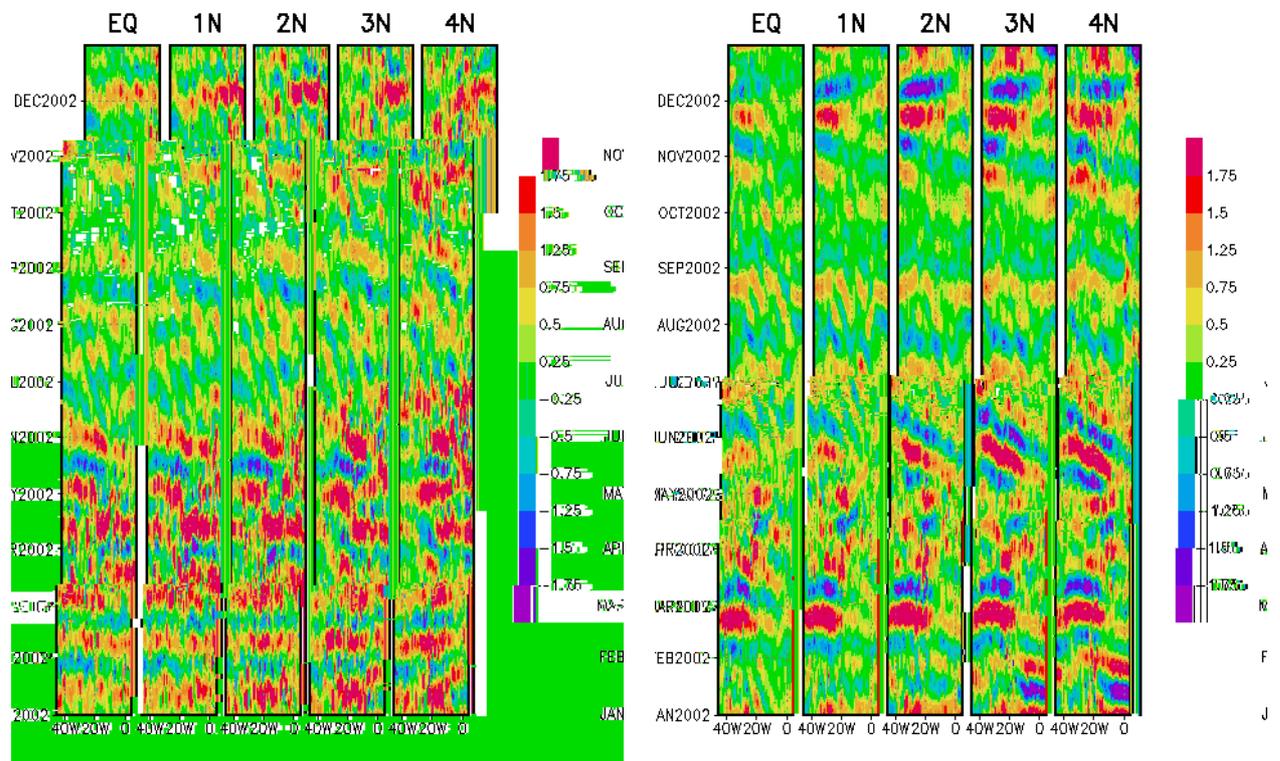
Para o ano de 2001, a figura 4.2a mostra a TSM na qual se pode ver nitidamente a propagação da língua fria para oeste em cada latitude e tendo sua representatividade gradativamente diminuída ao norte de 2°N. A figura 4.2b mostra a série filtrada de TSM que também apresenta uma grande variabilidade e uma boa representatividade das OIT em 1°N e 2°N de julho a setembro, claramente percebida em todas as latitudes consideradas.

Quando se observa a variabilidade do vento meridional figura 4.2d, percebe-se uma atividade bem marcada destas ondas a partir de julho e se estende praticamente até outubro, principalmente em 1°N, concentrando-se em torno de 20°W. A componente zonal figura 4.2c mostra uma grande variabilidade do vento, mas sem nenhuma representatividade das OIT durante todo o ano, ou seja, a variabilidade intrasazonal mostrada nesta figura não está associada à variabilidade destas ondas nesta componente do vento.



**Figura 4.3a** – Diagrama de Hovmöller da TSM no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N; para o ano de 2002. Temperatura em °C.

**Figura 4.3b** – Idem à Figura 4.3a para TSM filtrada em 20 - 60 dias. Anomalias em °C.



**Figura 4.3c** – Diagrama de Hovmöller da componente zonal do vento no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N; para o ano de 2002. Unidade m/s.

**Figura 4.3d** – Idem à Figura 4.3c, mas para a componente meridional do vento.

Para o ano 2002 a variável TSM não filtrada (fig. 4.3a) mostrou praticamente o mesmo padrão de variabilidade e propagação visto nas figuras 4.1a e 4.2a. A TSM filtrada em 20–60 dias (fig. 4.3b) mostra uma grande representatividade das OIT propagando-se para oeste até a latitude 2°N de junho a outubro praticamente. Nesta mesma figura percebe-se uma rápida diminuição na variabilidade destas ondas em 3°N e 4°N, mas ainda com uma marcada representatividade das mesmas de julho a outubro.

Apesar de fraca, fica também notória a variabilidade destas ondas a partir de setembro e chegando praticamente ao fim do ano, mas apenas no equador, 1°N e 2°N e por volta de 20°W. Esta variabilidade na TSM não possui uma representação nítida nos campos de vento para este mesmo período. Todavia, a rápida variabilidade mostrada nos primeiros meses do ano no campo de TSM no equador e em 1°N, pode ser vista claramente na componente meridional do vento (fig. 4.3d).

As componentes zonal e meridional do vento figuras 4.3c e 4.3d respectivamente, mostram uma variabilidade bastante significativa com características de OIT entre julho e setembro em 1°N e 2°N. Percebe-se que as componentes do vento para este ano e para este período mostram-se sensíveis às variações nos campos de anomalias de TSM. Estas características serão observadas com mais detalhes posteriormente.

É possível observar aspectos de propagação para oeste a partir do sexto mês de cada ano em todos os diagramas de Hovmöller da variável TSM. Quando se analisa o campo de ventos filtrados, percebe-se que os mesmos também apresentam uma propagação para oeste, mas com uma larga variabilidade em suas componentes, o que é esperado, devido à rápida mudança no campo de vento observado.

É bastante interessante notar que o campo de vento mostra distúrbios de propagação para oeste, localizados a leste da posição onde as OIT não são esperadas, quando comparado às instabilidades de TSM. Este resultado sugere que os campos de ventos estão apresentando outro tipo de distúrbio atmosférico, mais provavelmente, as Ondas de Leste Africanas (OLA), segundo Diedhiou *et al.* (1999). Os sinais capturados na filtragem devem possuir uma parte significativa desta oscilação.

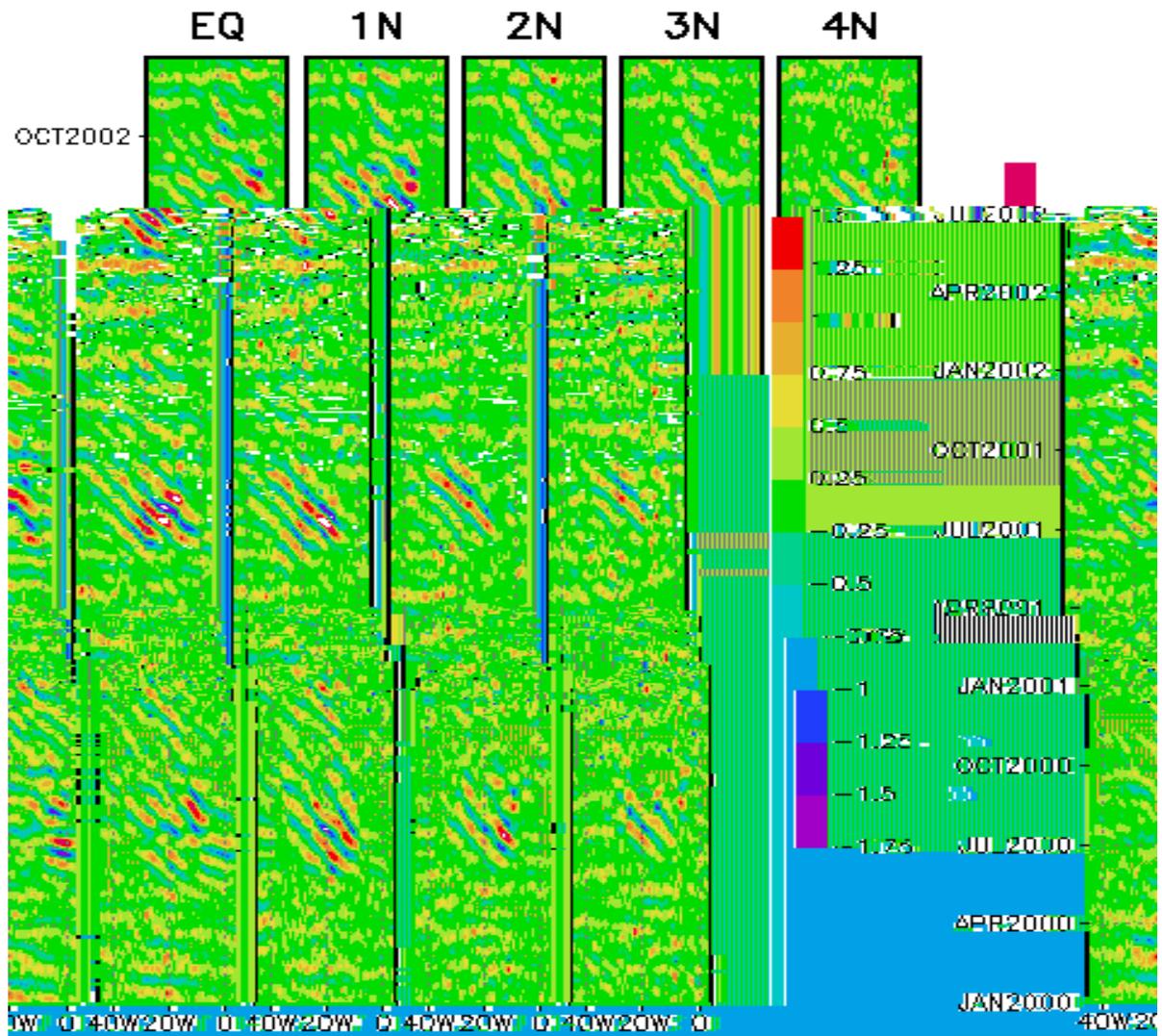
As OLA são distúrbios atmosféricos propagando-se para oeste, originados em ambas as porções norte e sul do *African Easterly Jet* (AEJ), com periodicidade dominante de 3 a 9 dias (Diedhiou *et al.*, 1999) e baixa periodicidade de 25 a 60 dias (Janicot & Sultan, 2001), para as porções norte e sul respectivamente.

A variação das OIT com os anos e as latitudes (equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N) para o Oceano Atlântico Tropical pode ser vista claramente na figura 4.4 na variável TSM. De acordo com a mesma figura pode-se observar que para o período 2000-2002 a maior variabilidade das OIT foi encontrada em 1°N e 2°N e entre 25°W e 10°W, o que está de acordo com Caltabiano *et al.* (2005). O resultado mostra também que o filtro moveu efetivamente algum sinal de propagação para leste e outros sinais de variabilidade, incluindo a própria língua fria.

Em regiões ao norte de 2°N as OIT ainda são visíveis, mas com pouca intensidade nos três anos estudados, quando comparado a 1°N que se mostra ser a latitude de maior variabilidade destas ondas, seguida da região em torno de 2°N. Esta diminuição de intensidade fica muito clara no ano de 2002, onde a partir de 2°N seus sinais são praticamente imperceptíveis o que não ocorre para os anos de 2000 e 2001, onde se percebe ainda uma boa representatividade destas ondas em 3°N e 4°N como mostra a figura 4.4.

Na região do equador, onde teoricamente e de acordo com as figuras 4.1a, 4.2a e 4.3a, seria a região de maior probabilidade de se encontrar sinais intensos destas ondas, devido ao grande desenvolvimento da língua fria, percebe-se que o sinal das OIT (figs 4.1b, 4.2b e 4.3b) mostra-se fraco, principalmente para o ano de 2000. O motivo deste acontecimento, de acordo com Caltabiano *et al.* (2005) seria porque as instabilidades hidrodinâmicas são criadas na frente de TSM entre a água fria da ressurgência equatorial e as águas quentes ao norte, e não no centro da língua fria.

Existe uma outra forma de justificar este fato considerando-se o processo físico de entranhamento das águas frias das OIT, com as águas frias da ressurgência equatorial, ou seja, formando uma mistura de TSM homogênea destas águas, criando dessa forma um equilíbrio térmico entre essas massas de águas de características diferentes e densidades diferentes.



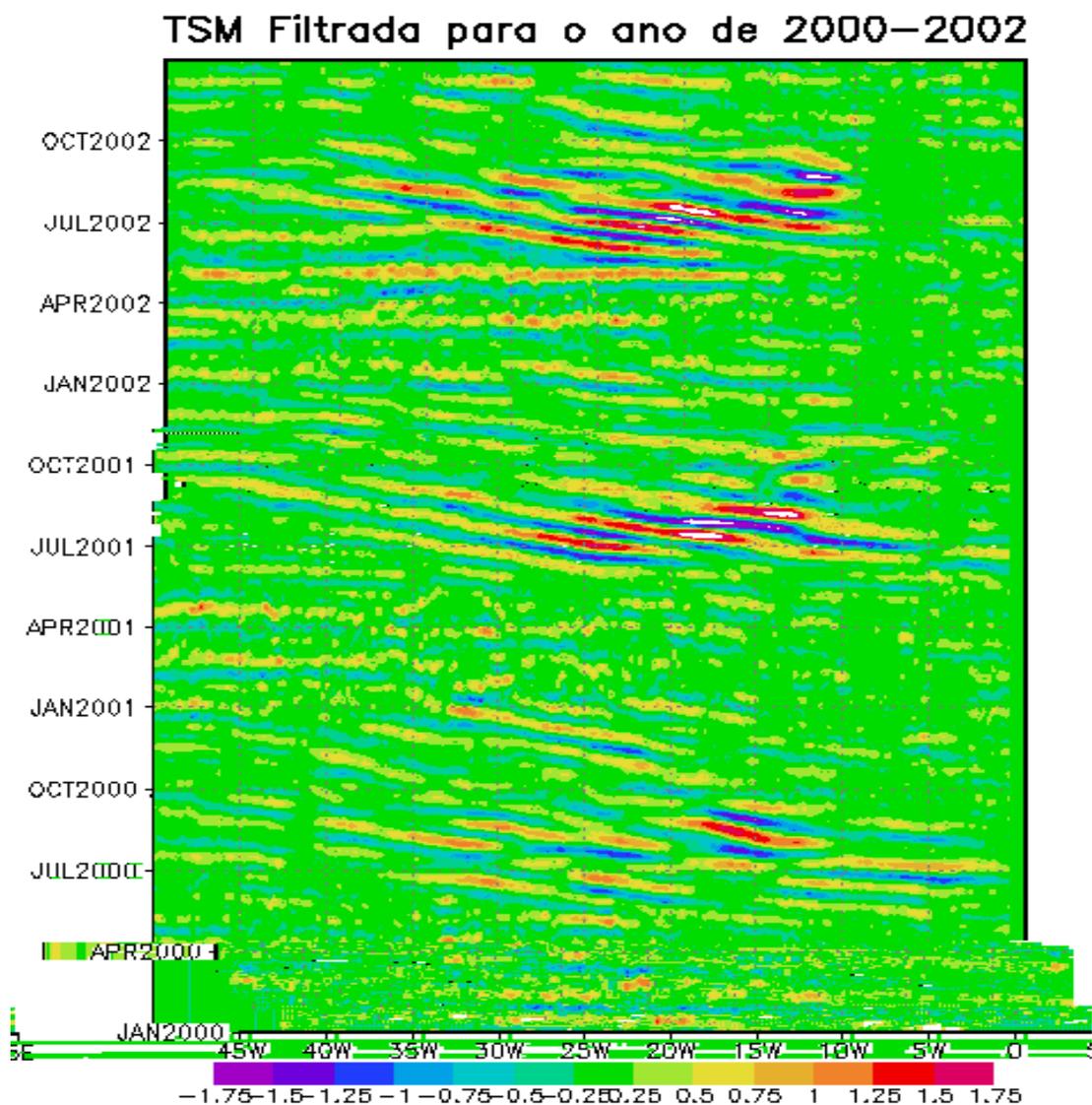
**Figura 4.4** – Diagrama de Hovmöller da TSM filtrada no Equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N; para os anos de 2000-2002. Anomalias em °C.

Observa-se nas figuras 4.1b e 4.2b uma considerável manifestação das OIT em 3°N e 4°N, onde teoricamente se espera águas quentes vindas de nordeste da porção quente ao norte e que tenderia por troca de calor eliminar a propagação da língua fria e conseqüentemente das OIT. Uma justificativa para ainda encontrar sinais destas ondas nestas latitudes, seria devido ao fato de que as mesmas possuem uma grande capacidade térmica devido provavelmente a uma maior salinidade e uma menor temperatura quando comparada às águas da ressurgência equatorial.

Devido a enorme capacidade térmica dos oceanos, uma pequena alteração das suas características pode ter um enorme impacto na circulação atmosférica e

nos climas regionais. Em virtude disso conclui-se que quanto maior for a representatividade das OIT em latitudes mais ao norte, maior será o impacto destas ondas no sistema oceano-atmosfera e conseqüentemente nos continentes vizinhos, afetando a pesca e possivelmente a agricultura.

Nos trópicos, os ventos de superfície e a TSM são fortemente acoplados e suas interações mostram uma rica instabilidade na estrutura espaço-temporal do clima (Neelin *et al.*, 1998; Xie *et al.*, 1998) e, devido a isso, muitos mecanismos destas interações ainda são pouco entendidos principalmente no Atlântico Tropical.



**Figura 4.5** – Diagrama de Hovmöller da TSM filtrada em 20–60 dias para os anos de 2000-2002. Anomalias em °C. Os resultados da análise dessa figura são mostrados na tabela 4.1.

<b>Ano</b>	<b>2000</b>	<b>2001</b>	<b>2002</b>
Período; $T$	30 dias	30 dias	37,5dias
Velocidade de Fase; $v \quad \frac{x}{t}$	0,48m/s	0,47m/s	0,36m/s
Comprimento de Onda; $v.T$	1258,56km	1231,20km	1188,00km

**Tabela 4.1** – Valores de algumas características das OIT encontradas no Atlântico Tropical: período, velocidade de fase e comprimento de onda para o período de 2000-2002.

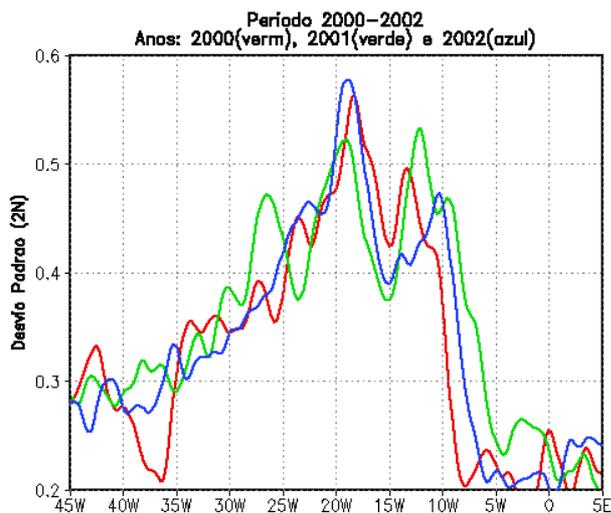
A tabela 4.1 mostra as principais características das OIT encontradas no Atlântico Tropical, tais como período, velocidade de fase e comprimento de onda para os anos de 2000, 2001 e 2002. As equações que determinam os valores numéricos estão inclusas na tabela, com exceção do período que é extraído diretamente da figura, como sendo a distância entre duas cristas de ondas. Esta tabela mostra também que o ano de 2000 possui comprimentos de onda e velocidades de fase levemente superiores quando comparados aos demais anos em estudo.

#### **4.1.1 O Desvio Padrão da TSM Filtrada em 20-60 dias**

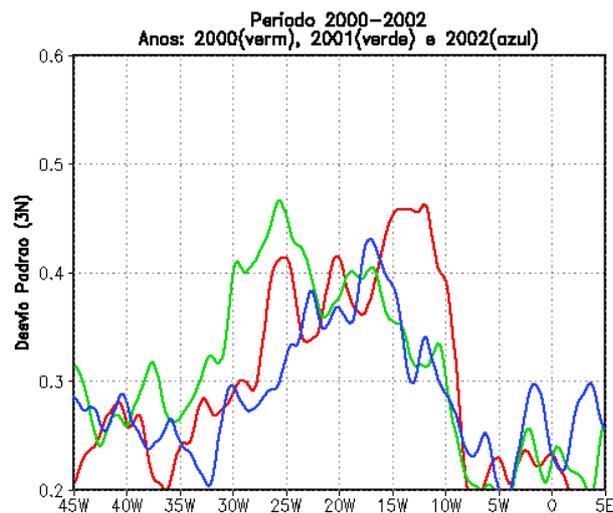
Com o propósito de quantificar a variabilidade espacial e temporal das instabilidades de TSM determinadas pelas OIT, foi aplicado o desvio padrão nos dados de TSM já filtrados em 20–60 dias para toda série (2000-2002) e, para cada ano e nas seguintes latitudes: equador, 1°N, 2°N e 3°N. As figuras confirmam com uma maior riqueza de detalhes os resultados encontrados nas figuras 4.1b, 4.2b, 4.3b onde mostram que os máximos de variabilidade da TSM ocorrem em 1°N e 2°N e longitudinalmente este máximo se dá entre 25°W e 10°W, com uma maior variabilidade evidente no ano de 2002 em 1°N.

A figura 4.6 mostra que o máximo de variabilidade para toda série de 2000 a 2002 foi encontrado nas latitudes 1°N e 2°N e em torno de 19°W. Quando se analisa o desvio padrão para cada ano separadamente e em cada latitude do equador a

4°N, observa-se que no equador esta variabilidade é encontrada em torno de 6°W para 2000 e 2002 e por volta de 8°W para 2001. Para a latitude 1°N o máximo de variabilidade se dá em torno de 19°W com o ano de 2002 (azul) mostrando uma



**Figura 4.6c** – Idem à Figura 4.6a para 2°N.



**Figura 4.6d** - Idem à Figura 4.6a para 3°N.

A figura 4.6c mostra o desvio padrão da TSM em 2°N onde fica claro, que os três anos apresentaram uma maior variabilidade em torno de 19°W, além de mostrarem um mesmo padrão espacial e temporal durante toda faixa longitudinal de 45°W a 5°E. Conclui-se com a mesma figura que os três anos apresentam uma máxima variabilidade conjunta em 2°N e em torno de 19°W.

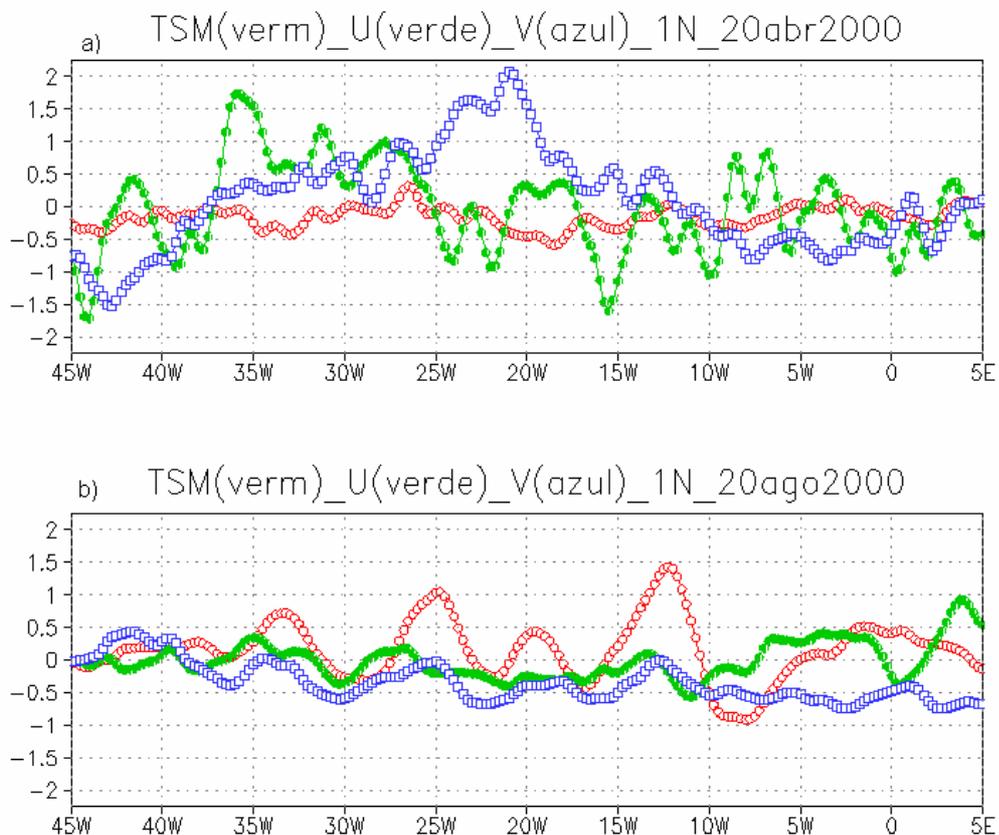
Ao analisar a longitude 15°W, percebe-se que em 1°N esta coordenada é um ponto de mínimo para 2000 e 2001. Todavia, o ponto 2°N-15°W mostra ser um ponto de mínimo de variabilidade para os três anos em estudo. Logo a combinação de 1°N, 2°N e 15°W não mostra serem pontos de maior variabilidade temporal e espacial para as anomalias de TSM geradas pelas OIT. A figura 4.6d mostra a rápida diminuição da variabilidade na TSM após 2°N para todos os anos, o que pode ser visto claramente na figura 4.4 principalmente para o ano de 2002.

De acordo com as figuras 4.4 e 4.6 e com os resultados mostrados na tabela 4.1 obtidos da análise da figura 4.5 fica claro que as OIT variam suas características em locais bem determinados e as mesmas possuem velocidades de fase e comprimentos de onda bem definidos o que mostra estar de acordo com Liu *et al.*, 2000.

Os valores mostrados na tabela 4.1 sugerem que as características dessas ondas no Atlântico Tropical possuem os mesmos padrões encontrados por Qiao & Weisberg (1995) para o Pacífico Equatorial. O resultado sugere a possibilidade de estas ondas possuírem os mesmos processos físicos e dinâmicos que contribuem

na manutenção e desenvolvimento dessas ondas, para os dois oceanos, tanto no Atlântico como no Pacífico.

Como será mostrada a seguir, a covariabilidade das OIT e de campos atmosféricos confirmam o que os diagramas de Hovmöller mostraram, ou seja, que as características destas ondas podem ser observadas tanto em campos de vento como na TSM. Um dos importantes mecanismos de interação destas variáveis, como mencionado antes, será discutido para o Atlântico Tropical em uma representação bastante simples como mostram as figuras 4.7a e 4.7b.



**Figura 4.7** – Anomalias da TSM e do vento em 1°N para: (a) 20abr2000 e (b) 20ago2000.

A figura 4.7a mostra o comportamento das variáveis TSM (vermelho), U (verde) e V (azul) em 20 de abril de 2000, período no qual não se encontram sinais característicos das OIT no Oceano Atlântico Tropical. Observa-se que para este dia a componente meridional domina o campo de vento com anomalias positivas ao contrário da componente zonal que apresentou anomalias negativas, praticamente

opostas a anterior; por sua vez, a TSM oscilou entre zero e anomalias negativas, podendo-se concluir que em períodos atípicos de OIT e, para a região de 25°W e 10°W; as anomalias negativas de TSM tendem a fazer com que a componente meridional do vento acelere para norte enquanto a componente zonal responde com uma aceleração para sul.

A figura 4.7b mostra o comportamento das variáveis TSM, U e V em 20 de agosto de 2000, período em que os sinais característicos das OIT no Atlântico são bem desenvolvidos. Neste caso, é observado que a TSM passou a dominar a interação com anomalias positivas e, em resposta às anomalias quentes da TSM, ambas componentes do vento sofreram alterações que praticamente não se distingue um sentido preferencial de propagação entre elas. A mesma figura mostra uma leve aceleração da componente meridional do vento para sul entre 25°W e 10°W. Estes resultados são consistentes com a hipótese descrita por Wallace *et al.* (1989), que argumenta que anomalias positivas de TSM induziriam mudanças na estabilidade estática da CLP.

Neste caso os movimentos turbulentos aumentam de modo a diminuir o cisalhamento do vento na CLP (fig. 4.7b); gerando ventos mais fortes sobre a superfície do oceano. Todavia o oposto é verdadeiro, como mostrado na figura 4.7a, ou seja, sobre anomalias frias de TSM a turbulência tenderia a diminuir, aumentando o cisalhamento vertical do vento na CLP e gerando ventos mais fracos sobre a superfície do mar (Pezzi *et al.*, 2005).

#### **4.1.2 A Correlação Linear Entre a TSM e o Vento**

Uma forma prática de saber como duas séries temporais se relacionam, geralmente é determinada utilizando-se de uma correlação linear simples. Os coeficientes encontrados na correlação determinam o grau de acoplamento, diga-se assim, destas duas séries temporais, ou seja, o quanto elas se relacionam.

Caso o valor seja 1 há uma correlação linear perfeita e positiva, de forma inversa, sendo -1, uma correlação linear perfeita e negativa. Caso os coeficientes sejam zero, não haveria correlação alguma; matematicamente o ideal seria

$1$  ;  $1$  com ;  $0$  , onde alfa e beta são valores que serão posteriormente

definidos. Por enquanto estes valores representam os coeficientes de correlação linear, ou de acoplamento das variáveis TSM e vento (componentes).

As equações 4.1(a,b) mostram uma forma simples de se estudar a relação linear entre a TSM e as componentes do vento, através da determinação dos coeficientes de acoplamento equações 4.2 e 4.3. Estes coeficientes são determinados em cada ponto de grade (definida anteriormente) através do método dos mínimos quadrados e utilizando-se de séries temporais em períodos escolhidos. No presente caso, estes períodos são determinados de acordo com o surgimento ou não das OIT no Atlântico Tropical para os anos de 2000 a 2002.

A intenção básica da determinação destes coeficientes neste trabalho é fazer uma análise espectral espacial na região de estudo, como uma forma de ver o período em que existe uma melhor distribuição destes coeficientes, além de uma visão espacial de regiões de melhor acoplamento entre a TSM e o vento. E possivelmente indicar se o acoplamento entre estas variáveis acontece de forma linear ou não. Os dados de TSM e ventos utilizados foram filtrados em 20-60 dias apenas por conveniência de ser o período de surgimento das OIT no Atlântico.

$$TSM = U; \quad \text{Equação (4.1a)}$$

$$TSM = V; \quad \text{Equação (4.1b)}$$

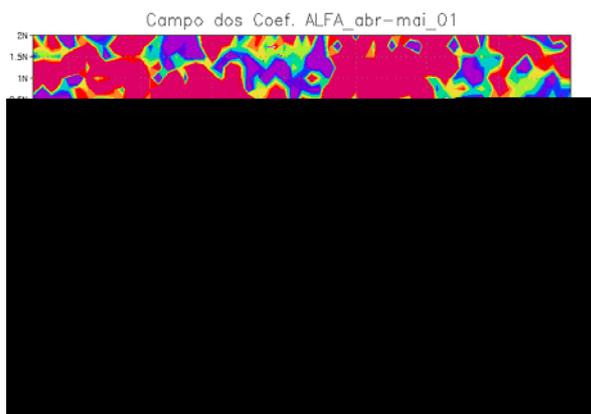
onde os coeficientes são determinados da seguinte forma:

$$\frac{N.(TSM_i.U_i) - (TSM_i).(U_i)}{N.TSM_i^2 - (TSM_i)^2}; \quad \text{Equação (4.2)}$$

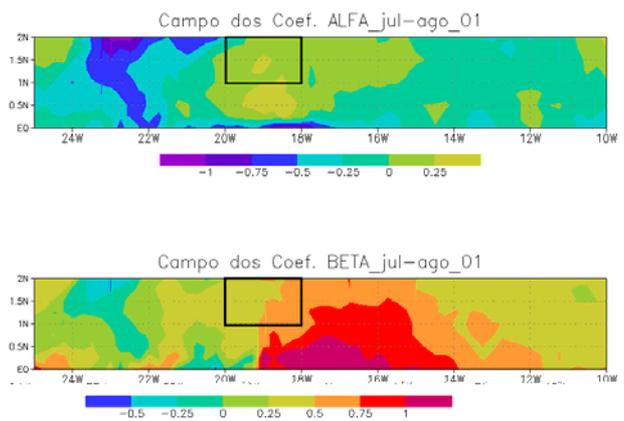
$$\frac{N.(TSM_i.V_i) - (TSM_i).(V_i)}{N.TSM_i^2 - (TSM_i)^2}; \quad \text{Equação (4.3)}$$

As figuras 4.8 mostram os mapas espaciais dos coeficientes de correlação linear da TSM com as componentes do vento determinados para os anos de 2001 a 2002. Em períodos em que não se encontram sinais das OIT no Atlântico Tropical

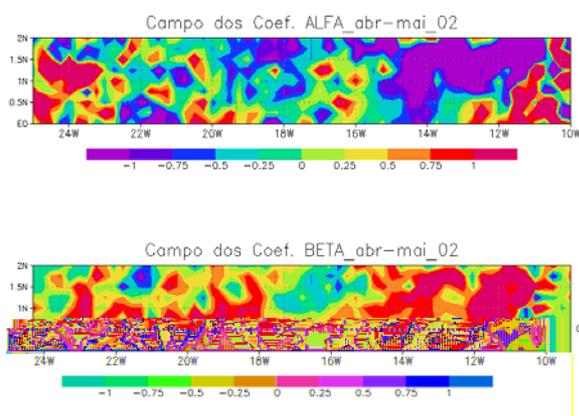




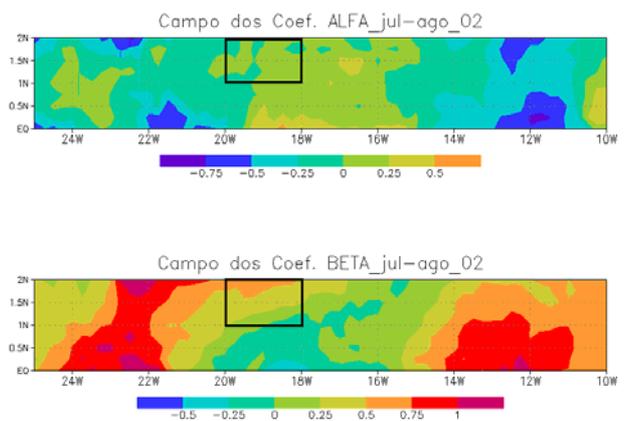
**Figura 4.8c** – Mostra o mapa espacial dos coeficientes de correlação linear  $\alpha$  (zonal) e  $\beta$  (meridional), para abril a maio de 2001.



**Figura 4.8d** – Idem à Figura 4.8c, mas para julho a agosto de 2001.



**Figura 4.8e** – Mostra o mapa espacial dos coeficientes de correlação linear  $\alpha$  (zonal) e  $\beta$  (meridional), para abril a maio de 2002.



**Figura 4.8f** – Idem à Figura 4.8e, mas para julho a agosto de 2002.

A região entre 1°N - 2°N e 18°W - 20°W mostrada nas figuras 4.8(b, d, f) contém o ponto 2°N-19°W que de acordo com a figura 4.6c é o ponto de maior variabilidade conjunta das OIT para os três anos em estudo.

Para o ano 2000, o coeficiente de acoplamento zonal para esta região (fig. 4.8b) mostra valores pequenos e negativos por volta de -0,25. No entanto, o coeficiente de acoplamento meridional oscilou entre 0,25 e 0,50; conclui-se que a TSM e as componentes zonal e meridional do vento, apresentaram uma boa correlação linear para esta região. No entanto, a componente zonal apresentou uma correlação linear negativa, enquanto a componente meridional apresentou uma correlação positiva, ou seja, as componentes do vento apresentam uma diferença de fase entre elas.

A figura 4.8d mostra que para o ano de 2001, tanto a componente zonal quanto a componente meridional apresentaram valores positivos em torno de 0,25 para alfa e entre 0,25 e 0,50 para beta. Ambos os coeficientes apresentaram valores pequenos e positivos; sugerindo uma possível fase entre as componentes do vento, além de uma boa correlação entre TSM e vento.

Para o ano de 2002 pode-se perceber uma inversão de sinal nos valores do coeficiente zonal, entre -0,25 e 0,25; por outro lado, a componente meridional apresentou apenas valores positivos em torno de 0,25; estes valores sugerem uma mudança de fase entre as componentes do vento e também uma boa correlação entre TSM e as componentes do vento.

Apesar da relação linear mostrar a variabilidade espacial dos coeficientes de correlação (acoplamento) e conseqüentemente a região onde melhor se correlacionam as variáveis TSM e vento, ela não determina as regiões de maior intensidade das mesmas, além de também não mostrar detalhadamente a forma de acoplamento, tais como as escalas temporais. E em virtude dessas problemáticas encontradas, foi utilizada a técnicas de ondeleta contínua, através da ondeleta cruzada e ondeleta coerência, buscando assim evidenciar estas características e outras, como fase e energia entre as variáveis estudadas.

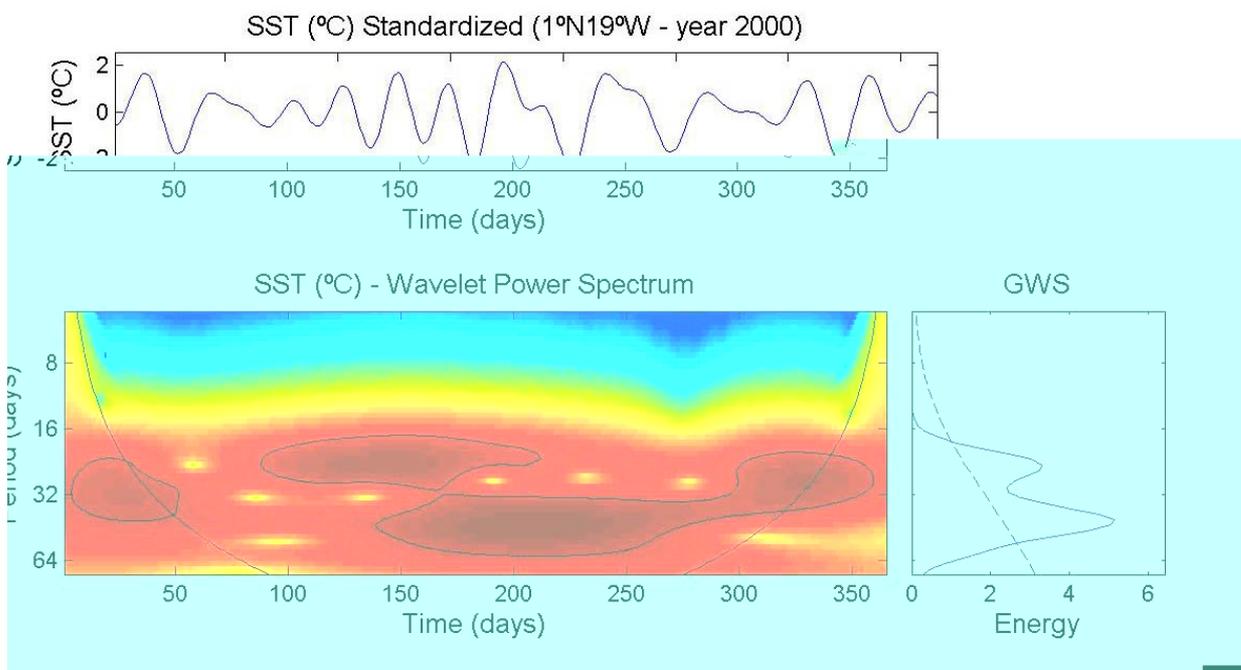
#### **4.1.3 A Ondeleta Simples (OS)**

Os resultados da aplicação da técnica em ondeleta simples são mostrados nas figuras 4.9 a 4.11. Estas figuras são mostradas logo abaixo.

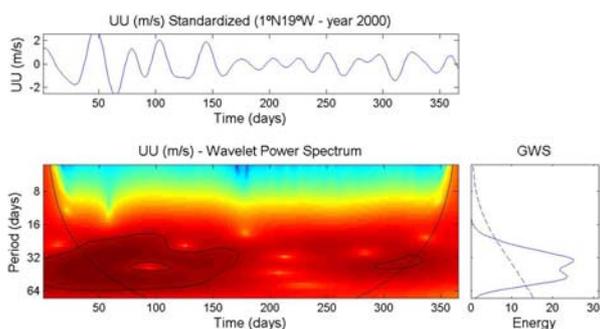
Utilizando-se do programa de Torrence & Compo, 1998; com algumas modificações para uma melhor aplicação ao corrente conjunto de dados, foi possível a obtenção do espectro de ondeletas global (GWS), a partir do cálculo das variâncias em cada período da série, com o objetivo de identificar quais os períodos associados a maior energia.

As figuras 4.9 a 4.11 apresentam os resultados da aplicação da transformada em ondeleta simples, utilizando a ondeleta mãe de Morlet no conjunto de dados de TSM e para as componentes zonal e meridional do vento. Os dados utilizados para o cálculo do espectro de ondeleta foram normalizados pelo desvio padrão, e obtidos

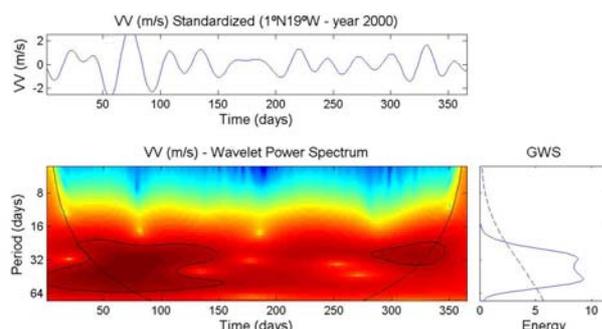
em 1°N-19°W uma vez que o desvio padrão da TSM (figuras 4.6) mostrou que esta região concentra o máximo de variabilidade das OIT no Atlântico Tropical. A completa falta de energia em períodos menores que 20 dias e maiores que 60 dias se dá ao fato das séries temporais terem sido filtradas previamente em 20–60 dias.



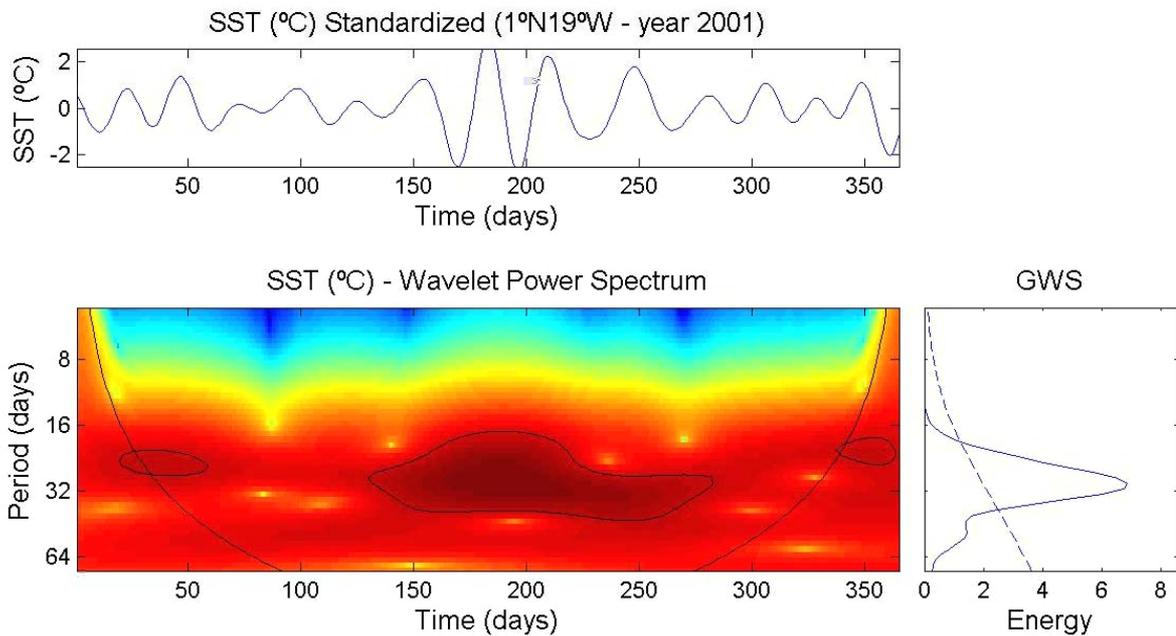
**Figura 4.9a** – Série temporal da TSM filtrada em 1°N - 19°W (acima, em °C). Espectro de potência (abaixo a esquerda, em °C<sup>2</sup>) e espectro da ondeleta global (abaixo a direita, em °C<sup>2</sup>) para o ano de 2000.



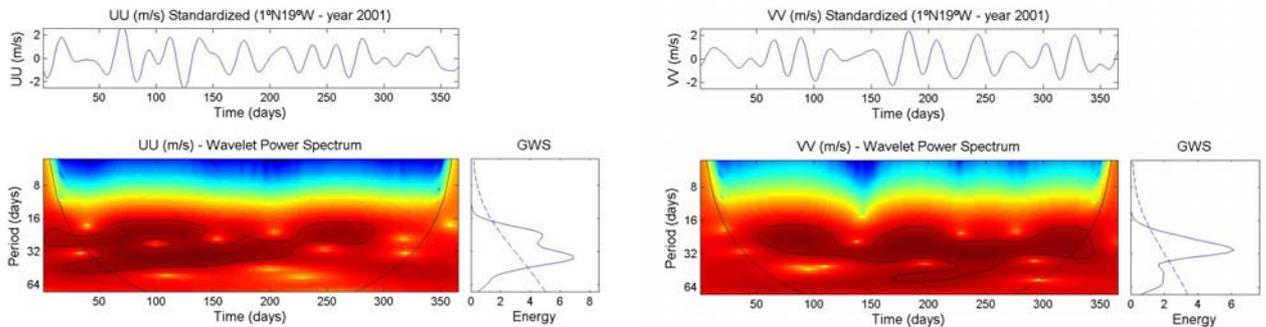
**Figura 4.9b** – Série temporal da componente zonal do vento filtrada em 1°N - 19°W (acima, em m/s). Espectro de potência (abaixo a esquerda, em m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>) e espectro da ondeleta global (abaixo a direita, em m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>) para o ano de 2000.



**Figura 4.9c** – Série temporal da componente meridional do vento filtrada em 1°N - 19°W (acima, em m/s). Espectro de potência (abaixo a esquerda, em m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>) e espectro da ondeleta global (abaixo a direita, em m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>) para o ano de 2000.



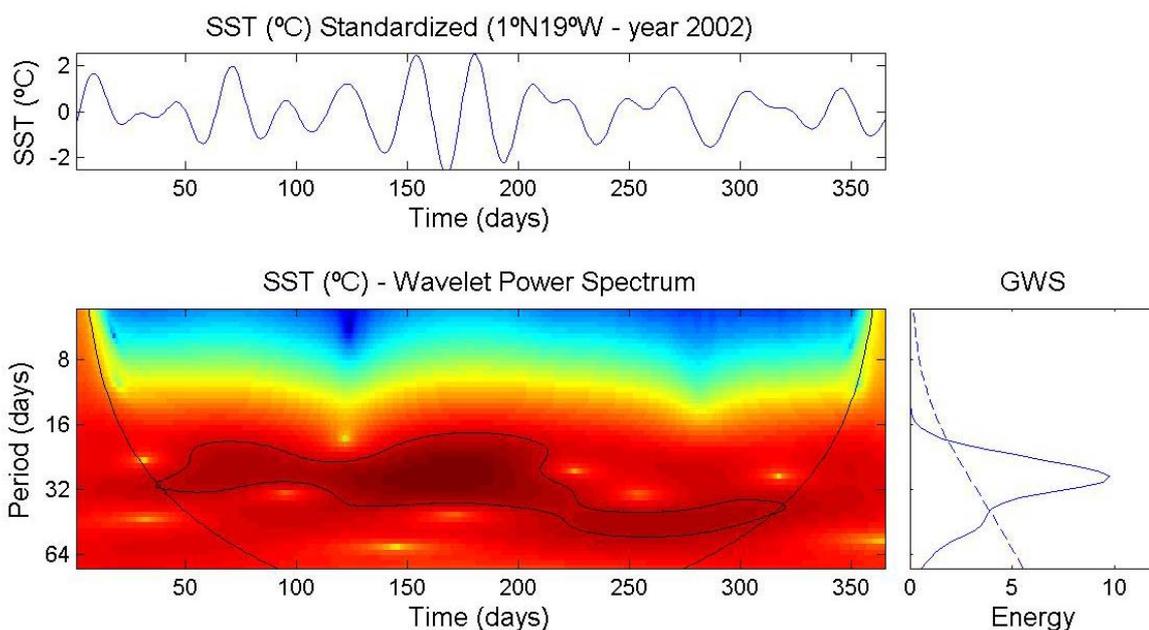
**Figura 4.10a** – Mesmo que a Figura 4.9a, mas para o ano de 2001.



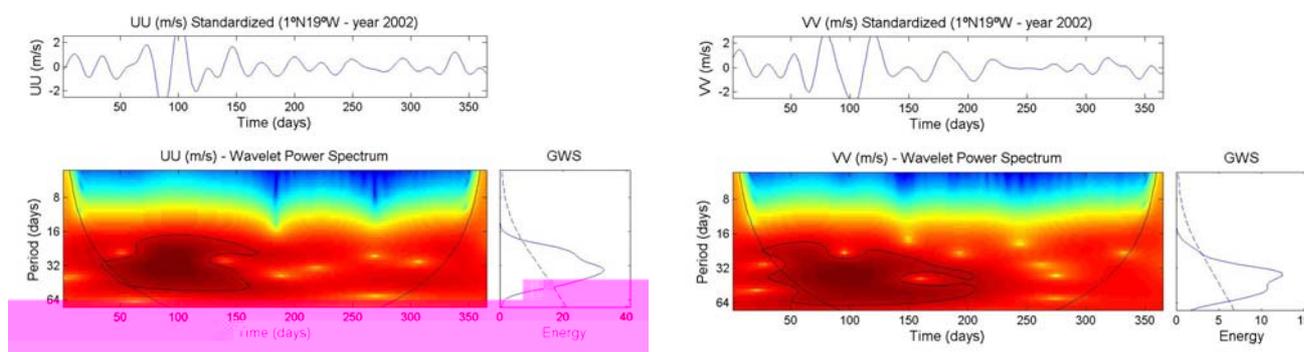
**Figura 4.10b** – Mesmo que a Figura 4.9b, mas para o ano de 2001.

**Figura 4.10c** – Mesmo que a Figura 4.9c, mas para o ano de 2001.

Caso os dados não tivessem sido filtrados estes períodos apresentariam energia, o que de fato não interessa para o estudo aqui proposto. As análises foram realizadas nos periodogramas cujo eixo x representa a escala temporal em dias, no eixo y são os períodos presentes na série; também em dias, visando conhecer as relações existentes entre as componentes de diferentes períodos, em função da escala temporal do sinal.



**Figura 4.11a** – Mesmo que a Figura 4.9a, mas para o ano de 2002.



**Figura 4.11b** – Mesmo que a Figura 4.9b, mas para o ano de 2002.

**Figura 4.11b** – Mesmo que a Figura 4.9c, mas para o ano de 2002.

A linha preta contínua no periodograma chama-se cone de influência e os períodos fora desse cone devem ser negligenciados por não possuírem confiança estatística. O contorno em preto na WPS indica os 95% do nível de confiança, assumi-se que o ruído vermelho de fundo é definido pela variância e o número de pontos da série temporal original.

A partir das análises é possível identificar variações intensas de energia nas variáveis TSM e vento figuras 4.9 a 4.11 para os anos de 2000 a 2002; inclusive em regiões fora dos 95% do nível de confiança. Para o ano de 2000, observa-se na

figura 4.9a um sinal bem persistente em um período entre 16-32 dias e que vai de março a julho, a mesma figura mostra uma faixa de energia também bem persistente entre 32-64 dias, que se inicia em maio e se estende até o fim do ano.

As figuras 4.9b e 4.9c mostram as componentes zonal e meridional do vento, ambas apresentam uma região de energia bem localizada no início do ano, em períodos de 16-60 dias chegando praticamente à metade do ano (maio). Um pico de energia encontra-se bem definido em outubro (dia Juliano 300), dentro do limite de confiança em ambas as componentes do vento. Uma análise do GWS nas componentes do vento mostra um padrão bem similar na forma, mas com a componente zonal, apresentando maiores picos na escala de energia ultrapassando o valor 20 da escala; enquanto a componente meridional não chega ao valor 10 na escala.

Para o ano 2001 a variável TSM figura 4.10a, mostra uma variabilidade na energia de abril a setembro para um período intrasazonal de 16 a 40 dias. A GWS mostra um pico de energia bem intenso em torno dos 32 dias. Na análise das componentes do vento (zonal e meridional) para o ano 2001, figuras 4.10b e 4.10c respectivamente. É notória a grande variabilidade na energia destas componentes durante quase todo o ano e para períodos de 16 a 50 dias aproximadamente. Ambas as GWS apresentam picos de energia em torno dos 32 dias e energia com valor de escala próximo de seis.

Analisando-se o ano de 2002, a TSM mostra uma variabilidade na energia que se estende durante praticamente todo o ano, com um pico de energia na casa de 10 e com período em torno dos 32 dias. As componentes do vento apresentam sinais de energia significativa na banda intrasazonal de 16-60 dias que vai do início do ano até aproximadamente o meio do ano, estendendo-se um pouco mais da metade do ano, para a componente meridional. Ambas as componentes apresentam picos de energia por volta dos 32 dias.

As observações feitas nas ondeletas simples das variáveis TSM e vento para os anos em estudo mostram a evidente influência de energia intrasazonal (20-60 dias) para estas séries e com a GWS apresentando picos de energia sempre em torno dos 32 dias, tanto para a TSM como para o vento. Existem evidentes variabilidades na energia nos anos em estudo na banda intrasazonal para todas as

variáveis estudadas. Em alguns meses destes três anos (2000-2002), é possível identificar similaridades entre a ondeleta simples das variáveis analisadas, mas isso não é suficiente para quantificar suas conexões.

De certa forma, a similaridade entre os padrões em alguns períodos é completamente baixa e devido a isso fica muito difícil dizer se seriam ou não, uma mera coincidência. Devido a isso, fica clara a necessidade da utilização das ondeletas cruzada e coerência, buscando evidenciar estes aspectos e dizer se são realmente válidos, evidenciando características de acoplamento e regiões espectrais de maior energia e com maior covariabilidade entre as variáveis em estudo.

#### **4.1.4 As Ondeletas Cruzada e Coerência**

Estas técnicas podem identificar e quantificar situações de covariabilidade na energia de duas séries temporais, dessa forma é possível caracterizar as OIT que são um importante fenômeno intrasazonal de interface oceano-atmosfera, como será mostrado logo abaixo. Para o cálculo das ondeletas cruzada e coerência foram utilizados dados filtrados em 20-60 dias das variáveis TSM e vento. Todavia, a filtragem não se torna necessariamente importante, em virtude de a ondeleta poder ser interpretada como um filtro passa-banda.

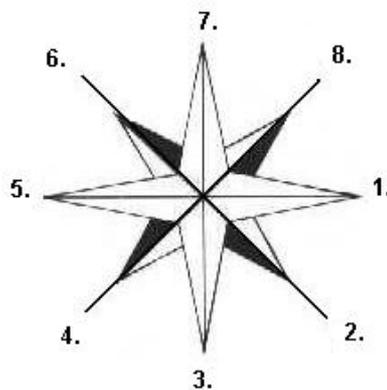
A interpretação dos ângulos de fase entre as variáveis estudadas é feita com o auxílio da figura 4.12 onde a palavra vento refere-se basicamente a componente do vento especificada em cada figura analisada.

Inevitavelmente, pode-se pensar que as oscilações em fase ou fora de fase são necessariamente para revelar a forte interdependência entre duas variáveis, nesse ponto de vista e para esta análise, isto seria representado através dos vetores apontando para direita (fase) e esquerda (fora de fase). No entanto, fisicamente o tempo de resposta mais conhecido como *lag* temporal pode ocorrer; o método aqui utilizado pode capturar e representar os vetores de fase como tempo de resposta de uma interação física entre duas variáveis, aqui sendo a TSM e o vento.

De outra forma, existem também várias possibilidades físicas da utilização destes ângulos e que podem representar perfeitamente interações entre a TSM e o vento, isso pode ser visto previamente na figura 4.13d, em que se pode ver um

aspecto muito interessante da covariabilidade intrasazonal oceano-atmosfera para 2001, em que se identificou a TSM conduzindo a interação com o vento em uma faixa de energia de 25-50 dias com um *lag* de 1/8 no período para a resposta do vento. O vento por outro lado conduz a TSM em 30-60 dias também com um *lag* temporal de 1/8 do período para a resposta da TSM.

Devido a isso, uma análise minuciosa pode ser feita em períodos extremamente específicos e para cada ano, o que de certa forma vai depender exclusivamente do estudo que se quer realizar e dos objetivos empreendidos. Neste estudo, abordou-se a interação oceano-atmosfera com o intuito de verificar as conseqüências do acoplamento da TSM e o vento como uma possível resposta ao surgimento das OIT para o Atlântico Tropical.



**Figura 4.12** – Mostra a relação do ângulo de fase entre a TSM e as componentes zonal U e meridional V do vento.

### **INTERPRETAÇÃO FÍSICA:**

1. TSM e o vento completamente em fase.
2. Vento avançado  $45^\circ$  da TSM. A TSM responde em 1/8 do período.
3. Vento avançado  $90^\circ$  da TSM. A TSM responde em 1/4 do período.
4. Vento avançado  $135^\circ$  da TSM. A TSM responde em 3/8 do período.
5. Vento e TSM em fase completamente opostas.
6. Vento defasado  $225^\circ$  da TSM, ou a TSM avançada  $135^\circ$  do vento. O vento responde com 3/8 do período.

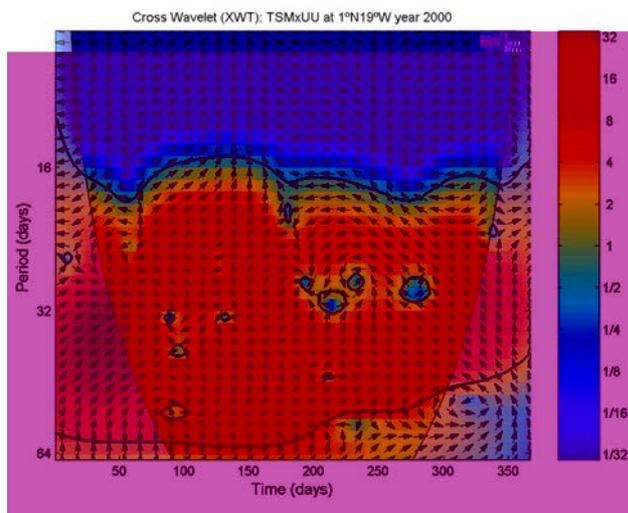
7. Vento defasado  $90^\circ$  da TSM. O vento responde em  $1/4$  do período.
8. Vento defasado  $45^\circ$  da TSM. O vento responde em  $1/8$  do período.

Utilizando-se do esquema descrito na figura 4.12, a relação da TSM e as componentes do vento poderão ser analisadas através da diferença de fase entre essas variáveis. A relação de uma variável dominante em determinado período poderá também ser discutida; determinando quantitativamente qual delas apresenta maior dominância na interação para períodos bem definidos.

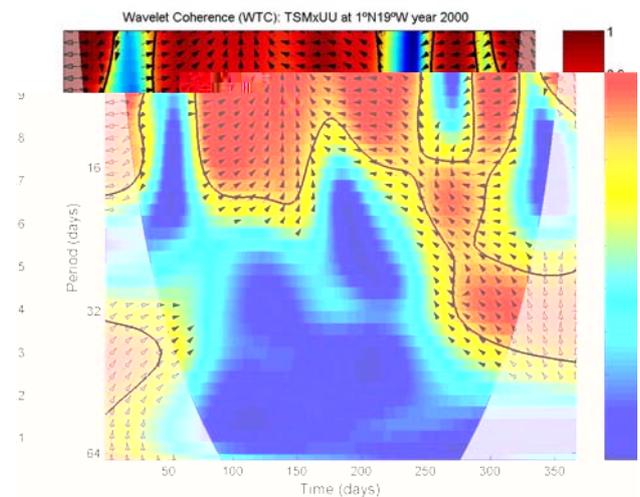
As séries temporais de TSM e do vento utilizadas nas figuras da ondeleta cruzada são normalizadas pelo desvio padrão e foram determinadas em  $1^\circ\text{N}$ - $19^\circ\text{W}$  para os referidos anos em estudo 2000-2002. As figuras mostram o nível de 5% de significância contra o ruído vermelho e o qual é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa das variáveis é mostrada como vetores que seguem a interpretação já discutida acima.

A análise da ondeleta coerência tem a mesma representação e também usa o mesmo campo de vetores, da ondeleta cruzada, mas somente em regiões espectrais correlacionadas. Todavia, sua relevância é dependente da energia encontrada sobre as frequências associadas em cada variável e também da ondeleta cruzada, isto é totalmente importante e necessário para combinar toda informação, para obter a correta interpretação dos resultados mostrados.

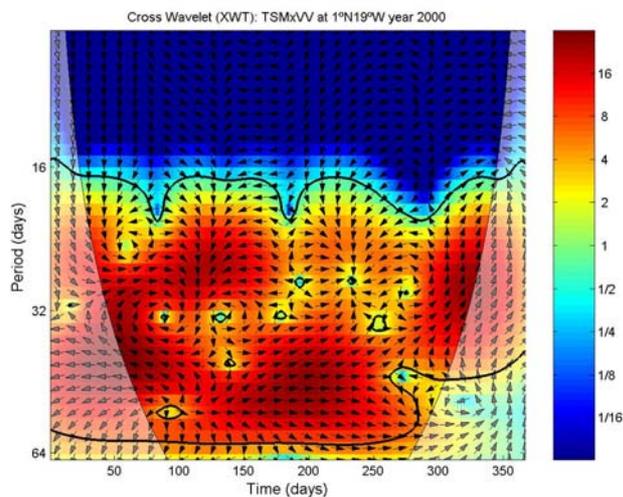
As figuras 4.12a e 4.12c mostram as ondeletas cruzadas da TSM com o vento zonal e meridional respectivamente, para o ano de 2000. Para este ano uma forte covariabilidade na energia em 16-60 dias foi observada de fevereiro ao fim do ano, acoplando a TSM e as componentes do vento. As figuras 4.12b e 4.12c mostram as respectivas ondeletas coerência da TSM com as componentes zonal e meridional do vento, respectivamente.



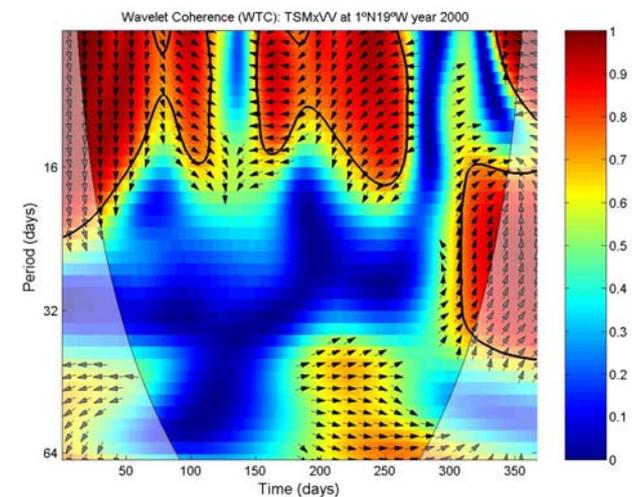
**Figura 4.12a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2000. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



**Figura 4.12b** – Ondeleta coerência entre as séries temporais normalizadas TSM e UU em 1°N-19°W para o ano de 2000. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



**Figura 4.12c** – Idem à Figura 4.12a, mas para a componente VV do vento.



**Figura 4.12d** – Idem à Figura 4.12b, mas para a componente VV do vento.

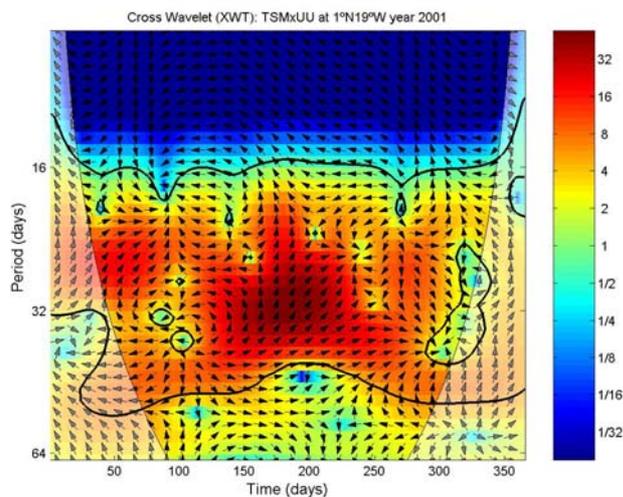
A figura 4.12b mostra apenas uma pequena região de coerência confirmada entre a TSM e o vento zonal a partir da segunda metade do ano em um período de 16-40 dias aproximadamente. A mesma figura também mostra que em períodos menores que 16 dias existe uma grande região de coerência entre estas variáveis e com o vento tendendo a ficar defasado 90° da TSM apresentando um *lag* temporal

de  $\frac{1}{4}$  do período para a sua resposta. Observa-se que apesar da grande covariabilidade nesta região não se encontra energia alguma (devido justamente à filtragem dos dados), ou seja, uma alta covariabilidade não significa necessariamente que esteja associada com quantidade significativa de energia.

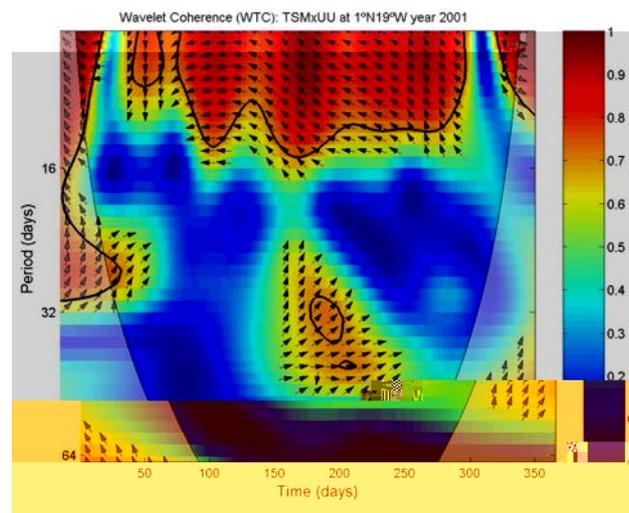
A figura 4.12d mostra apenas uma pequena região de covariabilidade confirmada com a ondeleta cruzada entre as variáveis TSM e vento meridional, para um período de 16-38 dias aproximadamente e, por volta do dia Juliano 300. Nesta mesma figura é encontrada uma região entre os dias Juliano 200 e 275 em períodos maiores que 36 dias e que não está dentro do nível de 5% confiança, mas que confirma a covariabilidade na energia da ondeleta cruzada.

Para o ano de 2001, a figura 4.13a mostra a ondeleta cruzada da TSM com o vento zonal. É notória uma região de grandes energias entre os dias Juliano 150 e 200 em um período de 32 dias. Esta covariabilidade na energia pode ser confirmada na ondeleta coerência, apesar de uma grande região estar fora do nível de 5% de confiança contra o ruído vermelho. Nesta mesma figura é possível ver uma grande covariabilidade em períodos menores que 16 dias com as variáveis tendendo a ficarem completamente fora de fase.

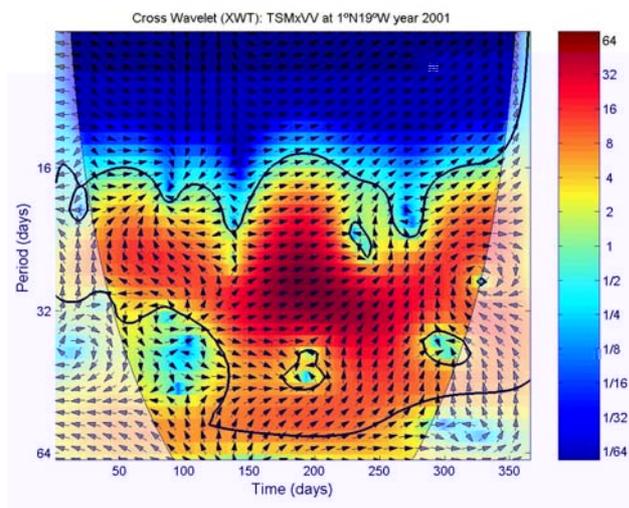
Para este mesmo ano, a figura 4.13c mostra a ondeleta cruzada da TSM e a componente meridional do vento, onde se percebe um núcleo de grandes energias, num período de 20-32 dias e entre os dias Juliano 150 e 250. Estas altas energias são confirmadas pela coerência destas variáveis (fig. 4.13d). Percebe-se também que a partir do dia 150 quase toda escala do período apresenta covariabilidade com a TSM e o vento praticamente em fase com o vento, com uma pequena exceção mencionada anteriormente em um período de 25-50 dias a partir do dia Juliano 275.



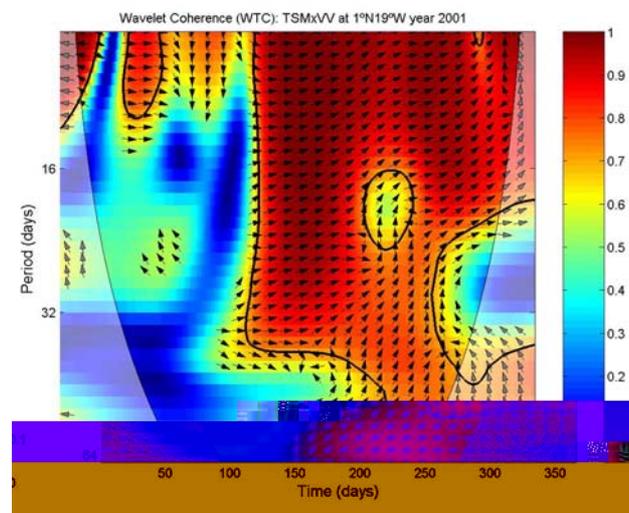
**Figura 4.13a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2001. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



**Figura 4.13b** – Ondeleta coerência entre as séries temporais normalizadas TSM e UU em 1°N-19°W para o ano de 2001. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



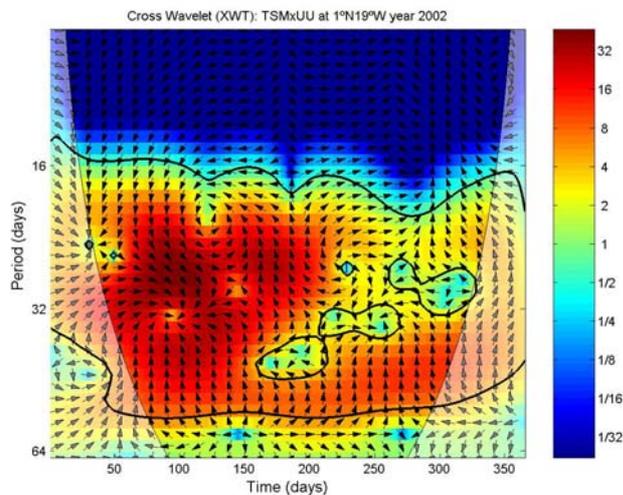
**Figura 4.13c** – Idem à Figura 4.13a, mas para a componente VV do vento.



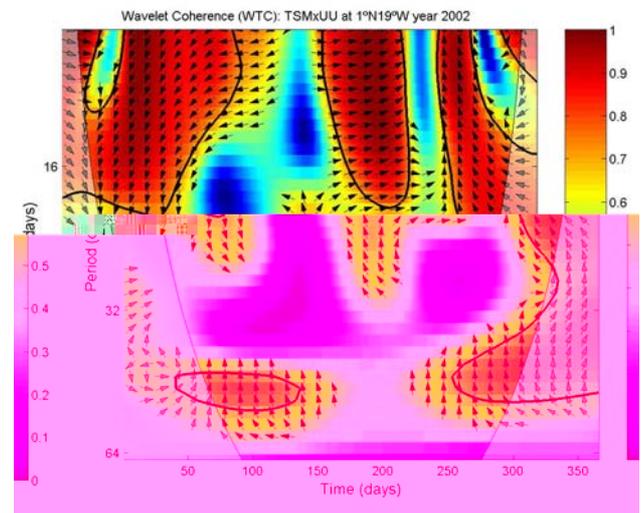
**Figura 4.13d** – Idem à Figura 4.13b, mas para a componente VV do vento.

Para o ano de 2002 as figuras 4.14a e 4.14c mostram a ondeleta cruzada da TSM com as componentes zonal e meridional do vento, respectivamente. Percebem-se em ambas as figuras centros de energias em escalas e períodos praticamente similares. É interessante observar que para períodos maiores que 32 dias a componente zonal mostra um padrão de 90° de defasagem com a TSM

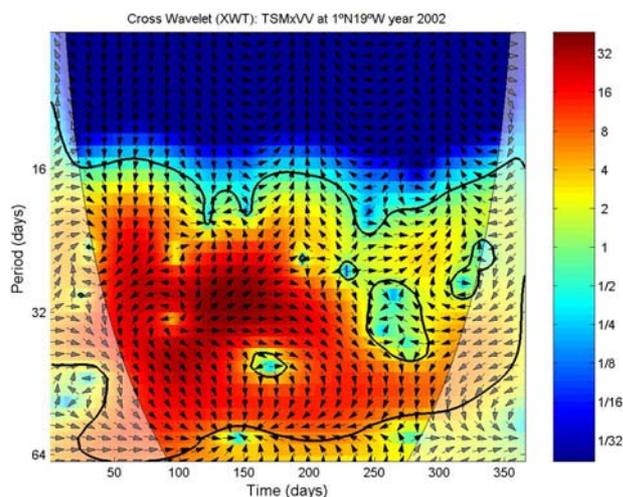
durante quase todo o ano, ou seja, o vento responde com um *lag* de  $\frac{1}{4}$  do período as anomalias de TSM.



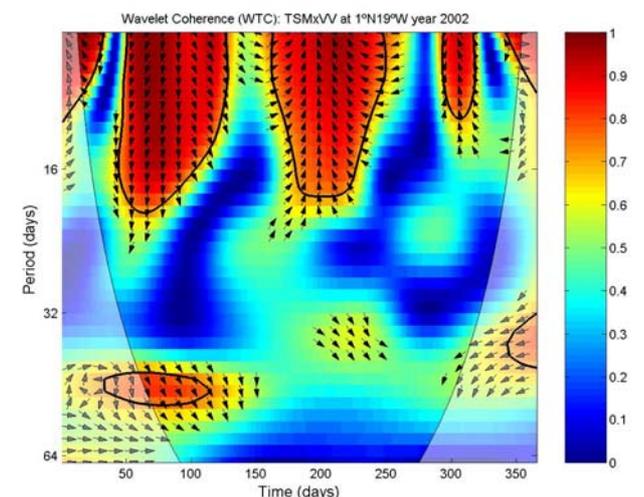
**Figura 4.14a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N15°W para o ano 2002. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



**Figura 4.14b** – Ondeletas coerência entre as séries temporais normalizadas TSM e UU em 1°N15°W para o ano de 2002. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



**Figura 4.14c** – Idem à Figura 4.14a, mas para a componente VV do vento.



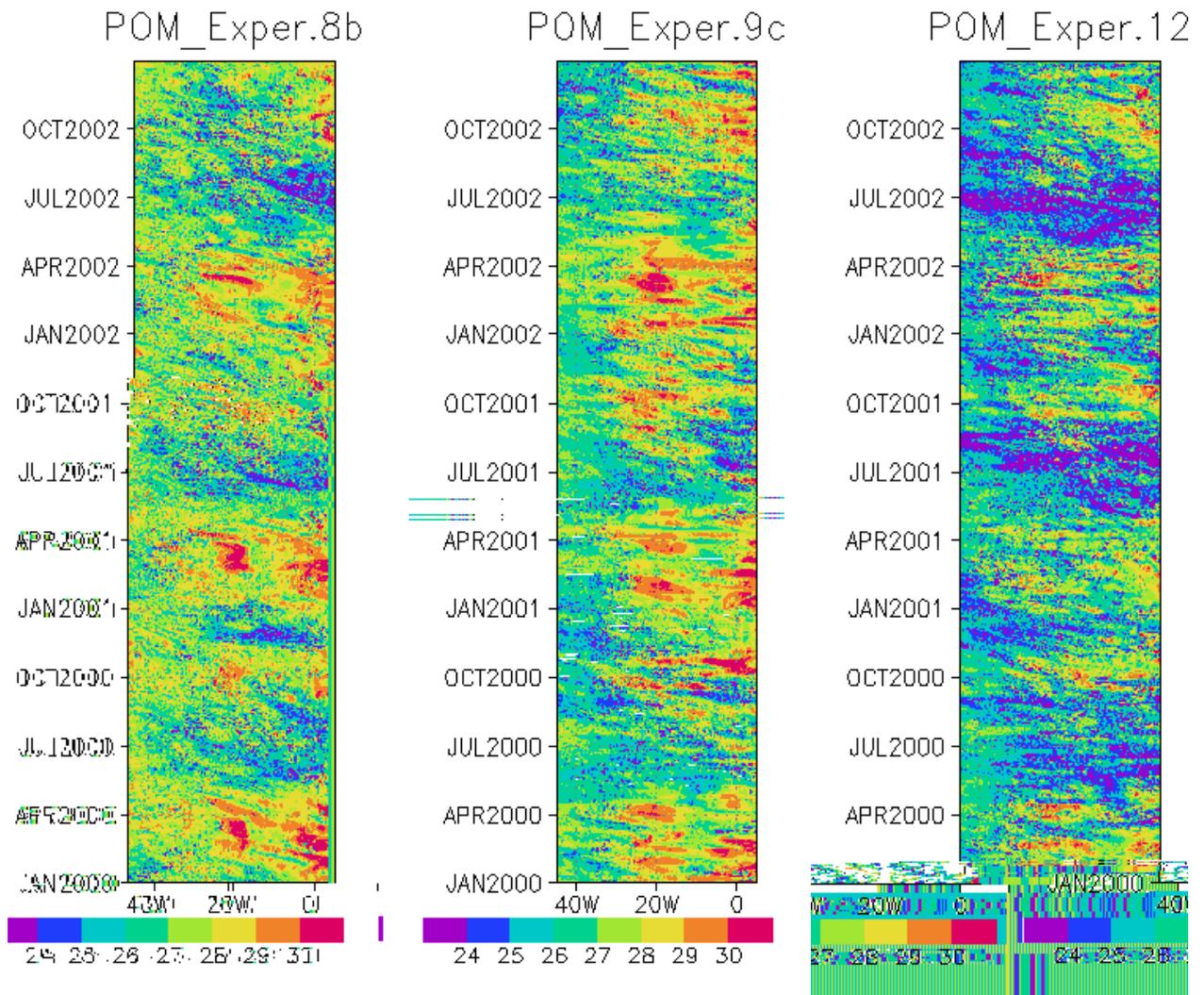
**Figura 4.14d** – Idem à Figura 4.14b, mas para a componente VV do vento.

Todavia, a componente meridional para o mesmo período em questão apresenta um avanço na fase de 90° em relação a TSM. A componente meridional domina a interação e a TSM responde com  $\frac{1}{4}$  do período as variações no vento.

Estas características similares ficam evidentes quando se verificam as ondeletas coerência destas variáveis para o mesmo período, onde se encontra praticamente o mesmo padrão de covariabilidade entre os dias 50 e 100 com apenas as fases opostas. A figura 4.14b confirma a covariabilidade na energia da TSM com o vento zonal entre os dias Juliano 250 e 300 por volta de 50 dias.

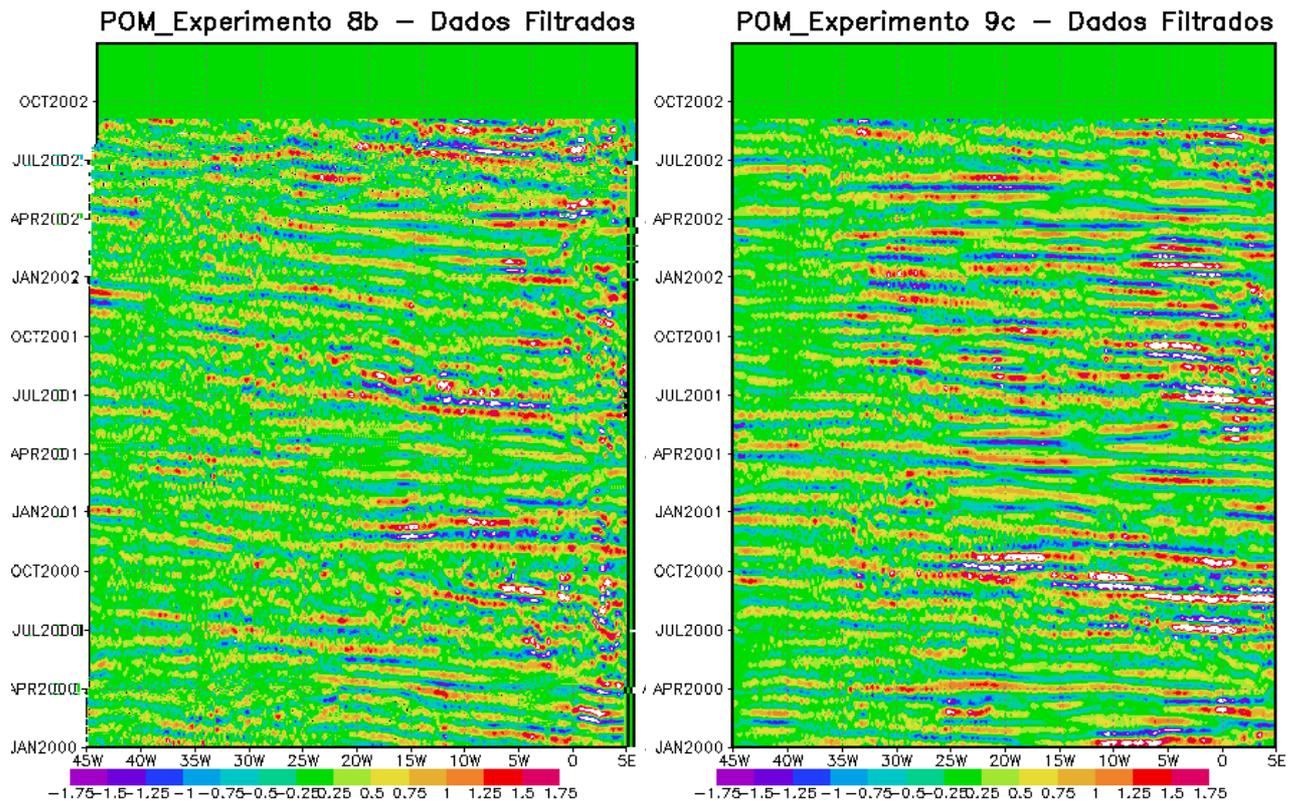
As transformadas em ondeleta cruzada da TSM e as componentes do vento para o período estudado, revelaram a relação conjunta existente entre estas variáveis meteorológico-oceanográficas no Atlântico Tropical (figuras 4.12 a 4.14). Estas figuras confirmam a grande variabilidade em períodos em torno de 32 dias mostradas nas ondeletas simples e também em suas respectivas GWS. Algumas similaridades foram confirmadas com a ondeleta cruzada entre a TSM e as componentes do vento, vistas nas ondeletas simples destas variáveis, como por exemplo, o ano 2000 do dia Juliano 200 ao 250

intensidade destes ventos. Todavia, é possível observar nos três experimentos, gradientes de temperatura causados possivelmente por instabilidades hidrodinâmicas, conseqüentemente a boa representatividade do modelo no desenvolvimento da língua fria.

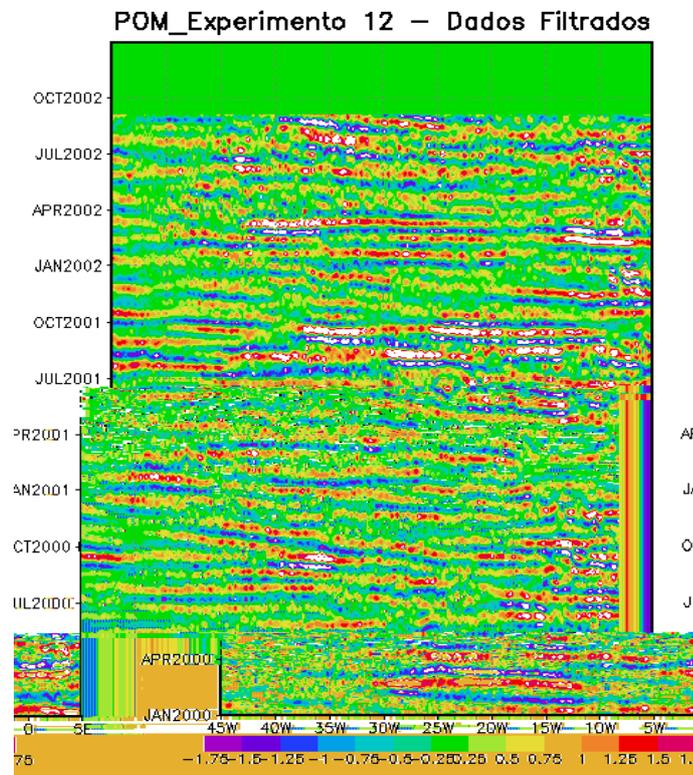


**Figuras 4.15** – Diagramas de Hovmöller da TSM obtida dos resultados numéricos dos experimentos 8b, 9c e 12 (da esquerda para direita, respectivamente) obtidos do POM para os anos 2000 a 2002. Unidade em °C.

A princípio, apesar da boa representatividade que o modelo mostrou no desenvolvimento da língua fria não se pode garantir que algum dos três experimentos foi capaz de desenvolver OIT com as condições que lhes foram impostas. Devido a isso se torna clara a extrema necessidade da utilização do filtro de Lanczos para a visualização das características espectrais destas ondas, além da sua propagação e variabilidade.



**Figura 4.16** – Diagrama de Hovmöller da TSM filtrada em 20 - 60 dias, (a) experimento8b e (b) experimento9c (da esquerda para a direita); período de 2000 a 2002. Anomalias em °C.



**Figura 4.17** – Diagrama de Hovmöller da TSM filtrada em 20 - 60 dias, experimento12; período de 2000 a 2002. Anomalias em °C.

As figuras 4.16(a, b) e 4.17 mostram os diagramas de Hovmöller para a TSM filtrada em 20 - 60 dias obtida dos experimentos 8b, 9c e 12 para o período de 2000 a 2002. Observa-se uma grande variabilidade espacial das OIT representadas pelo POM nos três experimentos em questão. O experimento 8b (fig. 4.16a) mostrou uma grande variabilidade espacial e temporal das OIT, inclusive uma inclinação típica que representa a propagação para oeste destas ondas com o decorrer do tempo, indicando que a variabilidade temporal é muito maior que a variabilidade espacial. A tabela 4.2 mostra as características espectrais das ondas encontradas para este experimento.

O experimento 9c (fig. 4.16b) mostra a grande variabilidade espacial determinada neste experimento, ou seja, percebe-se a quase completa horizontalidade das OIT, o que implica numa grande velocidade de propagação destas ondas e pequenos comprimentos de ondas. Todavia, percebe-se em alguns períodos e para alguns anos características bem típicas destas ondas, como por exemplo, gradientes de temperatura bem desenvolvidos (fase quente e fase fria). Os resultados das características espectrais das OIT determinadas por este experimento podem ser vistas na tabela 4.3.

O experimento 12 possui uma rápida variabilidade das OIT com velocidades de fase bem características e bem marcante para o ano de 2000. Para o mesmo ano, esta figura mostra inclinações típicas das OIT e que como mencionado em um parágrafo anterior, evidencia que a propagação espacial é muito maior que a propagação temporal.

Fica evidente que a representatividade determinada pelo experimento 8b foi muito mais bem sucedida, quando analisada pela comparação das tabelas 4.2, 4.3 e 4.4. Posteriormente estes resultados serão comparados com a parte observacional.

<b>Ano (Experimento 8b)</b>	<b>2000</b>	<b>2001</b>	<b>2002</b>
Período; $T$	40dias	35dias	60dias
Velocidade de Fase; $v = \frac{x}{t}$	0,5m/s	0,55m/s	0,32m/s
Comprimento de Onda; $v.T$	1776,00km	1163,20km	1656,00km

**Tabela 4.2** – Mostra os valores de algumas características das OIT encontradas de acordo com o experimento 8b do POM para o Atlântico Tropical, período, velocidade de fase e comprimento de onda para os anos de 2000 -2002.

<b>Ano (Experimento 9c)</b>	<b>2000</b>	<b>2001</b>	<b>2002</b>
Período; $T$	40dias	(*) dias	(*) dias
Velocidade de Fase; $v = \frac{x}{t}$	0,16m/s	(*)m/s	(*)m/s
Comprimento de Onda; $v.T$	547,20km	(*) km	(*) km

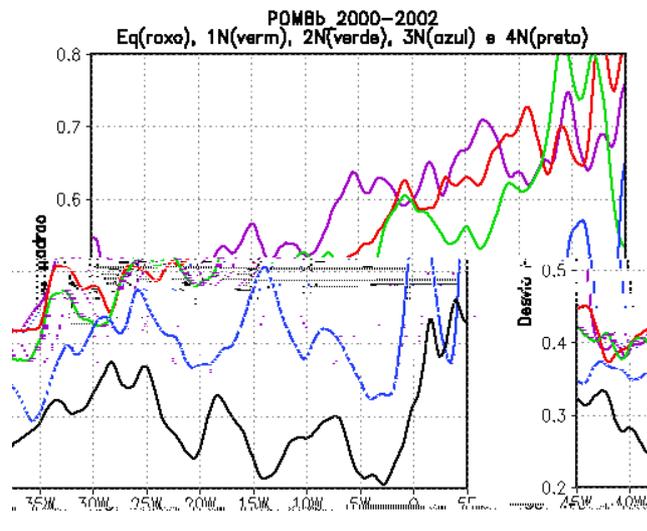
**Tabela 4.3** – Idem a tabela 4.2, mas para o experimento 9c. O asterisco (\*) significa que são valores muito próximos aos do ano 2000 para este mesmo experimento, mas com uma diferença de um fator de 1 para mais ou para menos.

<b>Ano (Experimento 12)</b>	<b>2000</b>	<b>2001</b>	<b>2002</b>
Período; $T$	38dias	45dias	45dias
Velocidade de Fase; $v = \frac{x}{t}$	0,32m/s	0,42m/s	0,62m/s
Comprimento de Onda; $v.T$	1082,54km	1663,20km	2440,00km

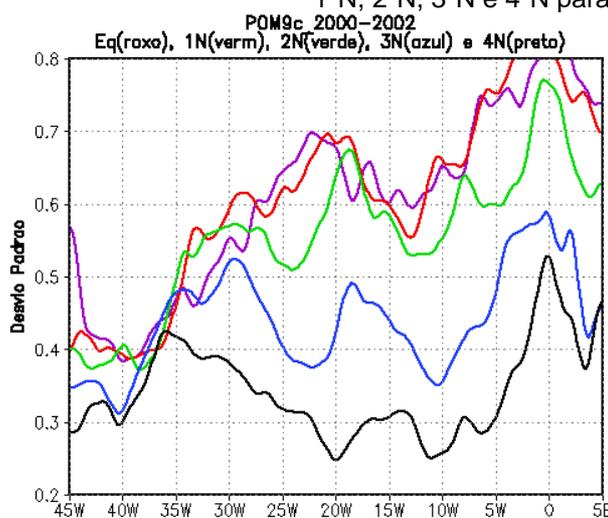
**Tabela 4.4** – Idem a tabela 4.2, mas para o experimento 12.

As tabelas 4.2, 4.3 e 4.4 mostram as características físicas das OIT determinadas pelos experimentos 8b, 9c e 12 respectivamente, onde se pode encontrar uma boa concordância com os valores obtidos na parte observacional, para os experimentos 8b e 12 conseqüentemente concordando com os padrões encontrados na parte observacional. Uma exceção foi o experimento 9c que mostrou para estas ondas valores muito baixos. Apesar da grande variabilidade mostrada nas figuras 4.15, o modelo conseguiu representar as OIT com características muito similares como podem ser observadas nos experimentos 8b e 12.

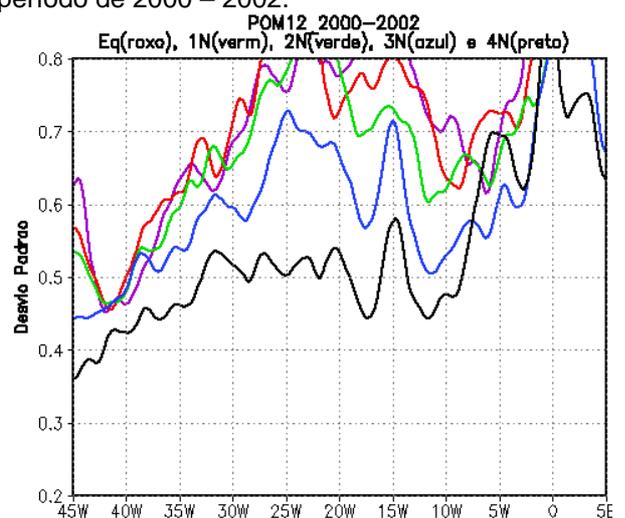
#### 4.2.1 O Desvio Padrão da TSM dos Experimentos 8b, 9c e 12



**Figura 4.18a** – Mostra o desvio padrão da TSM filtrada em 20 - 60 dias do experimento 8b no equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N para o período de 2000 – 2002.



**Figura 4.18b** – Idem a Figura 4.18a, mas para o experimento 9c.



**Figura 4.18c** – Idem a Figura 4.18a, mas para o experimento 12.

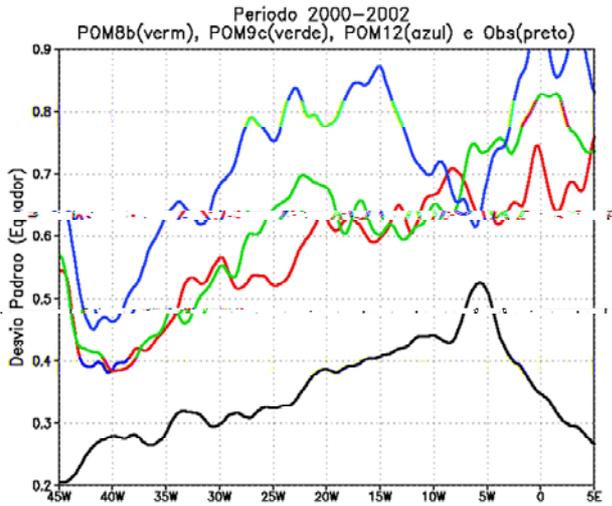
Como foi visto anteriormente, o máximo de variabilidade das OIT de acordo com os dados observacionais é encontrado entre 25°W e 10°W e devido a isso a análise está restrita a este intervalo longitudinal para a interpretação das figuras que envolvem o desvio padrão dos resultados numéricos dos experimentos com modelo oceânico. Percebe-se, através do desvio padrão, que os experimentos apresentados nas figuras 4.18 mostraram grande variabilidade na região considerada, com o experimento 12 mostrando a maior variabilidade dentre os experimentos considerados, chegando a ultrapassar 0,8 da escala utilizada.

As figuras 4.18 mostram o desvio padrão da TSM filtrada em 20 - 60 dias dos experimentos 8b, 9c e 12 nas latitudes: equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N para o período de 2000-2002. A figura 4.18a do experimento 8b mostra que o máximo de variabilidade para 1°N e 2°N aconteceu em torno de 15°W. Já o experimento 9c (fig. 4.18b) nestas mesmas latitudes correu em torno de 19°W e o experimento 12 em torno de 21°W. Da interpretação dos gráficos observa-se que os máximos de variabilidade na região de interesse foram aumentando do experimento 8b ao experimento 12.

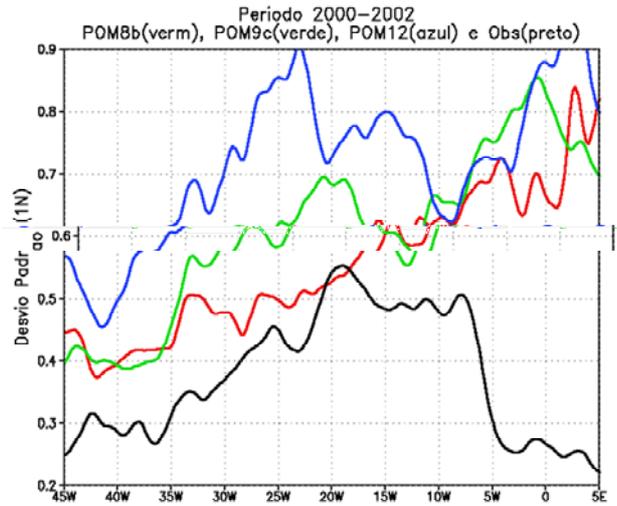
Estes resultados sugerem que os ventos do QuikScat usados como forçantes no experimento 12 impuseram uma maior variabilidade espacial no sistema oceano-atmosfera.

As figuras 4.19 mostram o desvio padrão da TSM dos experimentos 8b, 9c, 12 e valor observado nas seguintes latitudes: equador, 1°N, 2°N, 3°N e 4°N para o período de 2000 a 2002. A figura 4.19a mostra que o máximo de variabilidade no equador ocorreu em torno da longitude 15°W para o experimento 12, enquanto que a parte observacional ficou na casa dos 6°W.

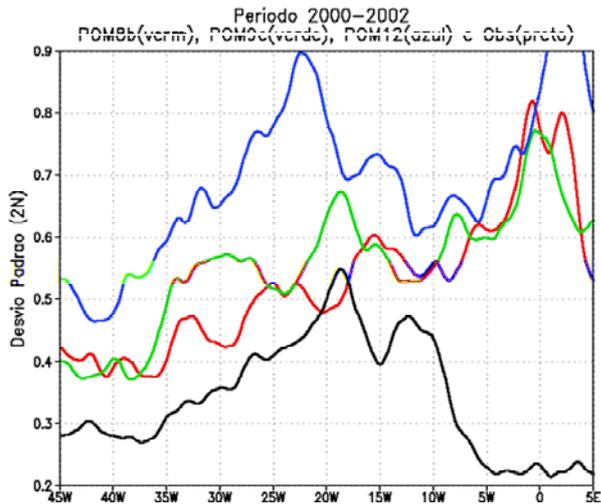
Para 1°N (fig. 4.19b) o máximo de variabilidade ocorreu em torno de 22°W para o experimento 12; o experimento 9c mostra um máximo de variabilidade em torno de 21°W concordante com a parte observacional que ficou em torno dos 20°W, mas com um valor na escala de aproximadamente 0,7 para o experimento 9c e de 0,55 para o valor observacional.



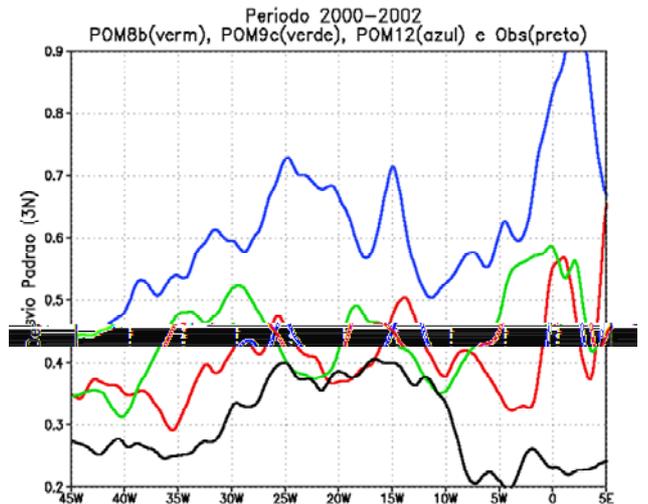
**Figura 4.19a** – Mostra o desvio padrão da TSM dos experimentos 8b, 9c, 12 e o valor observado do QuikScat para o equador.



**Figura 4.19b** – Mostra o desvio padrão da TSM dos experimentos 8b, 9c, 12 e o valor observado do QuikScat para 1°N.



**Figura 4.19c** – Mostra o desvio padrão da TSM dos experimentos 8b, 9c, 12 e o valor observado do QuikScat para 2°N.



**Figura 4.19d** – Mostra o desvio padrão da TSM dos experimentos 8b, 9c, 12 e o valor observado do QuikScat para 3°N.

Em 2°N (fig. 4.19c) este máximo ocorreu em 23°W determinado pelo experimento 12. O experimento 9c apresentou uma variabilidade concordante com o valor observacional encontrado em torno de 19°W, mas com um valor de escala maior que o observacional, praticamente na mesma ordem de grandeza que os valores encontrados em 1°N.

Em 4°N a variabilidade diminui em todos os experimentos, inclusive para a parte observacional, mas ainda com o experimento 12 mostrando uma maior variabilidade entre 25°W e 10°W. O que se percebe é que o experimento 12 mostrou

uma maior variabilidade em todas as latitudes; no entanto foi o experimento 9c quem apresentou uma variabilidade em longitudes semelhantes aos valores observacionais, muitas vezes diferenciando apenas por um fator de escala.

#### **4.2.2 A Ondeleta Simples dos Experimentos 8b, 9c e 12**

Da mesma forma que na parte observacional, os resultados da aplicação da técnica em ondeleta simples são mostrados nas figuras 4.20 onde se tem a TSM obtida dos resultados numéricos dos experimentos 8b, 9c e 12 do modelo oceânico. As mesmas considerações feitas para a parte observacional servem para a parte numérica aqui apresentada.

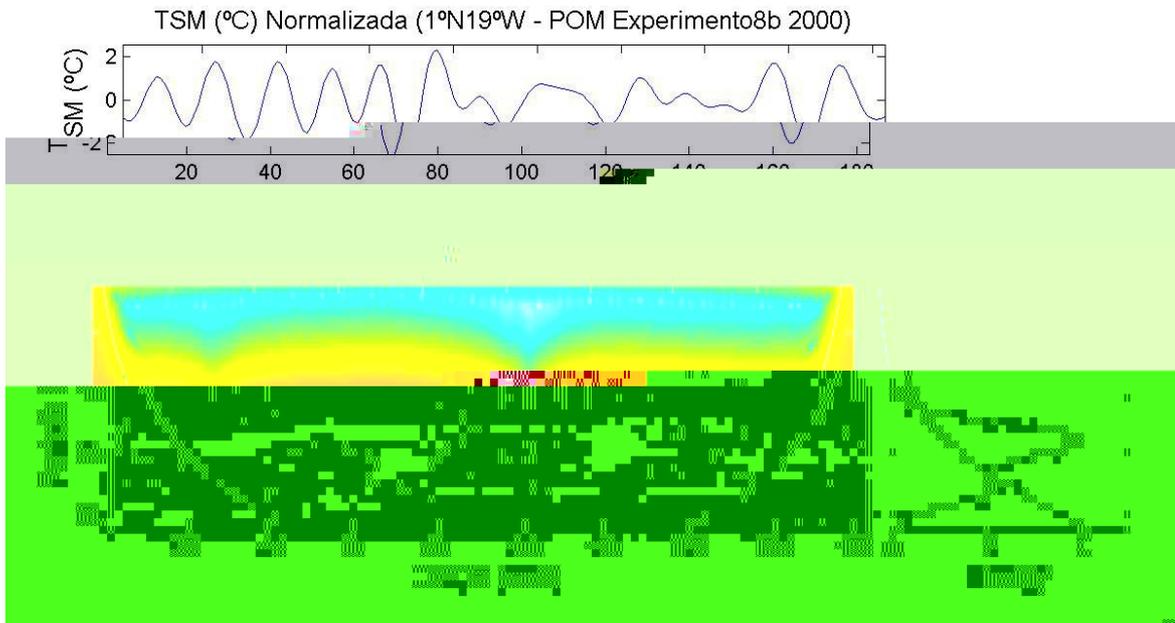
As figuras 4.20 mostram os resultados da aplicação da ondeleta contínua de Morlet, para as séries temporais filtradas em 20 - 60 dias obtidas em 1°N-19°W que de acordo com as figuras 4.6 é a região de maior variabilidade das OIT no Atlântico Tropical, estas séries foram normalizadas pelo desvio padrão. Por conveniência computacional os valores numéricos de saída do modelo foram armazenados de dois em dois dias, o que nos leva a considerar na interpretação das figuras o dobro do valor na escala de tempo das ondeletas (eixo x).

Para estas figuras observa-se que o modelo foi capaz de representar a variabilidade intrasazonal de 20 – 60 dias em todos os anos de estudo. Inclusive a partir da segunda metade do ano (dia Juliano 90 de acordo com a escala utilizada) onde tecnicamente as OIT são mais representativas no Oceano Atlântico Tropical.

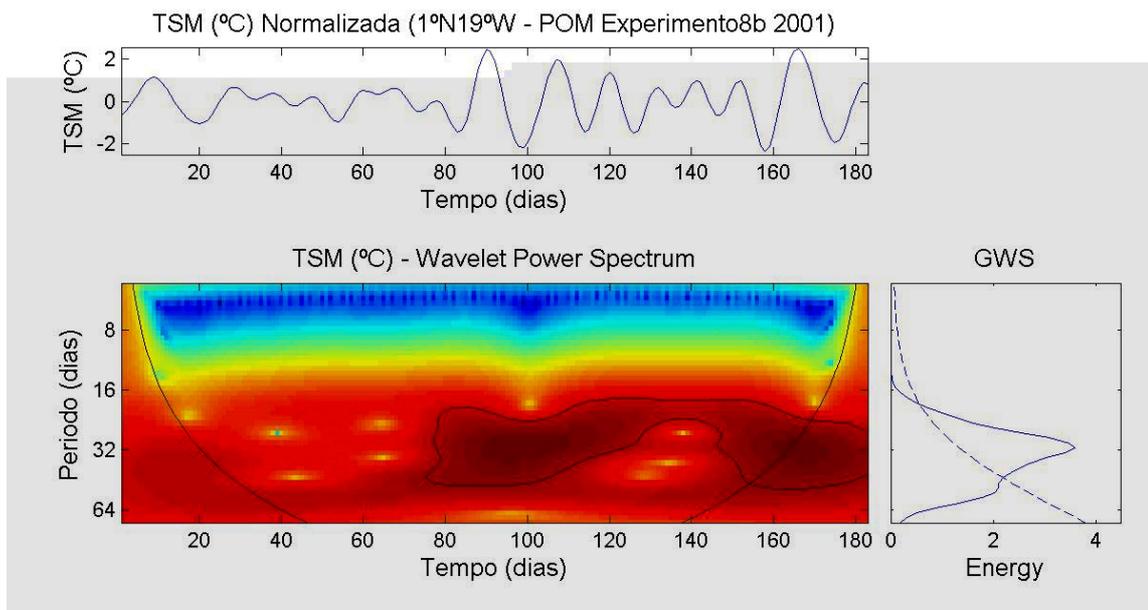
A figura 4.20a mostra o resultado numérico da TSM do experimento 8b para o ano de 2000. A mesma mostra uma faixa extensa de energia que começa em fevereiro e estende-se aproximadamente até julho; outro centro de energia bem marcado encontra-se de outubro a novembro; esta faixa de energia é definida em períodos de 16 - 50 dias. A GWS mostra um pico de energia bem intenso em torno dos 24 dias de valor próximo de quatro unidades.

Para o ano de 2001 figuras 4.20b mostra uma persistente faixa de energia em períodos de 16 - 50 dias; esta tem início em junho chegando praticamente ao fim do ano corrente. A GWS mostra um máximo de energia em torno de 32 dias. O ano de 2002 para o mesmo experimento (fig. 4.20c) mostra uma variação intensa na energia

em períodos de 16 - 50 dias estendendo-se de fevereiro a outubro, onde tecnicamente termina os resultados numéricos dos experimentos com o modelo oceânico para o ano de 2002. A GWS mostra um pico de energia um pouco acima dos 32 dias chegando a 2 unidades na escala de energia.

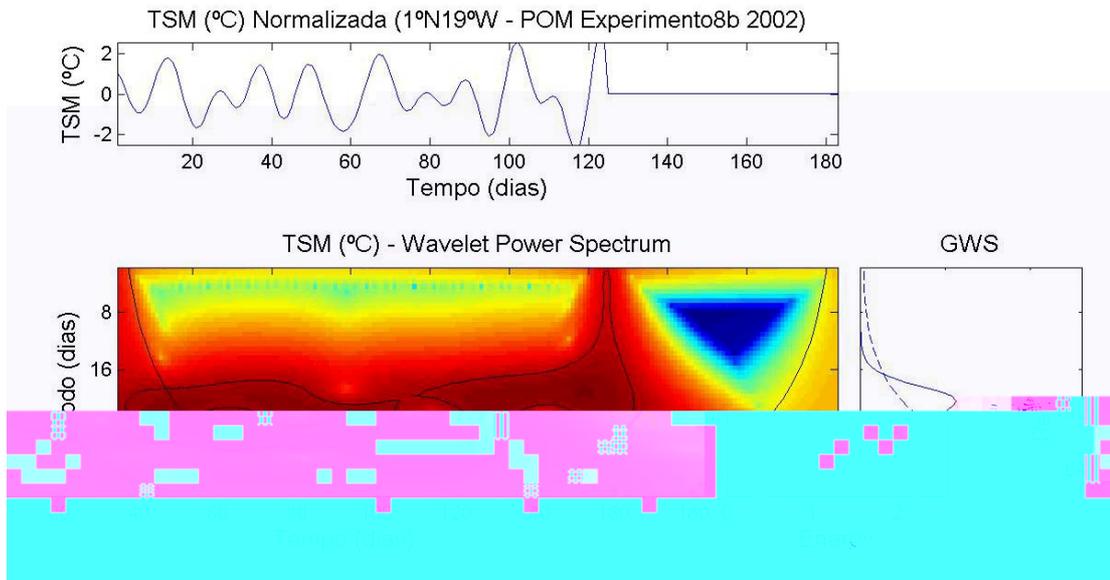


**Figura 4.20a** – Série temporal de TSM do experimento 8b normalizada (acima). Espectro de potência da ondeleta (abaixo, esquerda) e espectro da ondeleta global (abaixo, direita) em 1°N-19°W para o ano de 2000. Unidade °C para a série temporal e °C<sup>2</sup> para WPS.

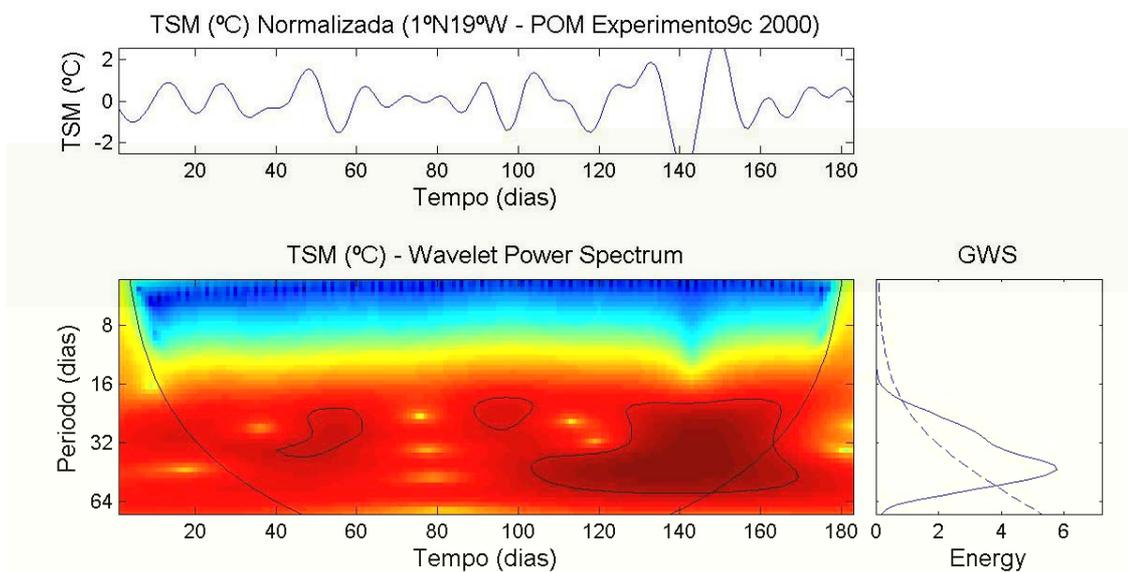


**Figura 4.20b** – Idem a Figura 4.20a, mas para o ano de 2001.

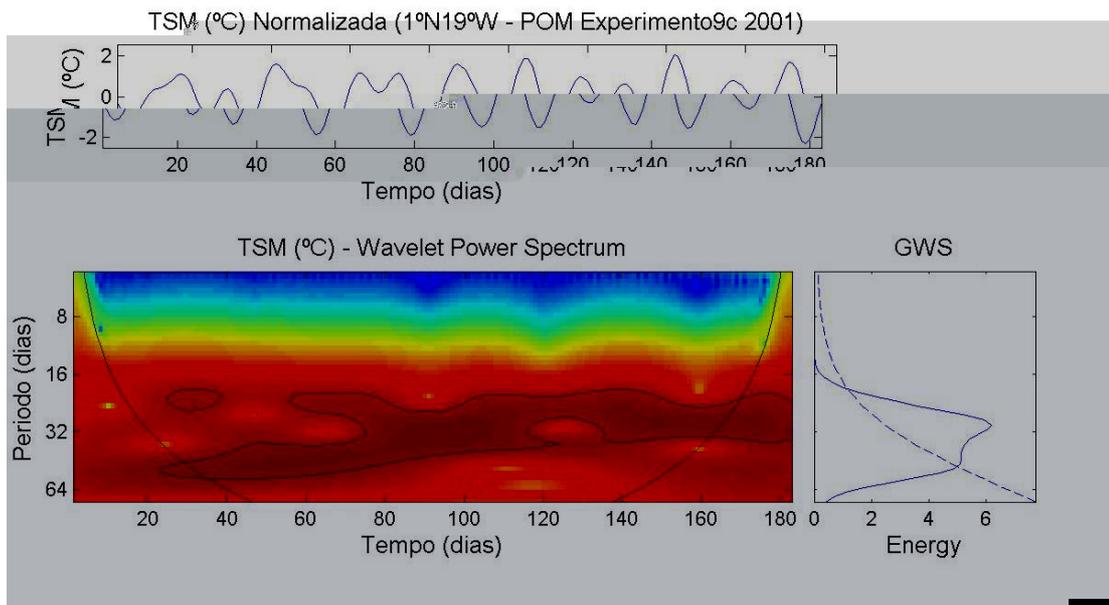
Analisando a GWS dos anos 2001-2002 para o experimento 8b percebe-se que o maior pico de energia concentra-se em torno dos 32 dias, com o ano de 2002 apresentando menor intensidade, provavelmente devido a uma série temporal menor, quando comparada com os outros dois anos.



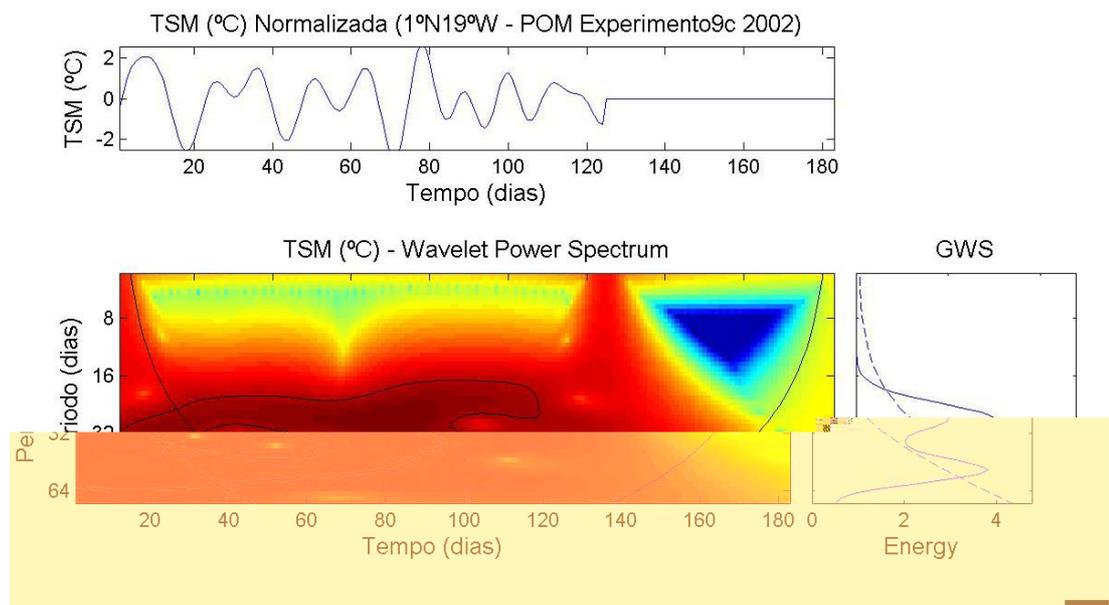
**Figura 4.20c** – Idem a Figura 4.20a, mas para o ano de 2002.



**Figura 4.21a** – Série temporal de TSM do experimento 9c normalizada (acima). Espectro de potência da ondeleta (abaixo, esquerda) e espectro da ondeleta global (abaixo, direita) em 1°N-19°W para o ano de 2000. Unidade °C para a série temporal e °C<sup>2</sup> para WPS.



**Figura 4.21b** – Idem a Figura 4.21a, mas para o ano de 2001.

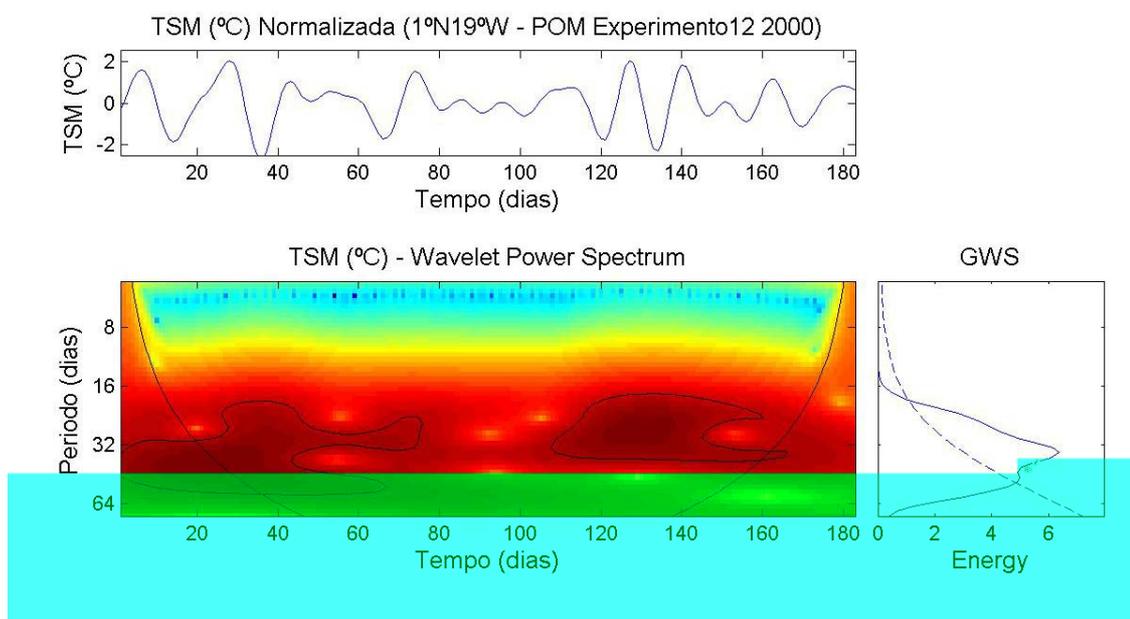


**Figura 4.21c** – Idem a Figura 4.21a, mas para o ano de 2002.

O experimento 9c também apresentou variações de energia na escala intrasazonal de 16 - 60 dias bem definida e em alguns anos muito persistentes durante quase todo o ano. A figura 4.21a mostra a TSM do resultado numérico do experimento 9c, onde se percebe centros isolados de energia; o mais significativo encontra-se numa escala de 20 - 50 dias aproximadamente e se estende de julho a novembro. GWS mostra um pico intenso de energia na escala de 6 e para um período em torno dos 48 dias.

Para o ano de 2001 a figura 4.21b mostra uma faixa extensa de energia que varia entre as escalas de 16 - 50 dias e persistindo durante todo o ano. O GWS mostra um pico de energia na casa dos 32 dias, chegando aproximadamente a seis na escala de energia intrasazonal. Já o ano de 2002 mostra variabilidade na energia apenas para os seis primeiros meses do ano, ou seja, chegando a julho. Esta energia varia em torno de 16 - 58 dias aproximadamente. Dois picos significativos de energia são considerados no GWS, o primeiro em torno dos 24 dias e o segundo por volta dos 50 dias.

Para o experimento 12 figuras 4.22 têm-se o resultado numérico da TSM para os anos de 2001-2002. A figura 4.22a mostra centros isolados de energia, o primeiro no início do ano (fev-jun) num período de 16 - 50 dias; o segundo centro de energia está localizado entre julho e novembro em períodos de 16-32 dias. O GWS mostra um pico de energia um pouco acima dos 32 dias e chegando a um valor de seis na escala. Para o ano de 2001 figuras 4.22b tem-se apenas uma região bem definida de energia que oscila entre 16 - 50 dias começando em maio e chegando aproximadamente a novembro. O GWS mostra um valor sete na energia em torno dos 48 dias.



**Figura 4.22a** – Série temporal de TSM do experimento 12 normalizada (acima). Espectro de potência da ondeleta (abaixo, esquerda) e espectro da ondeleta global (abaixo, direita) em 1°N-19°W para o ano de 2000. Unidade °C para a série temporal e °C<sup>2</sup> para WPS.

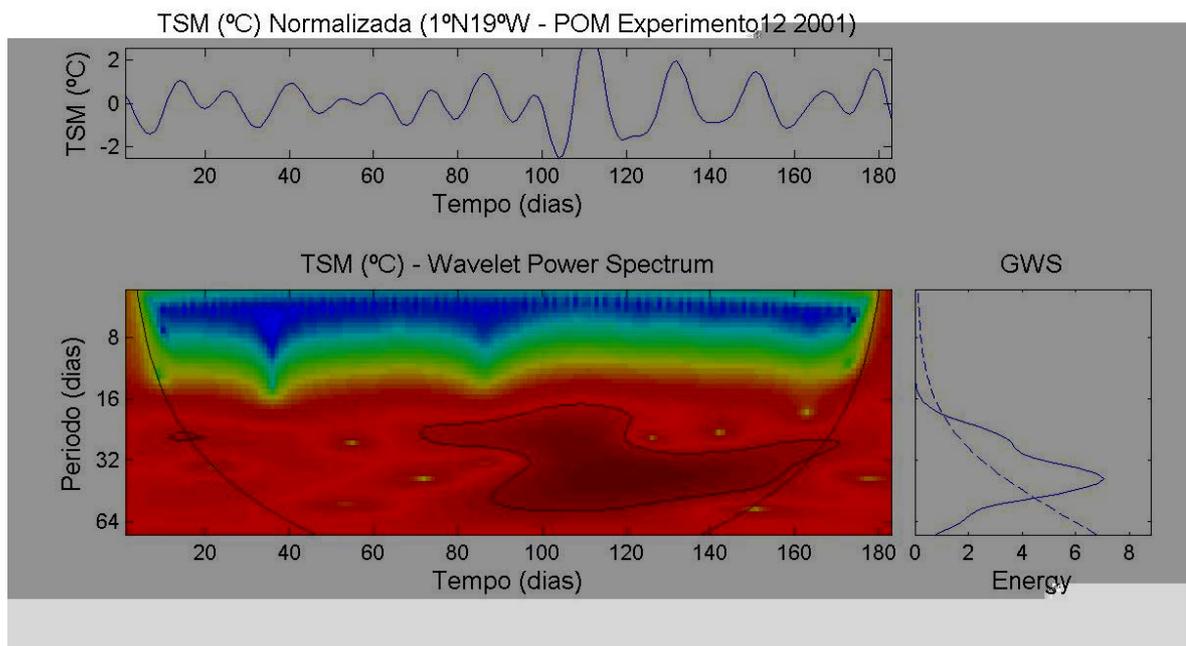


Figura 4.22b –

Da mesma forma que na parte observacional, algumas similaridades entre os padrões de algumas ondeletas simples da variável TSM entre diferentes experimentos são claramente visíveis, ou seja, existem regiões com grande variabilidade na energia, mas que estão fora da região dos 95% do nível de confiabilidade. Em todo caso, não será determinada a ondeleta cruzada e coerência entre a TSM de experimentos diferentes para um mesmo ano; mesmo porque isso não teria um significado físico, além de nenhum propósito em particular para o que foi aqui proposto.

Em vista disso, a variável TSM dos três experimentos e para os anos de 2000, 2001 e 2002 serão analisadas com as componentes do vento que lhes serviram de forçantes em cada experimento específico. A interpretação física das ondeletas cruzada e coerência, para esta parte numérica serão rigorosamente feitas da mesma forma que na parte observacional. Uma pequena diferença será levada em conta, no que se refere à escala de tempo (no eixo x), em que se tem valor de 2 em 2 dias. A interpretação física, no entanto, será feita da mesma forma que a ondeleta simples dos experimentos numéricos detalhados anteriormente.

#### **4.2.3 As Ondeletas Cruzada e Coerência dos Experimentos 9c e 12**

Para a parte numérica a ondeleta cruzada e coerência serão utilizadas para encontrar regiões de covariabilidade na energia além da representatividade da coerência entre as variáveis TSM obtidas dos experimentos 9c (TSM9c) e 12 (TSM12) com o vento do NCEP/REANALYSIS em média de três dias e o vento do Quikscat também em média de três dias, respectivamente para os experimentos 9c e 12. Quando se refere ao vento, entenda as componentes zonal e meridional.

O experimento 8b será negligenciado para este tipo de análise devido ao fato do vento utilizado como forçantes para este experimento ser de médias mensais de longo termo com interpolação em base diária; o que fisicamente não teria influência significativa para o desenvolvimento das OIT no Atlântico Tropical.

Os resultados das OC e CO serão confrontados com os valores observacionais para os respectivos anos, buscando uma analogia entre os resultados, além de uma possível inadequação nos resultados numéricos. Todavia, esta analogia entre os

resultados servirá para a interpretação dos mecanismos que estão associados com a característica intrasazonal das OIT, como também para uma posterior melhora na calibração do modelo oceânico.

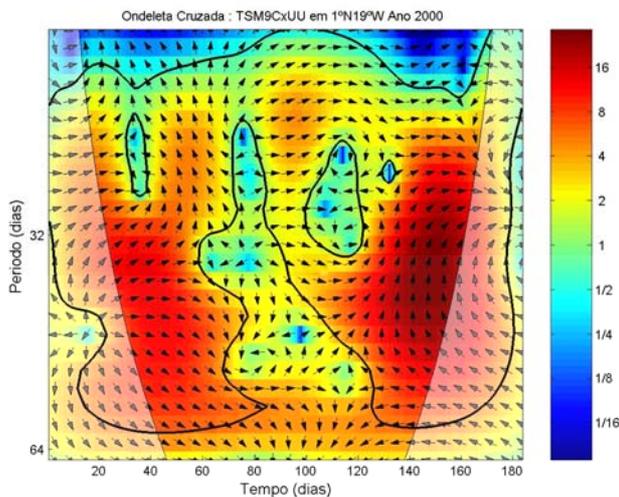
As figuras 4.23, 4.24, 4.25, 4.26, 4.27 e 4.28 mostram a aplicação das ondeletas cruzada e coerência nos dados de TSM obtidos dos resultados numéricos dos experimentos 9c e 12 do modelo oceânico. Os ventos utilizados são justamente os que serviram de forçantes em cada experimento, como mencionado anteriormente. Todos os gráficos das ondeletas cruzada e coerência da parte numérica foram utilizados séries temporais filtradas em 20-60 dias da região 1°N-19°W para que não haja incompatibilidade com os resultados da parte observacional.

## **EXPERIMENTO 9C**

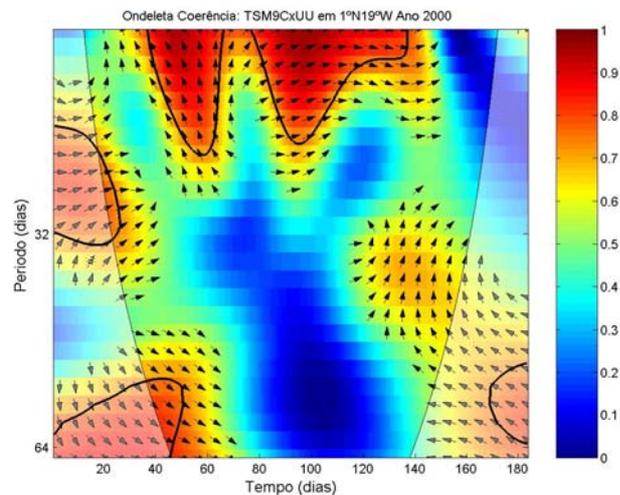
Para o ano de 2000 a ondeleta cruzada da TSM e o vento zonal (fig. 4.23a) apresenta basicamente duas regiões com covariabilidade significativa na energia entre essas variáveis. A primeira região localiza-se praticamente entre os dias 30 e 70 e em períodos de 32 a 50 dias aproximadamente. A segunda região está entre os dias Juliano 120 a 150 e para um período de 24 - 50 dias; apenas a segunda região possui covariabilidade confirmada na ondeleta coerência (fig. 4.23b), apesar desta região estar completamente fora dos 5% do nível de confiança estatística.

Para o mesmo ano, a componente meridional do vento e a TSM (fig. 4.23c) apresentam basicamente duas regiões significativas de covariabilidade na energia em padrões e escala muito similares aos da componente zonal. A covariabilidade destas duas regiões é confirmada na ondeleta coerência (fig. 4.23d), onde se percebe que em ambas as regiões a dominância na interação foi do vento.

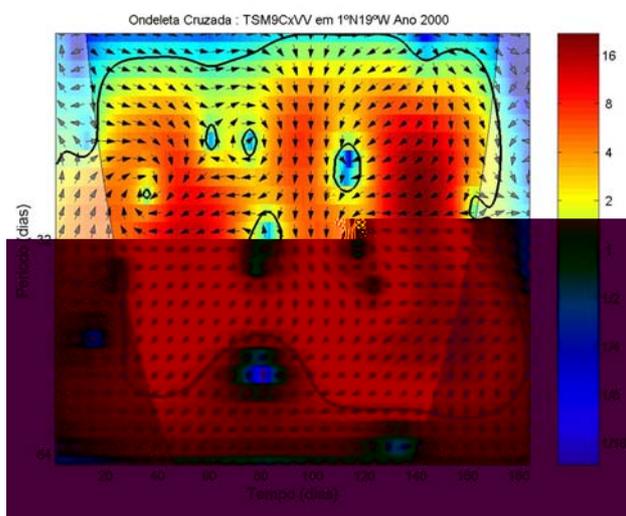
A mesma figura mostra uma região de covariabilidade entre o dia Juliano 90 e 110 e em períodos de 16 a 24 dias, onde se tem o vento avançado 90° da TSM e a mesma responde com um *lag* de  $\frac{1}{4}$  do período. Para essa mesma região é importante perceber que do dia 110 ao 140 este padrão muda, onde o vento muda para um padrão em que a TSM responde com  $\frac{3}{8}$  do período; este mesmo padrão é verificado nas duas primeiras regiões mencionadas anteriormente na mesma figura.



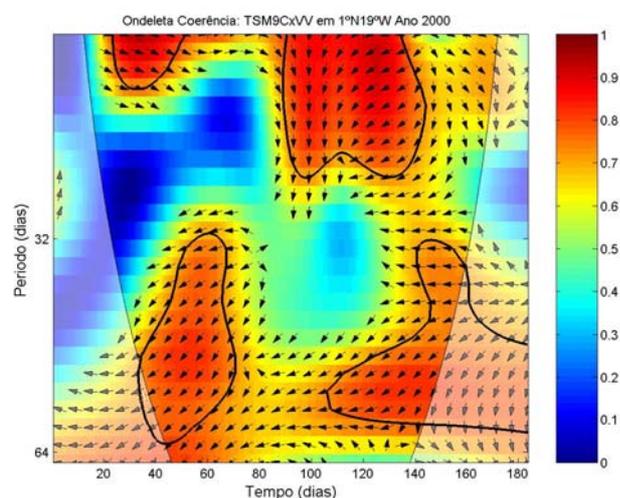
**Figura 4.23a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2000. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



**Figura 4.23b** – Ondeleta coerência das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2000. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



**Figura 4.23c** – Idem a Figura 4.23a, mas para a componente VV.



**Figura 4.23d** – Idem a Figura 4.23b, mas para a componente VV.

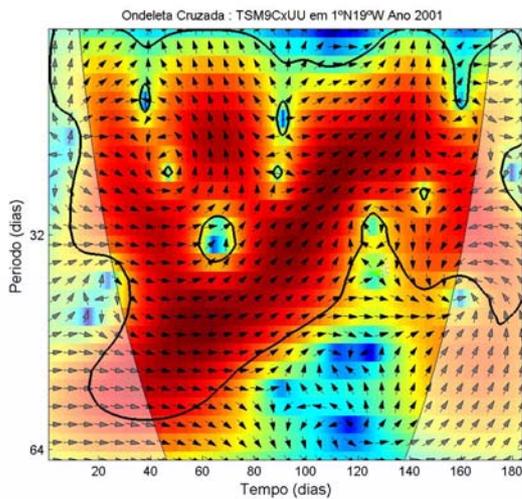
A TSM e a componente meridional do vento (fig. 4.24c) apresentam duas regiões de covariabilidade nas variáveis com energias intensas. A primeira concentra-se entre o dia 50 em torno da escala de 40 dias e a segunda região fica

em torno do dia 160 (novembro) em torno dos 28 dias. Apenas uma pequena parte da segunda região tem sua covariabilidade na energia confirmada.

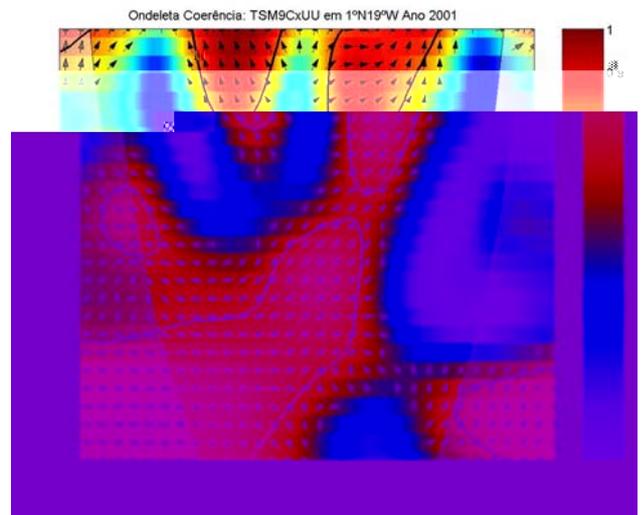
Para o ano de 2001, a ondeleta cruzada da TSM e a componente zonal do vento figura 4.24a apresenta uma faixa bem extensa de covariabilidade na energia que passa de períodos menores que 32 dias para períodos maiores que 32 dias, sugerindo assim uma transferência de energia entre escalas no decorrer do ano. Esta covariabilidade na energia é completamente confirmada na ondeleta coerência entre estas variáveis e onde fica claro um padrão de fase em uma boa parte desta região para períodos maiores que 48 dias. A componente meridional (fig. 4.24c) apresenta basicamente duas regiões distintas de grande covariabilidade na energia, onde apenas a segunda região em períodos menores que 32 dias e a partir do dia Juliano 140 é confirmada na ondeleta coerência (fig. 4.24d).

Em 2002, a componente zonal e a TSM figura 4.25a apresentaram duas regiões bem marcantes em escalas distintas. A primeira região encontra-se em torno do período de 24 dias do dia Juliano 70 (maio); a segunda região concentra-se numa escala de 40 dias em torno do dia 50. Percebe-se que em ambas as regiões existem uma tendência de acoplamento entre as variáveis com o a TSM mandando na interação e o vento respondendo com um *lag* de 1/8 do período. Esta covariabilidade na energia é também confirmada com a ondeleta coerência, para ambas as regiões.

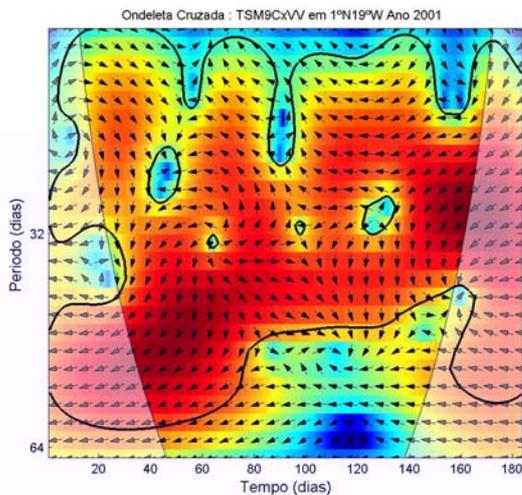
Para o mesmo experimento a ondeleta cruzada da TSM e o vento meridional (fig. 4.25c) apresenta apenas uma única região de grande covariabilidade na energia, localizada entre 48 – 50 dias em torno de maio. Esta covariabilidade é confirmada na ondeleta coerência destas variáveis como mostra a figura 4.25d e onde se percebe um padrão onde o vento manda na interação e a TSM responde com ¼ do período. Para a mesma figura, nenhuma outra região de covariabilidade é confirmada.



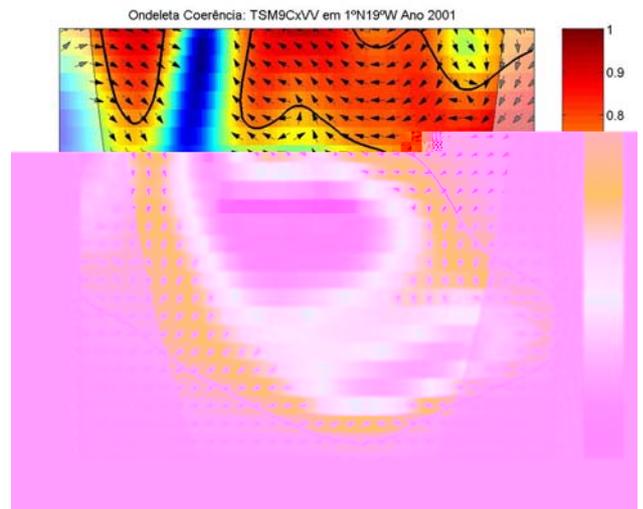
**Figura 4.24a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2001. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



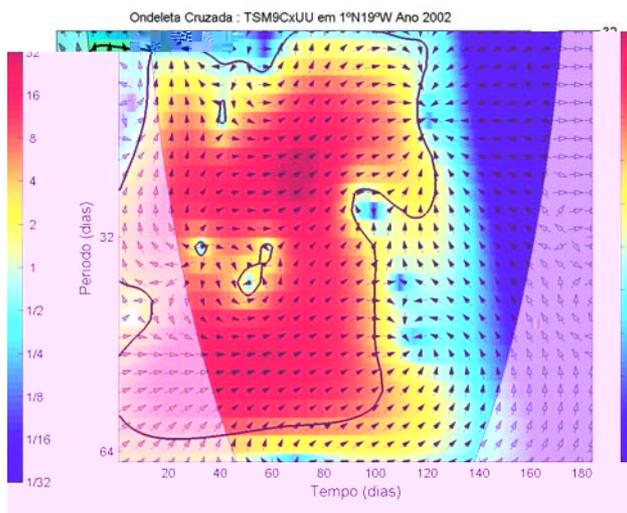
**Figura 4.24b** – Ondeleta coerência das séries temporais normalizadas de TSM9c e UU em 1°N-19°W para o ano 2001. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



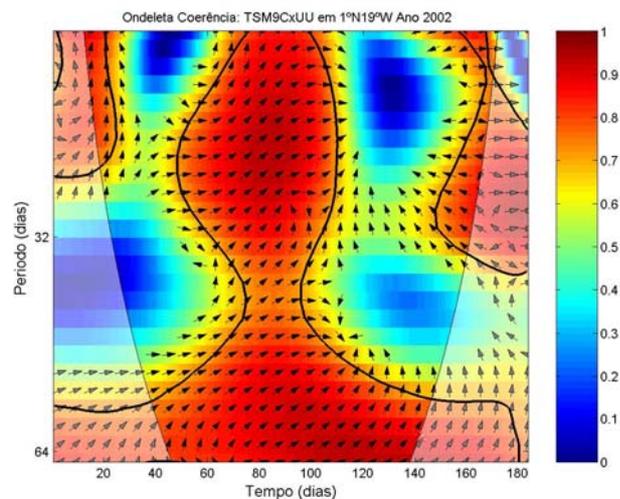
**Figura 4.24c** – Idem a Figura 4.24a, mas para a componente VV.



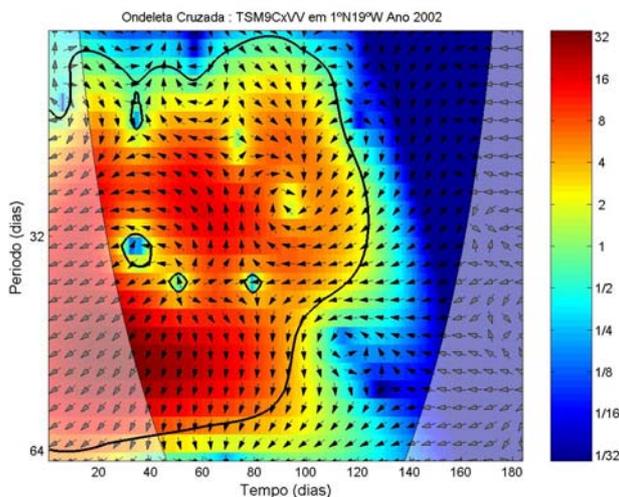
**Figura 4.24d** – Idem a Figura 4.24b, mas para a componente VV.



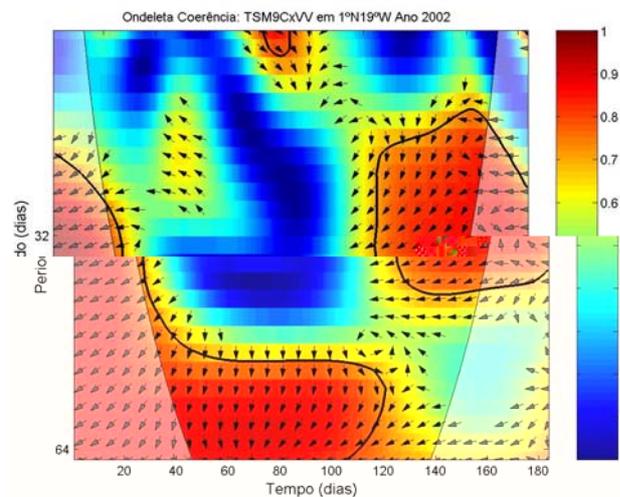
**Figura 4.25a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2002. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



**Figura 4.25b** – Ondeleta coerência das séries temporais normalizadas de TSM9c e UU em 1°N-19°W para o ano 2002. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



**Figura 4.25c** – Idem a Figura 4.25a, mas para a componente VV.



**Figura 4.25d** – Idem a Figura 4.25b, mas para a componente VV.

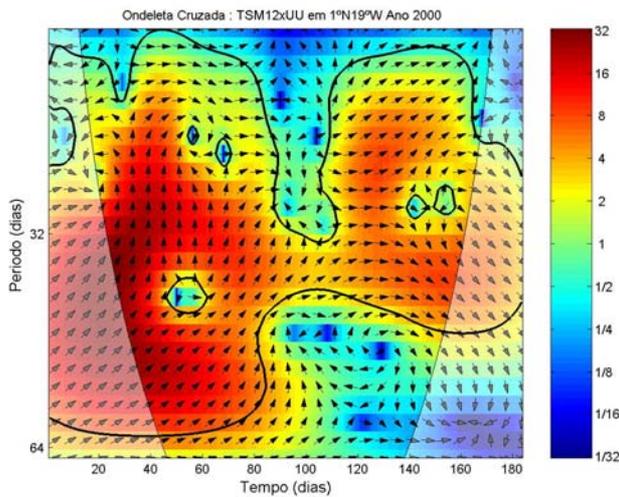
## EXPERIMENTO 12

Para o ano de 2000, a ondeleta cruzada da TSM e a componente zonal do vento (fig. 4.26a) mostra uma região de covariabilidade na energia bem significativa, que se estende em períodos de 20-50 dias iniciando-se em fevereiro e chegando até junho. Esta covariabilidade é completamente confirmada na ondeleta coerência destas variáveis (fig. 4.26b), e onde a TSM manda na interação com o vento. Entre os períodos de 28 – 35 dias o vento responde com  $\frac{1}{4}$  do período, enquanto que entre 35 – 60 dias o vento responde com  $\frac{1}{8}$  do período.

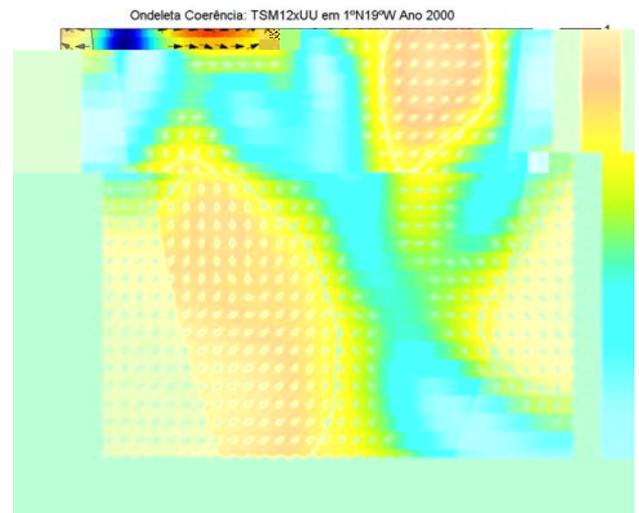
A componente meridional figura 4.26c mostrou um padrão espacial na covariabilidade da energia muito similar ao da componente zonal. Em períodos abaixo de 35 dias tem-se a TSM mandando na interação com o vento respondendo com um *lag* de  $\frac{3}{8}$  do período. Já em períodos acima de 35 dias a TSM e o vento mostram estar completamente fora de fase. A ondeleta coerência destas variáveis (fig. 4.26d) confirma a covariabilidade na energia mostrada na ondeleta cruzada.

Para o ano de 2001, a ondeleta cruzada da TSM e componente zonal do vento (fig. 4.27a) mostram uma região de grande intensidade de energia em um período de 24 - 48 dias e vai de julho a outubro; apenas uma pequena parte desta região é confirmada na ondeleta coerência (fig. 4.27b) em um período de 32 - 48 dias apesar de estar fora dos 5% do nível de confiança contra o ruído vermelho. Esta mesma região mostra que na interação entre estas variáveis a TSM manda e o vento responde com  $\frac{3}{8}$  do período.

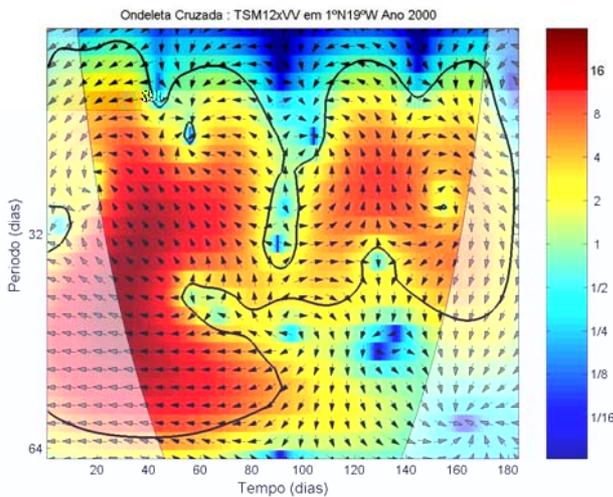
A figura 4.27c da ondeleta cruzada da TSM e a componente meridional do vento para o ano de 2001 mostra uma região bem definida de covariabilidade na energia que vai do dia Juliano 80 ao fim do ano praticamente. Apenas uma pequena parte desta região localizada em períodos de 48 - 60 dias e a partir do dia Juliano 90 é comprovada na ondeleta coerência (fig. 4.27d). Esta região apresenta as variáveis completamente fora de fase.



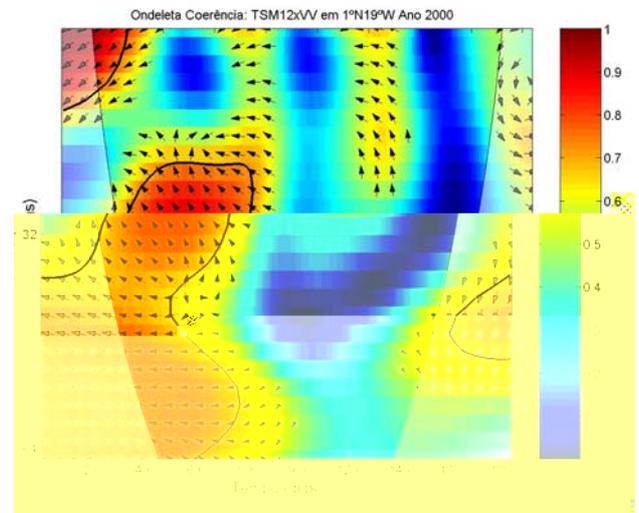
**Figura 4.26a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2000. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



**Figura 4.26b** – Ondeleta coerência das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2000. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



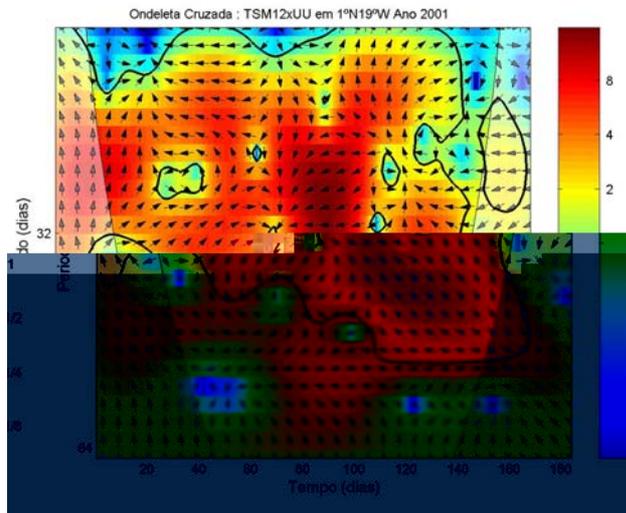
**Figura 4.26c** – Idem a Figura 4.26a, mas para a componente VV.



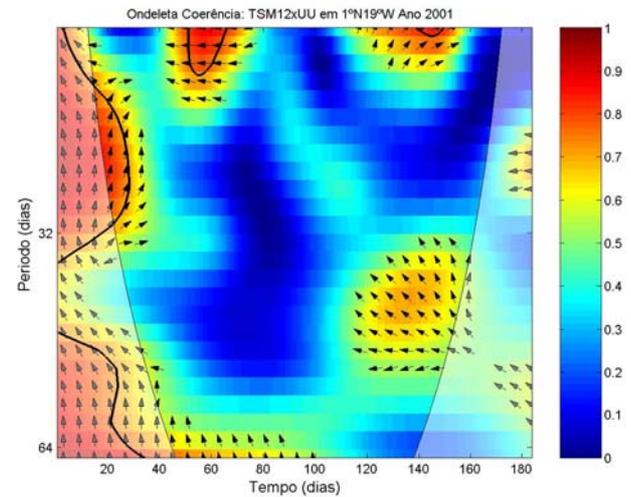
**Figura 4.26d** – Idem a Figura 4.26b, mas para a componente VV.

Em 2002, a ondeleta cruzada da TSM e componente zonal do vento (fig. 4.28a) mostram uma região com alta covariabilidade entre as variáveis, restringindo-se apenas a primeira metade do ano em um período de 16 - 48 dias. Apenas uma pequena parte desta região tem sua covariabilidade confirmada na ondeleta

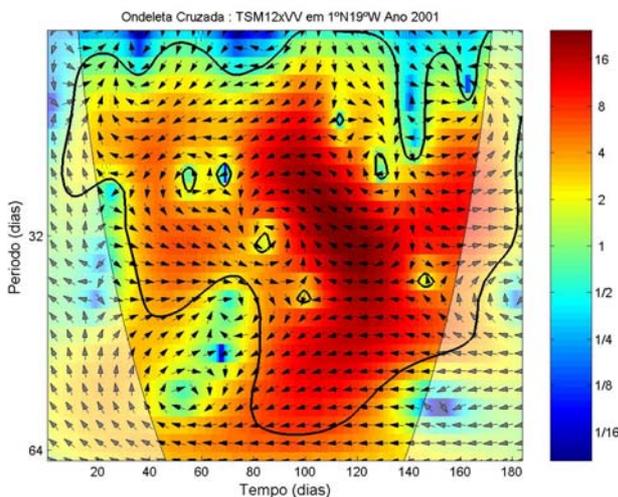
coerência (fig. 4.28b) em torno do dia Juliano 60. Para esta mesma figura, nenhuma outra região de covariabilidade confirmada é mostrada.



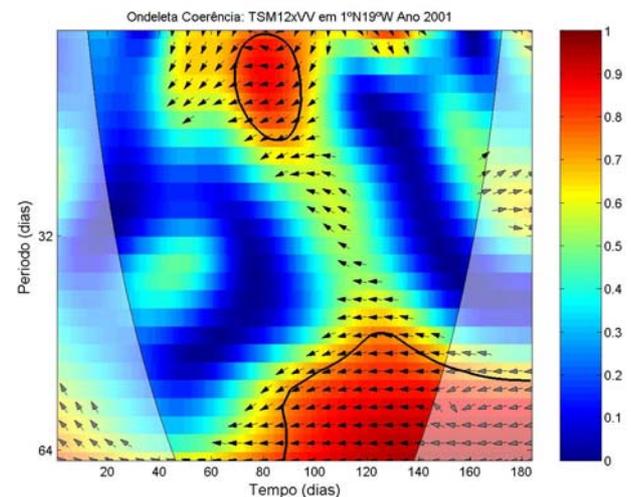
**Figura 4.27a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2001. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



**Figura 4.27b** – Ondeleta coerência das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2001. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



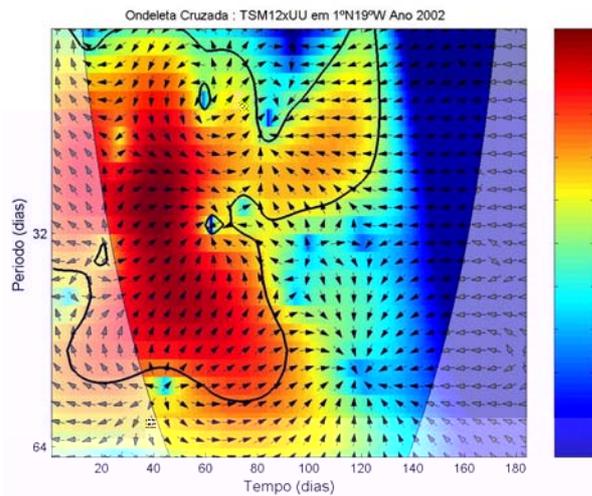
**Figura 4.27c** – Idem a Figura 4.27a, mas para a componente VV.



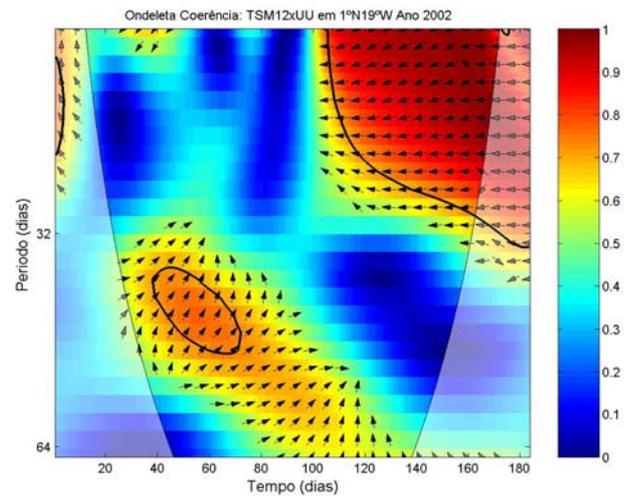
**Figura 4.27d** – Idem a Figura 4.27b, mas para a componente VV.

Para a componente meridional e a TSM (fig. 4.28c) uma grande região de altas energias é mostrada de 16 - 64 dias praticamente; esta covariabilidade se estende de fevereiro a aproximadamente agosto. Todavia, uma pequena região no início do

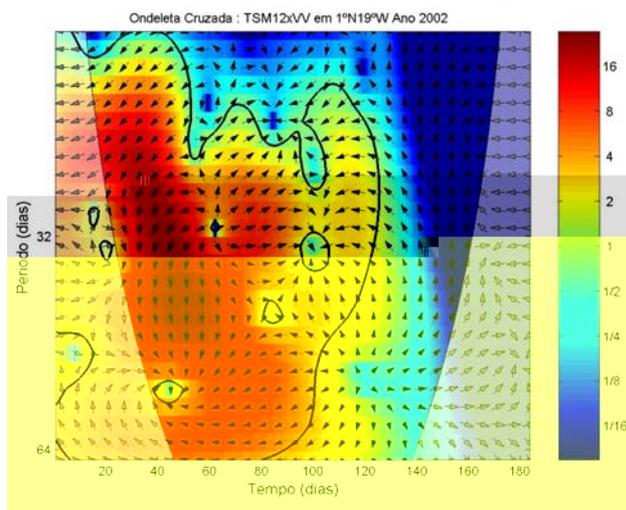
ano de 16 - 26 dias confirma esta covariabilidade da TSM com a componente do vento. Para esta pequena região o vento manda na interação e a TSM responde com 3/8 do período. Uma outra região entre os dias Juliano 40 e 60 e em períodos de 32 a 48 dias aproximadamente e que se encontra fora dos 5% do limite de confiança, confirma a covariabilidade na energia entre estas variáveis para o ano de 2002.



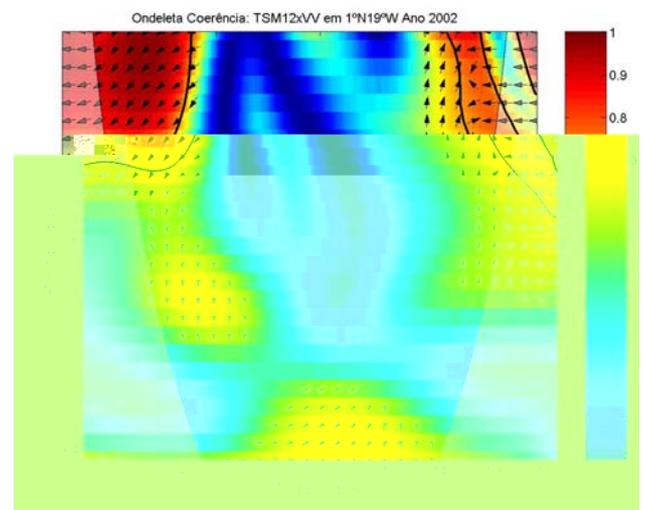
**Figura 4.28a** – Ondeleta cruzada das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2002. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



**Figura 4.28b** – Ondeleta coerência das séries temporais normalizadas de TSM e UU em 1°N-19°W para o ano 2002. Os 5% de significância contra o ruído vermelho é mostrado como um contorno espesso. A fase relativa é mostrada como vetores onde: em fase, apontando para a direita; fora de fase, apontando para a esquerda; UU conduzindo a TSM em 90°, apontando para baixo; TSM conduzindo UU em 90°, apontando para cima.



**Figura 4.28c** – Idem a Figura 4.28a, mas para a componente VV.



**Figura 4.28d** – Idem a Figura 4.28a, mas para a componente VV.

### 4.3 Comparação dos Resultados

Na parte observacional foi possível através do diagrama de Hovmöller da variável TSM sem filtro observar propagação para oeste da língua fria a partir do sexto mês de cada ano em estudo. Este aspecto pôde ser visto também no Hovmöller da TSM do experimento 8b; o qual obteve uma maior representatividade da língua fria, mostrando uma propagação bem nítida para oeste das águas frias, além de uma maior variabilidade espacial e temporal.

De acordo com a figura 4.4 da parte observacional que mostra o Hovmöller da TSM filtrada em 20 – 60 dias para os anos de 2000 a 2002, observa-se que a maior variabilidade das OIT é encontrada entre 25°W e 10°W na variável TSM. Os três experimentos numéricos considerados apresentam uma grande variabilidade não somente entre 25°W e 10°W, mas de 45°W a 5°E.

A figura 4.6 mostra os desvios padrão da TSM de 2000 a 2002, onde se percebe que o máximo de variabilidade das OIT foi encontrado em 1°N e 2°N e em torno de 19°W. Foi visto também que os três anos apresentam uma máxima variabilidade conjunta em 2°N e em torno de 19°W. Para a parte experimental os três experimentos 8b, 9c e 12 mostraram grande variabilidade em 25°W e 10°W (figuras 4.18), com o experimento 12 mostrando a maior variabilidade dentre os experimentos considerados.

O experimento 9c (fig. 4.18b) mostra que o máximo de variabilidade em 1°N e 2°N ocorreu em torno de 19°W e o experimento 12 em torno de 21°W. É mostrado também que o experimento 12 mostrou uma maior variabilidade em todas as latitudes consideradas para análise; no entanto, foi o experimento 9c que apresentou uma variabilidade em longitudes semelhantes aos valores observacionais, diferenciando muitas vezes por um fator de escala.

As ondeletas simples da parte observacional da variável TSM, figuras 4.9a, 4.10a e 4.11a mostram uma variação intensa de energia na escala intrasazonal de 20 – 60 dias para os três anos em estudo, inclusive fora dos 95% do nível de confiança. Estas mesmas características podem ser observadas para todas as ondeletas simples da variável TSM dos experimentos 8b, 9c e 12 para 2000-2002.

Alguns aspectos das ondeletas cruzada e coerência da parte observacional e numérica serão colocados em evidência na perspectiva de uma comparação de resultados. Devido aos muitos aspectos envolvidos, serão mencionados apenas alguns mais evidentes.

A ondeleta cruzada da TSM com a componente zonal do vento (fig. 4.13a) para o ano de 2001 da parte observacional, mostra uma região de alta covariabilidade entre as variáveis TSM e vento entre os dias Juliano 160 e 240 aproximadamente em torno dos 32 dias. Percebe-se um padrão onde o vento está defasado  $45^\circ$  da TSM o mesmo responde as anomalias de temperatura com um *lag* de  $1/8$  do período.

Esta covariabilidade é confirmada na ondeleta coerência entre estas variáveis (fig. 4.13b) mesmo estando fora dos 5% do nível de significância contra o ruído vermelho. Este mesmo padrão é encontrado no experimento 9c para o mesmo ano e as mesmas variáveis do dia Juliano 80 ao 120 em torno de uma escala de 32 dias (fig. 4.24a). O padrão de covariabilidade observado na ondeleta cruzada da parte numérica é confirmado na ondeleta coerência destas variáveis (fig. 4.24b).

É importante observar que para a parte numérica o valor no eixo-x das figuras sempre é o dobro. O que corresponde exatamente o valor mostrado nas figuras da parte observacional. Para o ano de 2002 a ondeleta cruzada da TSM e a componente meridional do vento na parte observacional (fig. 4.14c) mostra que em períodos acima de 48 dias e entre os dias Juliano 120 e 180 aproximadamente; o vento manda na interação e a TSM responde a variabilidade do vento com um *lag* de  $1/4$  do período.

Percebe-se que os vetores de fase também apresentam uma pequena variação no sentido; todavia o vento sempre manda na interação. Apenas uma pequena parte dessa região é confirmada na ondeleta coerência (fig. 4.14d). Estas características de covariabilidade entre a TSM e o vento meridional apresentadas na parte observacional podem também ser verificadas no experimento 9c para o mesmo ano de estudo e nas mesmas variáveis, entre o dia Juliano 40 e 180 aproximadamente e em períodos acima dos 48 dias. A ondeleta coerência entre estas variáveis confirma esta covariabilidade na energia na região supracitada (fig. 4.24d).

## 5. CONCLUSÃO

A diferença de fase entre a TSM e a propagação do vento, observados do TRMM e do Quikscat respectivamente, confirmou a hipótese de que o acoplamento destas variáveis pode ser causado (como também desfeito) devido a flutuações na estabilidade estática, ou seja, um acréscimo ou decréscimo na mistura vertical.

Este trabalho focalizou a assinatura de TSM das OIT e a característica de suas variabilidades anuais no Atlântico Tropical, usando dados de satélites de microondas de alta resolução espacial. Os dados filtrados de TSM e vento na banda 20 - 60 dias permitiram a observação das características espectrais destas ondas.

Estas análises mostraram que as OIT foram bastante representativas no período estudado (2000 - 2002) e que os sinais destas ondas foram bem significativos ao norte de 2°N, com exceção do ano de 2002 no qual o sinal enfraquece a ponto de quase não se notar vestígios de suas características.

Os campos de vento e TSM nos trópicos são extremamente acoplados e suas interações garantem a possibilidade de observar suas características nas componentes do vento, com estrutura similar à observada nos campos de TSM. Além disso, tornou-se claro que estas interações seguem um padrão regular de comportamento, corroborando com resultados de outros autores. Através da análise dos desvios padrão da TSM foi determinado que para a latitude 1°N o máximo de variabilidade se dá em torno de 19°W com o ano de 2002 mostrando uma maior variabilidade dentre os três anos.

Alguns aspectos de covariabilidade em 2000, 2001 e 2002 puderam ser analisados através dos ângulos de fase das ondeletas cruzada e coerência. Através do tempo de resposta mais conhecido como *lag* temporal. A utilização destes ângulos foi totalmente viável no sentido de representar perfeitamente as interações entre a TSM e as componentes do vento, como pôde ser visto na figura 4.14c, em que se pode ver um aspecto muito interessante da covariabilidade intrasazonal oceano-atmosfera para 2002, em que se observa a TSM conduzindo a interação com o vento em uma faixa de energia de 20 – 30 dias com um *lag* de 1/8 do período para a resposta do vento.

O vento por outro lado conduz a TSM em 30 - 60 dias também com um *lag* temporal de 1/8 do período para a resposta do vento. Desta forma uma análise minuciosa foi feita em períodos extremamente específicos e para cada ano.

Através das tabelas 4.2 e 4.4 foi possível avaliar a representatividade do modelo oceânico para as OIT conforme os valores obtidos nos experimentos 8b e 12, os quais corroboram com vários autores. Estes valores possuem a mesma ordem de grandeza que aqueles encontrados na parte observacional e também são similares aos encontrados por alguns autores para Pacífico Tropical, o que leva a crer na similaridade nos mecanismos de formação e de manutenção das OIT nos Oceanos Atlântico e Pacífico.

Os resultados da modelagem numérica mostraram que os processos físicos necessários para a formação das OIT (cisalhamento de correntes e gradientes de temperatura) foram capturados pelo POM, pois mesmo os experimentos simplificados forçados com médias climatológicas de longo termo de vento e fluxo de calor obtiveram estruturas similares às observações nas mesmas épocas do ano em que elas ocorrem. Da mesma forma, tanto as simulações que consideraram campos de vento do NCEP/Reanalysis quanto àquelas que utilizaram as observações de vento do QuikScat apresentaram características similares às determinações observacionais das OIT, com alguma sensibilidade as forçantes atmosféricas.

A análise espectral cruzada dos resultados de TSM fornecidos pelo modelo com as correspondentes forçantes de vento indica um comportamento coerente com as determinações observacionais, sendo que o experimento 12 forçado pelo vento do QuikScat apresentou maior variabilidade espacial em todas as latitudes consideradas para análise, no entanto foi o experimento 9c forçado pelo vento do NCEP/Reanalysis em média móvel de três dias quem apresentou uma variabilidade em longitudes semelhantes aos dos valores observacionais.

## 6. PERSPECTIVAS FUTURAS

Muito trabalho ainda há de ser feito em virtude das grandes incógnitas existentes no surgimento das OIT tanto no Oceano Atlântico como no Pacífico. Devido a isso como perspectivas futuras pretendem-se:

1. Analisar toda a série temporal para o Oceano Atlântico Tropical 2004 e 2005.
2. Analisar toda série para o Oceano Pacífico Tropical (2000 - 2005), utilizando a mesma metodologia envolvida nessa dissertação.
3. Verificar as possíveis interações das OIT com as ondas de Leste Africanas.
4. Utilizar um acoplamento do modelo oceânico POM com um modelo atmosférico (como o RAMS/OLAM, por exemplo) para verificar a representatividade das OIT.
5. Experimentar a possibilidade de novos filtros no tratamento desses dados, como o *Finite Impulse Response* (FIR) filtro digital 2-D (Polito *et al.*, 2000).

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, M. R. and L. A. Smith, Monte Carlo SSA, Detecting irregular oscillations in the presence of colored noise, *Journal of Climate*, 9, 3383-3404, 1996.
- A. Grinsted, J. C. Moore, and S. Jevrejeva, Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series, *Nonlinear Processes in Geophysics* (2004) 11:561-566.
- Asselin, R., 1972: Frequency filters for time integrations, *Mon. Weather Rev.*, 100, 487-490.
- Barbosa, Augusto. C. B., CAMARGO, R., Observações de ondas de instabilidade tropical no Oceano Atlântico utilizando dados de satélites - QuikSCAT e Tropical Rainfall Measuring Mission In: *Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia - CBMET*, 2006, Florianópolis/SC.
- Blumberg, A. F. & G. L. Mellor, 1987, "A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model." In: N. Heaps (Editor), Three-dimensional ocean models. *American Geophysical Union*, 208 pp.
- Caltabiano, A. C. V., Robson, I. S., Pezzi, L. P., Multi-year satellite observations of instability waves in the Tropical Atlantic Ocean, *Ocean Science*, 1, 97 – 112, 2005.
- Camargo, R., Estimativa das Variações de TSM no Atlântico Sul e Tropical Através de Modelagem Oceânica Forçada por Campos Atmosféricos de Larga Escala – USO DIAGNÓSTICO E PROGNÓSTICO. In: *Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia - CBMET*, 2006, Florianópolis/SC.
- Camargo, R., 1998, Estudo numérico das circulações atmosférica e oceânica na região da baía de Paranaguá. *Tese de Doutorado, Instituto Astronômico e Geofísico - Universidade de São Paulo, São Paulo*, 179 p.

- Chang, P., R. Saravanan, L. Ji and G. C. Hegerl, 2000. The effect of local sea surface temperatures on atmospheric circulation over the tropical Atlantic Sector, *Journal of Climate*, 13(13):2195-2216.
- Chassignet E., M. Bell, P. Brasseur, G. Evensen, S. Griffies, H. Hurlburt, C. Le Provost, G. Madec, J. McClean, J. Verron, and A. Wallcraft, 2002: "The Modeling Component of Ocean Forecasting, En Route to GODAE", *International Symposium, Proceedings*, 2002.
- Chelton, D. B., S. K. Esbensen, M. G. Schlax, N. Thum, M. H. Freilich, F. J. Wentz, C. L. Gentemann, M. J. McPhaden, and P. S. Schoph, Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical Pacific, *Journal of Climate*, in press, 2001.
- Cox, M. D., 1980, Generation and propagation of 30-day waves in a numerical model of the Pacific, *Journal of Physical Oceanography*, 10:1168-1186.
- Daubechies, I., Ten lectures on wavelets. Philadelphia, PA: SIAM, 1992. v.61 of *CBMS-NSF Regional Conference (Series in Applied Mathematics)*, 351 p.
- Daubechies, I.; Mallat, S.; Willsky, A., Introduction to the special issue on wavelet transforms and multiresolution signal analysis. *IEEE Trans. Inf. Theory*, v. 38, n.2, p. 528-531, 1992.
- Deser, C., J. J. Bates, and S. Wahl, The influence of sea surface temperature on stratiform cloudiness along the equatorial front in the Pacific Ocean, *Journal of Climate* 6, 1172-1180, 1993.
- Diedhiou, A., Janicot, S., Vitard, A., de Felice, P., and Laurent, H.: Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic: results from NCEP/NCAR and ECMWF reanalysis, *Clim. Dyn.*, 15, 795-822, 1999.

- Edwards, A., and Lipiatou, E., 2002. - "Foreword" In: *Pinardi, N. and Woods, J. eds. Ocean forecasting: conceptual basis and applications*, Berlin, Springer-Verlag.
- Ezer, T., H. Arango, and A. F. Shchepetkin: 2002. "Developments in terrain-following ocean models: intercomparisons of numerical aspects", *Ocean Modelling*, 4, pp. 249-267.
- Ezer, T. 2000 - On the seasonal mixed layer simulated by a basin scale ocean model and the Mellor-Yamada turbulence scheme *JGR*, 105 (C7), 16,843-16,855.
- Farge, M., Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Palo Alto, v.24, p.395-457, 1992.
- Foufoula-Georgiou, E., and Kumar, P.: Wavelets in Geophysics, *Academic Press*, 373, 1995.
- Gamage, N., and W. Blumen, 1993: Comparative analysis of low-level cold fronts: Wavelets, Fourier, and empirical orthogonal function decompositions. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2867-2878.
- Gu, D., and Philander, S.: Secular changes of annual and interannual variability in the Tropics during the past century, *Journal of Climate*, 8, 864-876, 1995.
- Harari, J.; FRANÇA, A. C. S. & Camargo, R. – 2006: "Simulação numérica de sobre-elevação no nível médio do mar na costa sudeste do Brasil (Abril de 2005)" – Resumo (fisII\_007) publicado em formato digital nos Anais do III Simpósio Brasileiro de Oceanografia – III SOB, realizado no Instituto Oceanográfico da USP, em São Paulo (SP, Brasil), de 04 a 08 de Dezembro de 2006, 1 p.
- Hashizume, H., Xie, S. –P., Liu, W. T., Takeuchi, K., Local and remote atmospheric to tropical instability waves: A global view from space, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, NO. D10, Pages 10,173 – 10,185, May 27, 2001.

- Hashizume, H., S. P. Xie, M. Fujiwara, M. Shiotani, T. Watanabe, Y. Tanimoto, W. T. Liu, and K. Takeuchi, 2002. Direct observations of atmospheric boundary layer response to SST variations associated with tropical instability waves over the eastern equatorial Pacific. *Journal of Climate*, 15:3379–3393.
- Hayes, S. P., M. J. McPhaden, and J. M. Wallace, 1989. The Influence of Sea Surface Temperature on Surface Wind in the Eastern Equatorial Pacific: Weekly to Monthly Variability. *Journal of Climate*, 2:1500–1506.
- Janicot, S. and Sultan, B.: Intra-seasonal modulation of convection in the West African monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 523-526, 2001.
- Legeckis, R. (1997), Long waves in the eastern equatorial Pacific Ocean: A view from a geostationary satellite, *Science*, 197, 1177 – 1181.
- Levitus, S., and T. Boyer, 1994. World Ocean Atlas 1994. *Tech. Report.* (Salinity and Temperature) Vol 3-4, US Dep. of Commer., Washington, DC.
- Lindzen, R. S., and S. Nigam, 1987, On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(17):2418–2436.
- Liu, W. Timothy., Xie, Xiaosu., Polito, Paulo S., Shang-Ping, Xie., Hashizume, Hiroshi, Atmospheric Manifestation of Tropical Instability Wave Observed by QuikSCAT and Tropical Rainfall Measuring Mission. *Geophysical Research Letters*, August 16, 2000 (vol. 27, no. 16, p. 2545).
- Madala, R. V., and S. A. Piacsek, A semi-implicit numerical model for baroclinic oceans, *J. Computat. Phys.*, 23, 167-178, 1977.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *Journal of the Atmospheric Sciences.*, 31, 1791-1806, 1974.

- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1982. "Development of a turbulent closure model for geophysical fluid problems." *Rev. Geophys.*, 20: pp. 851-875.
- Mellor, G. L., 1973: Analytical prediction of the properties of stratified planetary surface layers. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 30, 1061-1069.
- Mellor, G. L., and A. F. Blumberg, 1985: Modeling vertical and horizontal diffusivities with the Sigma Coordinate System. *Monthly Weather Review*, 113(8), 1379-1383.
- Mellor, G. L., 1991: An equation of state for numerical models of oceans and estuaries. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 609–611.
- Mellor, G. L., 2004. "User's Guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model". *Atmos. And Oceanic Sci. Program*, Princeton University, Princeton, N. J., USA.
- Mesinger, F., and A. Arakawa, 1976. "Numerical Methods Used in Atmospheric Models," *Global Atmospheric Research Programme - WMO-ICSU Joint Organizing Comitee*.
- Morlet, J., Sampling theory and wave propagation. Springer, 1993.
- Neelin, J. D., Battisti, D. S., Hirst, A. C., Jin, F. F., Wakata, Y., Yamagata, T., and Zebiak, S. E.: ENSO theory, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 103, 14261-14290, 1998.
- Pezzi, L. P., R. B. Souza, M. S. Dourado, C. A. E. Garcia, M. M. Mata and M. A. F. Silva-Dias, 2005. Ocean-Atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. *Geophysical Research Letters*, vol. 32.
- Philander, S. G. H., 1978. Instabilities of zonal equatorial currents 2. *Journal of Geophysical Research*, 83:3679-3682.

- 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*, 16,911 – 16,921.
- Qiao, L., and R. H. Weisberg, Tropical instability wave kinematics: observations from the tropical instability wave experiment (TIWE), *Journal of Geophysical Research* *100*, 8677-8693, 1995.
- Silva, A. M. C., C. C. Young and S. Levitus, 1994. Atlas of Surface Marine Data 1994, vol. 3, Anomalies of heat and Momentum Fluxes, NOAA Atlas NESDIS, vol. 8, 413 pp., *Natl. Environ. Satell. Data Inf. Serv.*, Washington.
- Smagorinsky, J., 1963 General circulation experiments with the primitive equations: I., The basic experiment. *Mon. Weather Rev.* *91*, 99(164).
- Thum, N., Esbensen, S., K, D. B., and McPhaden, M. J.: Air-sea heat exchange along the northern sea surface temperature front in the eastern tropical Pacific, *Journal of Climate*, *15*, 3361-3378, 2002.
- Torrence, C., and G. P. Compo, A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *79*, 61-78, 1998.
- Torrence, C. and Webster, P.: Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon System, *J. Clim.*, *12*, 2679 – 2690, 1999.
- Wallace, J.M., T. P. Mitchell, and C. Deser, The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific seasonal and interannual variability. *Journal of Climate*, *2*, 492-1499, 1989.
- Weng, H. Y.; Lau, K. M., Wavelet, period-doubling and time frequency localization with application organization of convection over the tropical western Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 51, n. 17, p. 2523-2541, 1994.

Xie, S. P., Ishiwatari, M., Hashizume, H., and Takeuchi, K.: Coupled ocean-atmospheric on the equatorial front, *Geophysical Research Letters*, 25, 3863-3866, 1998.

Zar, J. H., *Biostatistical Analysis*, Prentice-Hall, Old Tappan, N. J., 1999.

## 8. ANEXOS

### Anexo 1

**Onda de Rossby** é o movimento ondulatório no plano horizontal da escala sinótica, na qual as regiões de vorticidade ciclônica e anti-ciclônica se alternam à medida que a onda se propaga. A força restauradora desta onda é a força de Coriolis. A velocidade de fase do protótipo da onda de Rossby é dada por  $c = U - \frac{U^2}{k^2}$ , onde U é o escoamento básico (para leste) considerado constante e uniforme,  $\Omega = 2 \cos \frac{\phi}{r}$  onde  $\Omega$  é a velocidade angular da Terra,  $\phi$  é a latitude e r é o raio da Terra,  $\frac{d\Omega}{d\phi}$  é a variação do parâmetro de Coriolis com a latitude e k é o número de onda na direção longitudinal, trata-se de uma onda transversal e dispersiva. A velocidade de grupo desta onda é dada por  $V_g = \frac{w}{k}$ , onde  $w = c.k$ , w é a frequência de oscilação. Caso a velocidade de grupo de uma onda seja função de k, a onda é dita dispersiva, caso contrário não-dispersiva.

### Anexo 2

**Estabilidade Estática** é uma medida da estratificação de um fluido planetário. Para a atmosfera terrestre a expressão  $\frac{d\theta}{dz}$  (em coordenadas cartesianas) representa adequadamente as condições de estabilidade para perturbações de parcelas de ar na vertical, onde  $\theta$  é a temperatura potencial que tende a diminuir com a altura. Quando  $\sigma$  é positivo a atmosfera é estável. Quando  $\sigma$  é negativo a atmosfera é dita instável, caso  $\sigma = 0$ , dizemos que a atmosfera está estaticamente neutra. A Estabilidade Atmosférica afeta o movimento vertical do ar. Convecção e turbulência são aumentadas quando o ar é instável e inibido quando o ar é estável. A estabilidade do ar traz influências na taxa com a qual os movimentos na camada de mistura são determinados. A profundidade de mistura é a distância vertical entre a superfície da Terra e a altitude das correntes de convecção.

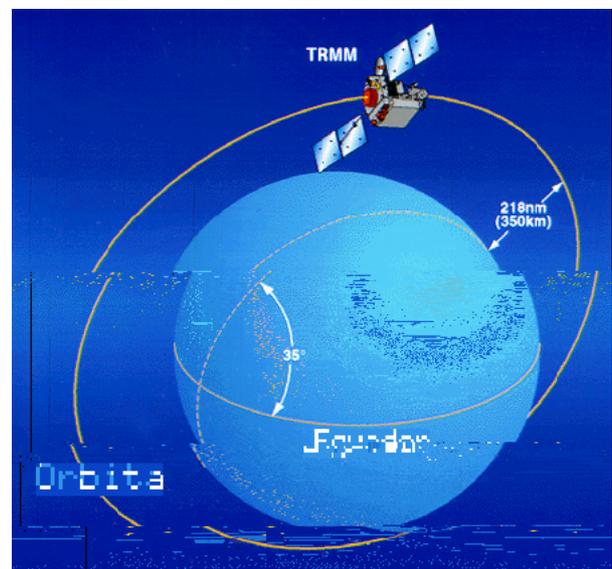
Quando a mistura em profundidade é grande tem-se grande instabilidade devido a variações de TSM na superfície. Um caso bem didático seria algumas vezes, estimar a estabilidade do ar observando uma pluma que surge de uma chaminé. Se a fumaça entra em uma camada de ar instável, a pluma fica ondulada. Em geral, esta pluma indica que existem movimentos turbulentos e está havendo mistura de elementos da atmosfera. Por outro lado, se a pluma de fumaça fica suspensa e vagorosamente sobe, significa que as condições são estáveis.

### Anexo 3



Satélite QuikScat. Figura tirada dos Anais do X SBSR, Foz do Iguaçu 21-26 abril 2001, INPE, p. 721-728.

### Anexo 4



Órbita do Satélite TRMM/TMI. Figura tirada da apostila de Oceanografia por Satélites (Paulo S. Polito e Olga T. Sato – Instituto Oceanográfico da USP).

### Anexo 5

O **PIRATA** (*Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic*) é um programa de oceanografia operacional elaborado por um grupo de cientistas envolvidos nas atividades do CLIVAR (*Climate Variability and Predictability Program*) e realizado no âmbito de uma cooperação internacional entre o Brasil, a França e os Estados Unidos. O objetivo do Programa PIRATA é estudar as interações oceano-

atmosfera no Atlântico Tropical e os seus impactos na variabilidade climática regional em escalas sazonais, interanuais ou de período mais longo.

Este programa foi espelhado no sucesso científico do TOGA (*Tropical Ocean Global Atmosphere*), que instalou no Pacífico Intertropical 70 bóias oceanográficas do tipo Atlas, que constituem a rede TAO/TRITON. No período de 1997 a 2005, o PIRATA deve manter uma rede de bóias, também do tipo Atlas, com o objetivo principal de coletar dados do oceano e da atmosfera a fim de que se possa descrever e compreender a evolução temporal e espacial da temperatura da superfície do mar, a estrutura térmica superficial e as transferências de quantidade de movimento, de calor e de água doce, entre o oceano e a atmosfera.

As observações oceânicas, juntamente com as observações meteorológicas são transmitidas por satélite (via o sistema de transmissão Argos), e são disponibilizadas em tempo real na Internet. Para mais detalhes acesse: <http://www.funceme.br/DEMET/pirata/introducao.htm>

## **Anexo 6**

**O Fechamento Turbulento de 2ª Ordem:** Os modelos de fechamento de segunda ordem estão baseados nas equações que descrevem os momentos estatísticos de segunda ordem a partir da parametrização dos termos de terceira ordem.

## **Anexo 7**

**A Aproximação de Boussinesq** é uma simplificação das equações que governam escoamento atmosférico ou oceânico baseada na suposição de que a variação da densidade não é importante para a dinâmica exceto quando a densidade está associada com a gravidade. Isto é, a densidade é considerada constante em todos os termos das equações governantes exceto no termo de flutuabilidade (“*buoyancy*”) das parcelas do fluido.

## **Anexo 8**

## **PRINCETON OCEAN MODEL - POM**

### 8.1 - EQUAÇÕES GOVERNANTES

O conjunto de equações a serem apresentadas obedece à seguinte notação:

$(x^*, y^*, z^*)$  é o sistema de coordenadas cartesianas.

$(x, y, \sigma)$  sistema de coordenadas sigma.

$t$  é o tempo.

$U, V$  são componentes da velocidade horizontal.

$W$  é a velocidade vertical.

$\Delta x, \Delta y$  são os espaçamentos de grade.

$g$  é a aceleração da gravidade.

$f$  é a força de Coriolis.

$p$  é a pressão.

$\rho_0$  é a densidade do estado de referência.

$\rho$  é a densidade *in situ*.

$K_M$  é o coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulenta.

$K_H$  é o coeficiente cinemático vertical de difusão turbulenta de calor e sal.

$\theta$  é a temperatura potencial.

$S$  é a salinidade.

#### 8.1.1 - Equações dinâmicas e termodinâmicas

Considerando um sistema de coordenadas cartesianas ortogonais  $(x^*, y^*, z^*)$  com superfície livre localizada em  $z = \eta(x^*, y^*, t)$  e fundo em  $z = -H(x^*, y^*)$ , as equações para um fluido incompressível considerando as aproximações já citadas são:

Equação da continuidade:

$$\frac{U}{x^*} - \frac{V}{y^*} - \frac{W}{z^*} = 0 \quad (8.1)$$

Equações da conservação de momento, nas três direções:

$$\begin{aligned} \frac{U}{t} - U \frac{U}{x^*} - V \frac{U}{y^*} - W \frac{U}{z^*} - fV \\ \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x^*} - \frac{K_M}{z^*} \frac{U}{z^*} = F_{x^*} \end{aligned} \quad (8.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{V}{t} - U \frac{V}{x^*} - V \frac{V}{y^*} - W \frac{V}{z^*} - fU \\ \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y^*} - \frac{K_M}{z^*} \frac{V}{z^*} = F_{y^*} \end{aligned} \quad (8.3)$$

$$g - \frac{\partial p}{\partial z^*} \quad (8.4)$$

Equação de conservação de temperatura potencial:

$$\frac{\theta}{t} - U \frac{\theta}{x^*} - V \frac{\theta}{y^*} - W \frac{\theta}{z^*} - \frac{K_H}{z^*} \frac{\theta}{z^*} = F_{\theta} \quad (8.5)$$

Equação de conservação da salinidade:

$$\frac{S}{t} - U \frac{S}{x^*} - V \frac{S}{y^*} - W \frac{S}{z^*} - \frac{K_H}{z^*} \frac{S}{z^*} = F_S \quad (8.6)$$

Equação de estado:

$$S, \rho \quad (8.7)$$

Nas equações (8.2) a (8.6), os termos  $F_{x^*}$ ,  $F_{y^*}$ ,  $F^*$  e  $F_{S^*}$  são as parametrizações de fenômenos de subgrade, ou seja, os movimentos induzidos por processos com escala menor do que o espaçamento de grade do modelo (e que, portanto não podem ser resolvidos pelo modelo); esses termos foram representados através de expressões que os relacionam com os processos horizontais de mistura, da forma:

$$F_{x^*} = \frac{2A_M}{x^*} \frac{U}{x^*} - \frac{A_M}{y^*} \frac{U}{y^*} - \frac{V}{x^*} \quad (8.8)$$

$$F_{y^*} = \frac{A_M}{x^*} \frac{U}{y^*} - \frac{V}{x^*} - \frac{2A_M}{y^*} \frac{V}{y^*} \quad (8.9)$$

$$F_{^*,S^*} = \frac{A_H}{x^*} \frac{S}{x^*} - \frac{A_H}{y^*} \frac{S}{y^*} \quad (8.10)$$

Onde  $A_M$  é o coeficiente cinemático horizontal de viscosidade turbulenta e  $A_H$  é o coeficiente cinemático horizontal de difusão turbulenta de calor e sal.

A equação de estado (8.7) foi especificamente desenvolvida para modelos numéricos oceânicos em coordenadas sigma (Mellor, 1991). Desta forma, o sistema definido pelas equações (8.1) a (8.7) forma um conjunto de 7 equações e 7 incógnitas que, conforme a formulação do modelo, é transformado do sistema cartesiano para o sistema sigma e então resolvido numericamente.

#### 8.1.2 - O fechamento da turbulência

A parametrização dos efeitos turbulentos realizada pelo POM é uma das suas principais vantagens, pois permite a difusão turbulenta de momento, temperatura e salinidade. Esta parametrização é feita baseada no trabalho de Mellor & Yamada (1974), de modo que os coeficientes verticais de mistura  $K_M$  e  $K_H$  sejam obtidos a

partir de um esquema de fechamento turbulento de segunda ordem (Mellor & Yamada, 1982), o qual representa a turbulência pelas seguintes equações:

Equação da energia cinética turbulenta:

$$\begin{aligned} \frac{q^2}{t} - U \frac{q^2}{x^*} - V \frac{q^2}{y^*} - W \frac{q^2}{z^*} - \frac{K_q}{z^*} \frac{q^2}{z^*} \\ 2K_M \frac{U^2}{z^*} - \frac{V^2}{z^*} - \frac{2g}{0} K_H \frac{q^2}{z^*} - \frac{2q^3}{B_1 l} F_{q^2} \end{aligned} \quad (8.11)$$

Equação da turbulência em macro escala:

$$\begin{aligned} \frac{q^2 l}{t} - U \frac{q^2 l}{x^*} - V \frac{q^2 l}{y^*} - W \frac{q^2 l}{z^*} \\ \frac{K_q}{z^*} \frac{q^2 l}{z^*} - l E_1 K_M \frac{U^2}{z^*} - \frac{V^2}{z^*} \\ \frac{l E_1 g}{0} K_H \frac{q^3}{z^*} - \tilde{W} F_{q^2 l} \end{aligned} \quad (8.12)$$

nas quais,

$$F_{q^2, q^2 l} = \frac{A_H}{x^*} \frac{q^2, q^2 l}{x^*} - \frac{A_H}{y^*} \frac{q^2, q^2 l}{y^*} \quad (8.13)$$

$$\tilde{W} = 1 + E_2 \frac{l}{L}^2 \quad (8.14)$$

$$L^{-1} \frac{d}{dz^*} \left( \frac{H}{z^*} \right) \quad (8.15)$$

sendo  $q^2/2$  a energia cinética turbulenta,  $l$  a escala característica de comprimento para o movimento turbulento,  $\tilde{W}$  a função proximidade-do-contorno,  $E_2$  a constante de von Karman e  $F_{q^2, q^2 l}$  os termos horizontais de mistura para  $q^2$  e  $q^2 l$ .

Com o uso do modelo de fechamento turbulento, pode-se expressar  $K_M$ ,  $K_H$  e  $K_q$  como sendo:

$$\begin{aligned} K_M &= lqS_M \\ K_H &= lqS_H \\ K_q &= lqS_q \end{aligned} \quad (8.16)$$

sendo  $S_M$ ,  $S_H$  e  $S_q$  funções de estabilidade derivadas analiticamente, que dependem do cisalhamento vertical das correntes, do gradiente vertical de densidade e de  $q$  e  $l$  (Mellor, 1973; Mellor & Yamada, 1982). Definindo:

$$G_M = \frac{l^2}{q^2} \left( \frac{U}{z^*} \right)^2 - \frac{V}{z^*}^2 \frac{1}{2} \quad (8.17)$$

$$G_H = \frac{l^2}{q^2} \frac{g}{\rho_0} \frac{1}{z^*} \quad (8.18)$$

as funções de estabilidade resultam em:

$$S_M = 6A_1A_2G_M \quad S_H = 1 - 2A_2B_2G_H \quad 12A_1A_2G_H \quad A_2 \quad (8.19)$$

$$S_M = 1 - 6A_1^2 G_M - 9A_1 A_2 G_H \quad S_H = 12A_1^2 G_M - 9A_1 A_2 G_H$$

$$A_1 = 1 - 3C_1 \quad (8.20)$$

$$S_q = 0,20 \quad (8.21)$$

Isto significa que  $S_M$  e  $S_H$  podem ser resolvidos em função de  $G_M$  e  $G_H$ . Através de dados de laboratório, foram obtidas as constantes empíricas listadas abaixo (Mellor & Yamada, 1982):

$$(A_1, A_2, B_1, B_2, C_1) = (0,92; 0,74; 16,6; 10,1; 0,08) \quad (8.22)$$

$$(E_1, E_2) = (1,8; 1,33) \quad (8.23)$$

### 8.1.3 - Condições de contorno

Na superfície livre,  $z = (x^*, y^*, t)$ , aplica-se:

$$0K_M = \frac{U}{z^*}, \frac{V}{z^*} \quad 0x, 0y \quad (8.24)$$

$$0K_h = \frac{S}{z^*}, \frac{\dot{S}}{z^*} \quad \dot{H}, \dot{S} \quad (8.25)$$

$$q^2 = B_1^{2/3} u_s^2 \quad (8.26)$$

$$q^2 l = 0 \quad (8.27)$$

$$W = U \frac{\tau_x}{\rho g z^*} - V \frac{\tau_y}{\rho g z^*} - \frac{\tau_z}{\rho g z^*} \quad (8.28)$$

onde  $(\tau_x, \tau_y)$  são as componentes do vetor tensão do cisalhamento do vento,  $u_s$  é a intensidade desse vetor,  $B_1$  é uma constante empírica do fechamento turbulento,  $\dot{H}$  é o fluxo de calor na superfície e  $\dot{S}$  é o fluxo de água fresca na superfície (relacionado aos processos de evaporação e precipitação).

No fundo, em  $z = -H(x^*, y^*)$ , tem-se:

$$K_M \frac{U}{z^*}, \frac{V}{z^*} = \tau_x, \tau_y \quad (8.29)$$

$$q^2 = B_1^{2/3} u_b^2 \quad (8.30)$$

$$q^2 l = 0 \quad (8.31)$$

$$W_b = U_b \frac{H}{x^*} - V_b \frac{H}{y^*} \quad (8.32)$$

onde  $u_b$  é a velocidade de atrito associada à tensão de atrito com o fundo  $(\tau_x, \tau_y)$ .

Como se pôde notar, no fundo não há fluxo de temperatura e salinidade. Nos contornos terrestres, não há fluxo de qualquer propriedade na direção normal ao contorno.

Quanto aos contornos laterais abertos, de uma maneira geral, existem condições de contorno do tipo *inflow* e *outflow*. Na primeira, a especificação da fronteira pode ser feita através de dados observados ou climatológicos, no sentido de informar ao domínio as condições externas do influxo; na segunda, uma condição radiacional permite que distúrbios gerados internamente possam sair do domínio.

Existe também a possibilidade de se empregar uma condição do tipo “esponja” para as velocidades nos contornos abertos, a qual amortece todo o escoamento

próximo à fronteira. De qualquer forma, a escolha das condições de contorno para as fronteiras abertas pode variar muito conforme a área e o tipo de fenômeno que se deseja estudar.

## 8.II - REPRESENTAÇÃO DA COORDENADA VERTICAL

Uma vez que a formulação da coordenada sigma do POM não é exatamente igual a do RAMS, será feita uma breve abordagem da mesma. As coordenadas transformadas do POM obedecem a:

$$\begin{aligned} x &= x^* \\ y &= y^* \\ z &= \frac{z^*}{D} \end{aligned} \quad (8.33)$$

Onde:

$$D(x^*, y^*, z^*) = H(x^*, y^*) + z^* \quad (x^*, y^*, t^*) \quad (8.34)$$

sendo  $D(x^*, y^*, t^*)$  a profundidade local,  $H(x^*, y^*)$  é a profundidade média local e  $(x^*, y^*, t^*)$  é a elevação da superfície livre. Assim, a nova coordenada vertical varia de  $z = 0$  em  $z = 1$  a  $z = -H$ .

Nesse novo sistema, o gradiente de uma variável independente genérica  $G$  é definido como:

$$\frac{\partial G}{\partial x^*} = \frac{\partial G}{\partial x} + \frac{\partial G}{\partial D} \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial G}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial x} \quad (8.35)$$

$$\frac{\partial G}{\partial y^*} = \frac{\partial G}{\partial y} + \frac{\partial G}{\partial D} \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial G}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial y} \quad (8.36)$$

$$\frac{G}{z^*} = \frac{1}{D} \frac{G}{D} \quad (8.37)$$

$$\frac{G}{t^*} = \frac{G}{t} \frac{G}{D} \frac{D}{t} \frac{1}{D} \frac{1}{t} \quad (8.38)$$

e também a nova velocidade vertical é definida como sendo:

$$W = U \frac{D}{x} \frac{D}{x} \quad V = \frac{D}{y} \frac{D}{y} \quad \frac{D}{t} \frac{D}{t} \quad (8.39)$$

Reescrevendo o sistema (8.1) a (8.6), de acordo com as formulações de transformação acima, e multiplicando-o por  $D$ , chega-se em:

Equação da continuidade:

$$\frac{\partial}{\partial x}(DU) + \frac{\partial}{\partial y}(DV) + \frac{\partial}{\partial t} D = 0 \quad (8.40)$$

Equações da conservação de momento, nas direções horizontais:

$$\frac{\partial}{\partial t}(UD) + \frac{\partial}{\partial x}(U^2D) + \frac{\partial}{\partial y}(UVD) - \frac{\partial}{\partial x}(U) = fVD - gD \frac{\partial}{\partial x}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{K_M}{D} \frac{U}{D} + \frac{gD^2}{0} \frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \frac{D}{D} \frac{\partial}{\partial x} + d = F_x \quad (8.41)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(VD) + \frac{\partial}{\partial x}(UVD) + \frac{\partial}{\partial y}(V^2D) - \frac{\partial}{\partial y}(V) = fUD - gD \frac{\partial}{\partial y}$$

$$-\frac{K_M}{D} \frac{V}{0} - \frac{gD^2}{0} \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial D}{\partial y} \right) = d \quad F_y \quad (8.42)$$

Equação de conservação da temperatura potencial:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho D) + \frac{\partial}{\partial x} (\rho UD) + \frac{\partial}{\partial y} (\rho VD) = - \left( \dots \right)$$

$$-\frac{K_H}{D} \frac{F}{D} \quad (8.43)$$

Equação de conservação da salinidade:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho S) + \frac{\partial}{\partial x} (\rho SUD) + \frac{\partial}{\partial y} (\rho SVD) = - \left( S \dots \right)$$

$$-\frac{K_H}{D} \frac{S}{D} \quad F_S \quad (8.44)$$

Os termos de viscosidade e difusão horizontais, descritos anteriormente pelas equações (8.8) a (8.10) também foram alterados e passam a ser expresso por:

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left( 2A_M D \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A_M D \frac{\partial U}{\partial y} \right) - \frac{\partial V}{\partial x} \quad (8.45)$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial x} \left( A_M D \frac{\partial U}{\partial y} \right) + \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} \left( 2A_M D \frac{\partial V}{\partial y} \right) \quad (8.46)$$

$$F_{,s} \frac{\partial}{\partial x} A_H D \frac{\partial}{\partial x} , S \frac{\partial}{\partial y} A_H D \frac{\partial}{\partial y} , S \quad (8.47)$$

As equações da energia cinética turbulenta e da turbulência em macro escala escritas no sistema de coordenadas sigma ficam com a forma (8.26 e 8.27, respectivamente):

$$\frac{\partial}{\partial t} q^2 D \frac{\partial}{\partial x} U q^2 D \frac{\partial}{\partial y} V q^2 D \frac{\partial}{\partial z} q^2 \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{K_q}{D} q^2$$

$$\frac{2K_M}{D} \frac{U^2}{z} \frac{V^2}{z} \frac{2g}{0} K_H \frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{2Dq^3}{B_1 l} F_{q^2} \quad (8.48)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} q^2 l D \frac{\partial}{\partial x} U q^2 l D \frac{\partial}{\partial y} V q^2 l D \frac{\partial}{\partial z} q^2 l$$

$$\frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{K_q}{D} q^2 l \quad l E_1 \frac{K_M}{D} \frac{U^2}{z} \frac{V^2}{z} E_3 \frac{g}{0} K_H \frac{\partial}{\partial \sigma}$$

$$\frac{D q^3}{B_1 l} \tilde{W} F_{q^2 l} \quad (8.49)$$

sendo que:

$$\frac{\partial}{\partial \sigma} \frac{\partial}{\partial z} c_s^2 \frac{p}{z} \quad (8.50)$$

Onde  $c_s$  é a velocidade de propagação do som na água.

De maneira análoga, os termos horizontais de mistura para  $q^2$  e  $q^2l$  no sistema de coordenadas sigma ficam (Mellor & Blumberg, 1985):

$$F_{q^2, q^2l} = \frac{DA_H}{x} \frac{q^2, q^2l}{x} - \frac{DA_H}{y} \frac{q^2, q^2l}{y} \quad (8.51)$$

### 8.III - A SEPARAÇÃO DOS MODOS INTERNO E EXTERNO

As equações que governam a dinâmica da circulação costeira contêm movimentos rápidos causados por ondas de gravidade externas e movimentos lentos causados por ondas de gravidade internas. Como alternativa para economizar tempo de computador, o POM separa as equações verticalmente integradas (modo externo) das equações que contêm a estrutura vertical (modos internos), conforme a formulação apresentada em Madala & Piacsek (1977), a qual permite calcular a elevação da superfície livre através do transporte de velocidade separadamente dos cálculos tridimensionais de correntes e propriedades termodinâmicas. Desta forma existem dois intervalos de integração no modelo, um para o modo externo (DTE) e outro para o modo interno (DTI), sendo o primeiro submúltiplo do segundo.

Aplicando as condições de contorno (8.24) a (8.32), devidamente reescritas em coordenada sigma ao sistema (8.40) a (8.42) verticalmente integrado, chega-se a:

Equação da continuidade

$$\frac{D\bar{U}}{x} + \frac{D\bar{V}}{y} + \frac{D}{t} = 0 \quad (8.52)$$

Equações da conservação de momento, nas direções horizontais:

$$\frac{D(\bar{U}D)}{t} + \frac{D(\bar{U}^2D)}{x} + \frac{D(\bar{U}\bar{V}D)}{y} + f\bar{V}D + gD \frac{D\tilde{F}_x}{x}$$

$$\begin{aligned}
\langle u(0) \rangle & \langle u(1) \rangle G_x \frac{gD^2}{0} \frac{0}{1} \frac{0}{x} d \quad d \\
\frac{gD}{0} \frac{D}{x} \frac{0}{1} \frac{0}{1} & \frac{0}{1} d \quad d
\end{aligned} \tag{8.53}$$

$$-\frac{(\bar{V}D)}{t} - \frac{(\bar{U}\bar{V}D)}{x} - \frac{(\bar{V}^2D)}{y} f\bar{U}D \quad gD \frac{0}{y} \tilde{F}_y$$

$$\langle v(0) \rangle \langle v(1) \rangle G_y \frac{gD^2}{0} \frac{0}{1} \frac{0}{y} d \quad d$$

$$\frac{gD}{0} \frac{D}{y} \frac{0}{1} \frac{0}{1} \frac{0}{1} d \quad d \tag{8.54}$$

sendo,

$$\bar{U}, \bar{V} \frac{0}{1} U, V d \tag{8.55}$$

$$\tilde{F}_x \frac{0}{x} 2\bar{A}_M D \frac{\bar{U}}{x} \frac{0}{y} \bar{A}_M D \frac{\bar{U}}{y} \frac{\bar{V}}{x} \tag{8.56}$$

$$\tilde{F}_y \frac{0}{x} \bar{A}_M D \frac{\bar{U}}{y} \frac{\bar{V}}{x} \frac{0}{y} 2\bar{A}_M D \frac{\bar{V}}{y} \tag{8.57}$$

$$G_x = \frac{\overline{U^2 D}}{x} - \frac{\overline{UV D}}{y} - \frac{\overline{U^2 D}}{x} - \frac{\overline{UV D}}{y} = \overline{F}_x - \tilde{F}_x \quad (8.58)$$

$$G_y = \frac{\overline{UV D}}{x} - \frac{\overline{V^2 D}}{y} - \frac{\overline{UV D}}{x} - \frac{\overline{V^2 D}}{y} = \overline{F}_y - \tilde{F}_y \quad (8.59)$$

onde  $G_x$  e  $G_y$  são os termos de dispersão nas direções  $x$  e  $y$ , respectivamente.

É interessante notar que as subtrações dos dois últimos termos de (8.58) e (8.59) não valem zero, pois se considera a possibilidade da difusividade horizontal variar na vertical, uma vez que o método usado para calcular o coeficiente  $A_M$  é o método de Smagorinsky, o qual permite variações de  $A_M$  na vertical (Smagorinsky, 1963), que são formulados por:

$$A_M = C \left( x^2 \frac{U^2}{x} + y^2 \frac{V^2}{y} \right)^{1/2} \quad (8.60)$$

onde  $C$  é uma constante que vale 0,01.

#### 8.IV - O CRITÉRIO DE ESTABILIDADE E O ESQUEMA DE INTEGRAÇÃO

Em termos de critérios de estabilidade, a condição CFL de estabilidade computacional aplicada ao modo externo (equações verticalmente integradas) limita o intervalo de tempo conforme a expressão:

$$DTE = \frac{1}{C_E} \left( \frac{1}{x^2} + \frac{1}{y^2} \right)^{1/2} \quad (8.61)$$

Onde  $C_E = 2\sqrt{gH} \bar{u}_{max}$ , sendo  $\sqrt{gH}$  a velocidade de propagação de uma onda de gravidade superficial e  $\bar{u}_{max}$  é a velocidade média máxima esperada no domínio. O modo interno, menos restritivo, tem sua condição de estabilidade dada por:

$$DTI = \frac{1}{C_I} \frac{1}{x^2} \frac{1}{y^2} \quad \frac{1}{2} \quad (8.62)$$

onde  $C_I = 2C \bar{u}_{max}$ , sendo  $C$  a velocidade máxima de propagação de uma onda de gravidade interna e  $\bar{u}_{max}$  é a máxima velocidade advectiva.

O POM utiliza uma grade horizontalmente alternada do tipo C de Arakawa (Messinger & Arakawa, 1976). O esquema de integração empregado, o qual envolve passos de tempo distintos para os modos internos (DTI) e externo (DTE), considera a interação entre os modos através de um processo do tipo *feedback*. Nesse processo, os modos internos fornecem ao modo externo os valores das forçantes baroclínicas e dos termos advectivos, os quais permanecem constantes durante DTI; o modo externo, por sua vez, é integrado várias vezes a cada DTI e fornece o valor da elevação de superfície a ser utilizada no avanço do modo interno, onde se considera a média das elevações obtidas no intervalo DTI.

A integração numérica do POM é feita de acordo com o esquema *leapfrog*, o qual pode apresentar divergência das soluções obtidas em intervalos de tempo pares e ímpares. A remoção dessa eventual divergência se dá através da aplicação do seguinte filtro no tempo (Asselin, 1972):

$$A_s = A^n - \frac{\alpha}{2} (A^{n+1} - 2A^n + A^{n-1}) \quad (8.63)$$

Onde  $A$  é uma variável genérica,  $A_s$  é a variável genérica alisada,  $n$  é o nível de tempo e  $\alpha$  é o coeficiente do filtro, valendo 0,01.

## 8.V – INICIALIZAÇÃO

A especificação das condições iniciais no POM pode ser feita a partir da escolha de condições de repouso e homogeneidade no domínio, ou então, através de dados observados ou climatológicos adequadamente interpolados para os pontos

de grade do domínio. A primeira escolha é trivial, enquanto que a segunda envolve certa elaboração, no sentido que os campos fornecidos ao modelo devem estar devidamente balanceados entre si.

De qualquer forma, o POM não possui um esquema automático de inicialização/assimilação de dados. Cabe salientar que essa questão da inicialização dinâmica de modelos oceânicos de área limitada é um assunto extremamente recente cujas técnicas vêm sendo atualmente desenvolvidas e testadas.

## **Anexo 9**

**lag temporal** é quando uma variável definida em uma determinada semana, ao invés de ser relacionada com o valor da outra variável na mesma semana, será relacionado com o valor desta variável nas semanas dois ou três que se seguem.

## **Anexo 10**

O **Método de Monte Carlo** (MMC) é um método estatístico utilizado em simulações estocásticas com diversas aplicações em áreas como a física, matemática e biologia. O método de Monte Carlo tem sido utilizado há bastante tempo como forma de obter aproximações numéricas de funções complexas. Este método tipicamente envolve a geração de observações de alguma distribuição de probabilidades e o uso da amostra obtida para aproximar a função de interesse. As aplicações mais comuns são em computação numérica para avaliar integrais. A idéia do método é escrever a integral que se deseja calcular como um valor esperado.

O nome "Monte Carlo" surgiu durante o projeto Manhattan na Segunda Guerra Mundial

Boltzmann. Existem três classes de algoritmos Monte Carlo: Erro-Unilateral, Erro-Bilateral e Erro-Não-Limitado.

**Monte Carlo de Erro-Unilateral:** Seja P um problema e A um algoritmo aleatório, A é um algoritmo Monte Carlo de Erro-Unilateral que resolve P se:

i) para toda configuração x que é solução de P,  $\text{prob}(A(x=\text{SIM})) = \frac{1}{2}$  e,

ii) para toda configuração x que não é solução de P,  $\text{prob}(A(x=\text{NÃO})) = 1$

Ou seja, sempre que a resposta é NÃO, o algoritmo garante a certeza da resposta. Contudo, se a resposta for SIM, o algoritmo não garante que a resposta está correta.

**Monte Carlo de Erro-Bilateral:** Um algoritmo aleatório A é um algoritmo de Monte Carlo de Erro-Bilateral que computa o problema F se existe um número real  $\epsilon$ , tal

que para toda instância x de F.  $\text{prob}(A(x) = F(x)) = \frac{1}{2}$

**Monte Carlo de Erro-Não-Limitado:** Os algoritmos Monte Carlo de Erro-Não-Limitado são comumente chamados de Algoritmos Monte Carlo. Um algoritmo aleatório A é um algoritmo de Monte Carlo se para qualquer entrada x do problema

F.  $\text{prob}(A(x) = F(x)) = \frac{1}{2}$

# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)